



**Аэрозольное загрязнение
городов и его эффекты
на прогноз погоды,
региональный климат и
геохимические процессы**

THE AEROSOL URBAN POLLUTION AND ITS EFFECTS ON WEATHER, REGIONAL CLIMATE AND GEOCHEMICAL PROCESSES

Authors:

N.Ye. Chubarova, Ye.Yu. Zhdanova, Ye.Ye. Androsova,
A.A. Kirsanov, M.V. Shatunova, Yu.O. Khlestova, Ye.V. Volpert, A.A. Poliukhov,
I.D. Eremina, D.V. Vlasov, O.B. Popovicheva, A.S. Ivanov, Ye.V. Gorbarenko,
Ye.I. Nezval, D.V. Blinov, G.S. Rivin

Monograph

Edited by N.Ye. Chubarova



MOSCOW – 2020

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М.В. ЛОМОНОСОВА

ГИДРОМЕТЦЕНТР РОССИИ

**Аэрозольное загрязнение городов
и его эффекты на прогноз погоды,
региональный климат
и геохимические процессы**

Коллектив авторов:

Н.Е. Чубарова, Е.Ю. Жданова, Е.Е. Андросова, А.А. Кирсанов,
М.В. Шатунова, Ю.О. Хлестова, Е.В. Вольперт, А.А. Полюхов,
И.Д. Еремина, Д.В. Власов, О.Б. Поповичева, А.С. Иванов,
Е.В. Горбаренко, Е.И. Незваль, Д.В. Блинов, Г.С. Ривин

Монография

Под редакцией Н.Е. Чубаровой



МОСКВА – 2020

Электронное издание комплексного распространения

Рецензенты:

Т.Б. Журавлева, д-р физ.-мат. наук (Институт оптики атмосферы имени В.Е. Зуева СО РАН);
А.В. Кислов, д-р геогр. наук, профессор (МГУ имени М.В. Ломоносова)

Коллектив авторов:

Н.Е. Чубарова, *Е.Ю. Жданова*, *Е.Е. Андросова*, *А.А. Кирсанов*, *М.В. Шатунова*,
Ю.О. Хлестова, *Е.В. Вольперт*, *А.А. Полохов*, *И.Д. Еремина*, *Д.В. Власов*,
О.Б. Поповичева, *А.С. Иванов*, *Е.В. Горбаренко*, *Е.И. Незваль*, *Д.В. Блинов*, *Г.С. Ривин*

Под редакцией Н.Е. Чубаровой

A99 **Аэрозольное загрязнение городов и его эффекты на прогноз погоды, региональный климат и геохимические процессы** : Монография / Чубарова Н.Е. и др.; Под ред. Чубаровой Н.Е. – Москва : МАКС Пресс, 2020. – 339 с.

ISBN 978-5-317-06464-8

<https://doi.org/10.29003/m1475.978-5-317-06464-8>

Монография посвящена исследованию атмосферного аэрозоля и его динамики в городской среде Московского мегаполиса. На основании комплексного эксперимента AeroRadCity 2018–2019 гг., который состоял из измерительной кампании и численных экспериментов, выполненных с помощью химико-транспортной модели COSMO-ART, получен ряд новых результатов, способствующих более глубокому пониманию особенностей газовой-аэрозольного состава атмосферы в урбанизированной среде, влажного аэрозольного осаждения с учетом протекающих геохимических процессов и аэрозольных радиационных эффектов. По данным расчетов с помощью современного алгоритма MAIAC, разработанного для спутникового прибора MODIS, и многолетних измерений AERONET рассмотрены особенности аэрозольного загрязнения и его динамика в 21 веке в Московском регионе. Оценено влияние аэрозоля на метеорологические и радиационные характеристики атмосферы по данным численных экспериментов с моделью COSMO и многолетним наблюдениям. Получены количественные эффекты учета непрямого влияния аэрозоля на характеристики облачности и прогноз погоды.

Ключевые слова: аэрозоль, солнечная радиация, моделирование, COSMO модель, аэрозольный эксперимент, черный углерод, загрязнение атмосферы, не прямой аэрозольный эффект, облачно-аэрозольное взаимодействие, городское аэрозольное загрязнение, модель COSMO-ART, спутниковое зондирование атмосферы, УФ радиация, Метеорологическая обсерватория МГУ, тяжелые металлы в дождях, влажное осаждение, температурный эффект аэрозоля.

УДК 551.5: 504.054:550.46: 631.416.9:544.772

ББК 26.23:26.30

Authors:

N.Ye. Chubarova, *Ye.Yu. Zhdanova*, *Ye.Ye. Androsova*, *A.A. Kirsanov*, *M.V. Shatunova*,
Yu.O. Khlestova, *Ye.V. Volpert*, *A.A. Poliukhov*, *I.D. Eremina*, *D.V. Vlasov*,
O.B. Popovicheva, *A.S. Ivanov*, *Ye.V. Gorbarenko*, *Ye.I. Nezval*, *D.V. Blinov*, *G.S. Rivin*

Edited by N.Ye. Chubarova

The aerosol urban pollution and its effects on weather, regional climate and geochemical processes : Monograph / Chubarova N.Ye. and etc.; Edited by N.Ye. Chubarova – Moscow, MAKS Press, 2020. – 339 p.
ISBN 978-5-317-06464-8

The monograph is devoted to the study of atmospheric aerosol and its dynamics in the urban environment of Moscow megacity. Based on the AeroRadCity 2018-2019 complex experiment, composed of measurement campaign and numerical experiments using the COSMO-ART chemical transport model, a number of new results were obtained, which contributed to a deeper understanding of the gas-aerosol composition of the urban atmosphere, wet aerosol deposition with accounting of geochemical processes and aerosol radiative effects. Aerosol pollution in the Moscow region and its dynamics in the 21st century were estimated according to the aerosol retrievals using the MAIAC algorithm developed for the MODIS satellite instrument, and long-term AERONET measurements. The effects of aerosol on meteorological and radiative characteristics of the atmosphere were obtained from the numerical experiments with the COSMO model and long-term observations. The indirect aerosol effects on cloud characteristics and weather forecast were estimated.

Key words: aerosol, solar radiation, modeling, COSMO model, aerosol experiment, black carbon, atmospheric pollution, indirect aerosol effect, cloud-aerosol interaction, urban aerosol pollution, COSMO-ART model, satellite sensing of the atmosphere, UV radiation, MSU Meteorological Observatory, heavy metals in rain, wet deposition, aerosol temperature effect.

Издательство ООО “МАКС Пресс” Лицензия ИД N 00510 от 01.12.99 г.
119992, ГСП-2, Москва, Ленинские горы, МГУ им. М.В. Ломоносова,
2-й учебный корпус, 527 к. Тел. 939-3890, 939-3891. Тел./Факс 939-3891.

Оглавление

Введение	10
1 Эколого-климатические характеристики атмосферы в Москве в 2018-2019 гг. и в период весеннего эксперимента AeroRadCity	12
1.1 Метеорологические параметры	12
1.1.1 Температуро-влажностные параметры, атмосферное давление, ветер	12
1.1.1.1 Особенности температуро-влажностного режима, атмосферного давления и приземного ветра в 2018 и 2019 гг.	12
1.1.1.2 Особенности метеорологических условий апреля и мая 2018 и 2019 гг.	25
1.1.2 Облачный покров и продолжительность солнечного сияния	34
1.1.2.1 Особенности облачного покрова и продолжительности солнечного сияния в 2018 и 2019 гг.	34
1.1.2.2 Особенности режима облачности и ПСС в апреле-мае 2018 и 2019 гг.	40
1.2 Аэрозольные характеристики по данным солнечно-небесного фотометра CIMEL сети AERONET	43
1.2.1 Временная изменчивость характеристик аэрозоля в 2018 и 2019 гг.	43
1.2.2 Микрофизические, оптические и радиационные свойства аэрозоля в 2018 и 2019 гг.	52
1.2.3 Аэрозольный режим в апреле - мае 2018 и 2019 гг.	54
1.2.4 Сравнение облачной фильтрации алгоритма AERONET с облачной коррекцией по данным МО МГУ	56
1.3 Радиационный режим	60
1.3.1 Составляющие радиационного баланса	60
1.3.1.1 Особенности радиационного режима 2018 и 2019 гг.	60

1.3.1.2	Особенности радиационного режима в апреле-мае 2018 и 2019 гг.	70
1.3.2	УФ радиация 300-380 нм	77
1.3.2.1	Методические аспекты	77
1.3.2.2	Месячные, сезонные и годовые суммы суммарной УФ радиации в области спектра 300-380 нм	84
1.3.2.3	Суточные суммы суммарной УФ радиации в области спектра 300-380 нм	88
1.3.2.4	Многолетние изменения суммарной УФ радиации в области спектра 300-380 нм	92
1.3.2.5	Особенности прихода суммарной УФ радиации в области спектра 300-380 нм в апреле и мае 2018 и 2019 гг.	93
1.3.3	Эритемная УФ радиация	98
1.3.3.1	Методические аспекты мониторинга в 2018 и 2019 гг.	98
1.3.3.2	Месячные, сезонные и годовые суммы суммарной эритемной УФ радиации	100
1.3.3.3	Суточные суммы суммарной эритемной УФ радиации	104
1.3.3.4	Особенности прихода суммарной эритемной УФ радиации в апреле и мае 2018 - 2019 гг.	106
1.4	Химический состав осадков	110
1.4.1	Общая характеристика химического состава атмосферных осадков в 2018 и 2019 гг.	110
1.4.2	Результаты анализа химического состава атмосферных осадков в период весеннего эксперимента 2018-2019 гг.	115
	Выводы по Главе 1	120
	Литература к Главе 1	123

2 Результаты весеннего аэрозольного эксперимента AeroRadCity 2018-2019 гг. 127

2.1	Особенности городского аэрозоля в Московском регионе в период эксперимента и его влияние на радиационный режим	128
2.1.1	Описание данных измерений и модельных экспериментов	128
2.1.1.1	Описание данных измерений	128
2.1.1.2	Описание модели COSMO-ART и численных экспериментов	132
2.1.2	Анализ аэрозольных свойств атмосферы в период эксперимента AeroRadCity	136
2.1.2.1	Массовая концентрация черного углерода и его изменчивость по данным измерений	142

2.1.2.2	Соотношение содержания аэрозоля в столбе атмосферы и в приземном слое воздуха	148
2.1.2.3	Свойства типичного аэрозоля по модельным и экспериментальным данным в Москве	150
2.1.3	Влияние аэрозоля на солнечную радиацию в разных спектральных диапазонах и оценки его радиационного воздействия	161
2.1.4	Аэрозольное городское загрязнение и его влияние на солнечную радиацию в московском регионе по модельным и экспериментальным данным	163
2.2	Атмосферные осадки и их воздействие на аэрозоль, его динамику и геохимические процессы	174
2.2.1	Методика работы, описание данных и численных экспериментов	175
2.2.2	Влажное осаждение аэрозоля по экспериментальным и модельным данным	178
2.2.2.1	Параметры атмосферных осадков в период эксперимента	178
2.2.2.2	Соотношение характеристик атмосферных осадков и аэрозоля в столбе атмосферы и у поверхности	183
2.2.2.3	Оценки влажного осаждения аэрозоля по данным расчетов и измерений	185
2.2.3	Тяжелые металлы и металлоиды (ТММ) в пробах дождя	192
2.2.3.1	Концентрации растворенных и взвешенных (нерастворенных) форм ТММ	193
2.2.3.2	Сравнение состава дождевой воды Москвы с дождевой водой других городов мира	201
2.2.3.3	Растворенность ТММ в дождевой воде	203
2.2.3.4	Источники ТММ в весенних дождях. Обогащение дождей ТММ	209
2.2.3.5	Вклад антропогенных, терригенных и морских источников в содержание ТММ в дождях	212
2.2.3.6	Парагенетические ассоциации ТММ	214
2.2.3.7	Влажное осаждение и интенсивность вымывания ТММ из атмосферы дождями	218
2.2.3.8	Временное изменение уровней влажного осаждения и интенсивности вымывания ТММ из атмосферы дождями	222
2.2.3.9	Сравнение уровней влажного осаждения ТММ в Москве с другими территориями	227

Выводы по Главе 2	228
Литература к Главе 2	232
3 Оценка влияния облачно-аэрозольного взаимодействия на прогноз метеорологических характеристик	251
3.1 Облачно-аэрозольное взаимодействие в модели численного прогноза погоды	251
3.2 Описание численных экспериментов и данных измерений	257
3.2.1 Конфигурация модели COSMO	257
3.2.2 Организация численных экспериментов и описание данных наблюдений	258
3.3 Результаты численных экспериментов по оценке влияния аэрозоля на свойства слоистообразной облачности	260
3.3.1 Влияние аэрозоля на микрофизические характеристики облаков	260
3.3.2 Влияние аэрозоля на макрофизические (водность и ледность) характеристики облаков	262
3.3.3 Изменение оптических толщин облаков при облачно - аэрозольном взаимодействии	266
3.3.4 Влияние облачно-аэрозольного взаимодействия на суммарную радиацию у поверхности земли	269
3.3.5 Влияние облачно-аэрозольного взаимодействия на приземную температуру воздуха	278
Выводы по Главе 3	281
Литература к Главе 3	283
4 Аэрозольное загрязнение московского региона по данным спутниковых данных MAIAC/MODIS	287
4.1 Описание данных и методов исследования	288
4.2 Валидация спутниковых восстановлений АОТ MAIAC/MODIS и сопоставление многолетних данных наземных и спутниковых измерений	291
4.2.1 Валидация спутниковых восстановлений АОТ MAIAC по наземным данным	291
4.2.2 Временные изменения АОТ в Москве по наземным и спутниковым данным	294
4.3 Временные и пространственные особенности распределения АОТ в Московском регионе	295
4.3.1 Временные различия АОТ между городом и пригородом по данным наземных и спутниковых измерений в МО МГУ и Звенигороде, май-сентябрь 2006-2017 гг.	295

4.3.2	Временное и пространственное распределение АОТ в Московском регионе	298
4.3.3	Квантильные оценки АОТ на территории Московского региона	300
	Выводы по Главе 4	303
	Литература к Главе 4	304
5	Влияние атмосферного аэрозоля на радиационный и метеорологический режим по данным мезомасштабной модели COSMO и измерениям	309
5.1	Описание данных и методов исследования	310
5.1.1	Аэрозольные и радиационные измерения и их погрешности	310
5.1.2	Описание алгоритмов радиационного переноса	312
5.1.2.1	Радиационный алгоритм модели COSMO	312
5.1.2.2	Радиационный алгоритм CLIRAD(FC05)-SW	315
5.1.3	Аэрозольные климатологии	317
5.1.3.1	Аэрозольная климатология Tanre	317
5.1.3.2	Аэрозольная климатология Tegen	318
5.1.3.3	Аэрозольная климатология MACv2	319
5.2	Сравнения аэрозольных климатологий Tegen и MACv2 с данными многолетних наземных измерений в Москве	320
5.3	Оценка качества воспроизведения солнечной радиации и температуры воздуха на высоте 2 м в модели COSMO-Ru по данным измерений	324
5.3.1	Радиационные эффекты аэрозоля	325
5.3.2	Температурные эффекты аэрозоля	329
5.4	Оценка влияния аэрозоля на прогноз приземной температуры в модели COSMO-Ru	331
	Выводы по Главе 5	335
	Литература к Главе 5	336

Введение

Антропогенное аэрозольное загрязнение оказывает комплексное воздействие на биосферу, существенно влияя на радиационные процессы в атмосфере и на ее температурно-влажностный режим, что в результате приводит к заметным климатическим эффектам. Кроме влияния на метеорологические процессы и климат, аэрозольные частицы с диаметром менее 10 мкм негативно влияют на здоровье людей. Особенно вредное воздействие оказывает присутствие в составе аэрозолей тяжелых металлов и металлоидов (ТММ).

Оценка суммарного радиационного воздействия антропогенного аэрозоля превышает по абсолютной величине -1 Вт/м^2 , компенсируя частично рост температуры воздуха в тропосфере, который происходит за счет увеличения концентрации парниковых газов. Однако до сих пор неопределенность оценок аэрозольного климатического воздействия остается довольно высокой (IPCC, 2007, IPCC, 2013). Эти неопределенности связаны с большим разнообразием оптических и микрофизических характеристик аэрозоля и его существенной пространственно-временной изменчивостью.

Актуальность проблемы исследования городского аэрозольного загрязнения связана с необходимостью повышения точности прогноза важнейших метеорологических элементов, которая зависит от достоверного учета аэрозоля в моделях прогноза погоды. Большое число международных аэрозольных программ (AERONET, AEROCOM, др.) подтверждает важность и необходимость исследования свойств аэрозоля и их влияния на точность метеорологического прогноза. Несмотря на большое внимание к этой проблеме, свойства городского аэрозоля и его воздействие на радиационные и метеорологические процессы пока плохо изучены.

До настоящего времени недостаточно полно исследовано городское аэрозольное загрязнение, его пространственно-временная изменчивость, состав аэрозолей, а также особенности их влажного осаждения, в том числе, с точки зрения протекания геохимических процессов. Слабо изучены и косвенные (непрямые) эффекты аэрозоля на облачность.

При анализе и прогнозе загрязнения атмосферы активно используются химико-транспортные модели, с помощью которых можно воспроизводить генерацию аэрозольных частиц и исследовать их динамику в зависимости от метеорологических процессов и эмиссий загрязняющих веществ. Однако для получения надежных выводов требуется тщательное тестирование расчетных

данных по результатам измерительных кампаний. Отметим также, что далеко не все прогностические модели адекватно учитывают физические процессы, связанные с влиянием аэрозоля на микрофизические свойства облаков и, как следствие, на прогноз важных метеорологических характеристик.

Данная монография посвящена исследованию аэрозольных свойств атмосферы в городской среде Московского мегаполиса. На основании данных эксперимента AeroRadCity, который состоял из измерительной кампании и численных экспериментов, выполненных с помощью системы моделей COSMO-ART, получен ряд новых результатов, способствующих более глубокому пониманию особенностей газовой-аэрозольного состава атмосферы в урбанизированной среде, аэрозольных радиационных эффектов и влажного аэрозольного осаждения с учетом протекающих геохимических процессов. По данным расчетов с помощью современного алгоритма MAIAC, разработанного для спутникового прибора MODIS, и многолетних измерений AERONET рассмотрены особенности аэрозольного загрязнения и его динамика в 21 веке в Московском регионе. Оценено влияние аэрозоля на метеорологические и радиационные характеристики атмосферы по многолетним наблюдениям, радиационным расчетам и численным экспериментам с моделью COSMO и ее конфигурациями COSMO-Ru. Получены количественные эффекты учета непрямого влияния аэрозоля на характеристики облачности и прогноз погоды.

Авторы книги хотели бы выразить глубокую благодарность коллективу Метеорологической обсерватории МГУ за помощь в проведении экспериментов.

Все результаты исследования атмосферного аэрозоля, приведенные в монографии, выполнялись при поддержке гранта РФФИ № 18-17-00149. Оценка многолетней изменчивости эколого-климатических характеристик атмосферы (Глава 1) проводилась в рамках г/б темы «Глобальные эффекты и местные особенности региональных изменений климата» (AAAA - A16 - 1160328 10086 - 4).

Н.Е. Чубарова

Глава 1

Эколого-климатические характеристики атмосферы в Москве в 2018-2019 гг. и в период весеннего эксперимента AeroRadCity

Е.Ю. Жданова, Е.В. Горбаренко, Е.В. Вольперт, Е.И. Незваль,
И.Д. Еремина, Н.Е. Чубарова

1.1 Метеорологические параметры

1.1.1 Температуро-влажностные параметры, атмосферное давление, ветер

1.1.1.1 Особенности температуро-влажностного режима, атмосферного давления и приземного ветра в 2018 и 2019 гг.

По данным стандартных метеорологических наблюдений в Метеорологической Обсерватории МГУ (МО МГУ) среднегодовая температура воздуха в Москве превысила современную климатическую норму (1981-2010 гг.) на 0.7°C в 2018 году, и на 1.8°C в 2019 году. Таким образом, 2018 год был 12-ым самым теплым годом за период измерений в МО МГУ в 1966-2019 гг., а 2019 год стал рекордно теплым за этот период. Многолетние изменения среднегодовой температуры воздуха в Москве показаны на Рис. 1.1.1.1 Величина линейного тренда температуры воздуха составляет $+0.5^{\circ}\text{C}/10$ лет за период 1966-2019 гг. Наряду с ростом температуры воздуха наблюдается и увеличение влагосодержания атмосферы ($+0.2$ гПа/10 лет) (Рис. 1.1.1.1).

В 2018 году лето и осень были теплее нормы, на $+1.3^{\circ}\text{C}$ и $+1.9^{\circ}\text{C}$, соответственно, зима и весна по температурному режиму были близки к современной климатической норме (1981-2010 гг.). В 2019 году теплее нормы были зима

($+3.8^{\circ}\text{C}$), весна ($+2.0^{\circ}\text{C}$) и осень ($+2.3^{\circ}\text{C}$), а температура воздуха летом была ниже нормы на 0.4°C (Рис. 1.1.1.2).

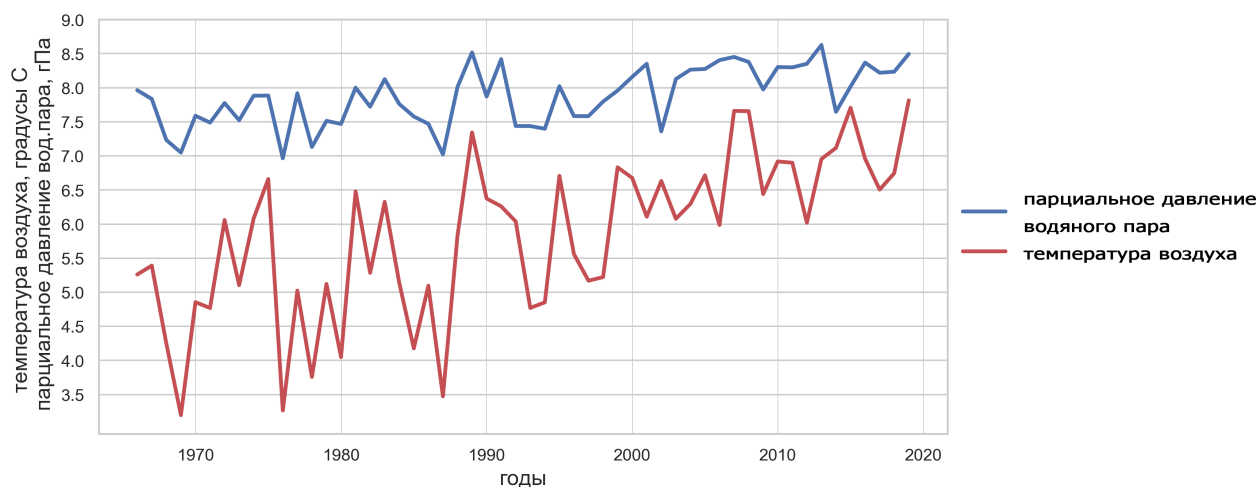


Рисунок 1.1.1.1. Среднегодовая температура воздуха ($^{\circ}\text{C}$) и среднегодовое парциальное давление водяного пара (гПа) за период 1966-2018 гг.

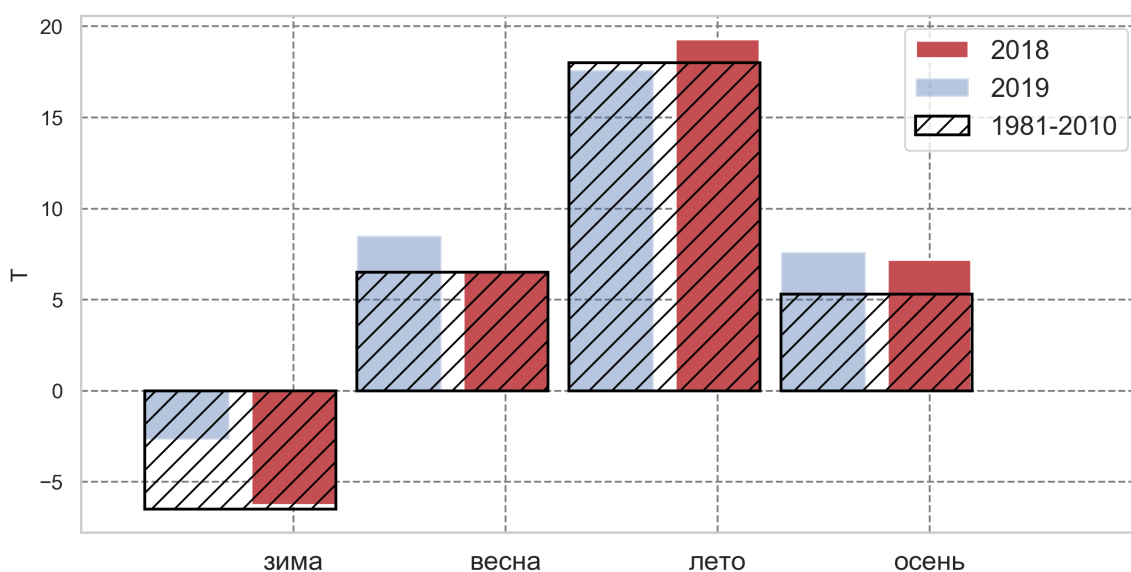


Рисунок 1.1.1.2. Средняя температура воздуха ($^{\circ}\text{C}$) для сезонов года в 2018 и 2019 гг. и за период 1981-2010 гг. в Москве

Среднемесячная температура воздуха в Москве в 2018 году была выше современной климатической нормы (1981-2010 гг.) во все месяцы года (кроме февраля, марта и декабря) (Табл.1.1.1.1).

Под аномалиями метеорологического параметра здесь и далее будем понимать абсолютное отклонение значений параметра от современной климатической нормы 1981-2010 гг. В таблицах также представлены средние значения параметров для двадцатилетнего периода 1999-2018 гг. и отклонения от средних значений для 2018 и 2019 гг.

Наибольшая отрицательная аномалия среднемесячной температуры воздуха в 2018 году составила -4.3°C и наблюдалась в марте. Наибольшая положительная аномалия среднемесячной температуры воздуха составила $+3.3^{\circ}\text{C}$ и была отмечена в сентябре. Значительная отрицательная аномалия температуры воздуха в марте была обусловлена следующими циркуляционными особенностями атмосферы: приземное давление в околополярной области было повышено за счет преобладания арктических гребней и антициклонов, что привело к смещению циклонической деятельности к югу. В связи с этим в марте 2018 года в Москве преобладала ясная морозная погода. Вследствие этого, март 2018 года стал 5-ым самым холодным мартовским месяцем за период наблюдений 1966-2019 гг. В сентябре 2018 года, напротив, активная циклоническая деятельность сместилась к северу, и атлантические циклоны проходили над арктическими морями, и европейская территория России находилась под влиянием гребней азорского антициклона, что способствовало установлению теплой ясной погоды. Сентябрь 2018 года стал рекордно теплым сентябрем за период наблюдений 1966-2019 гг.

Среднемесячная температура воздуха в Москве в 2019 году была выше современной климатической нормы в течение всего года, за исключением января, июля и августа. Наибольшие положительные аномалии среднемесячной температуры воздуха составили $+4.9^{\circ}\text{C}$ в феврале и $+5.9^{\circ}\text{C}$ в декабре. Наибольшая отрицательная аномалия среднемесячной температуры воздуха наблюдалась в июле (-2.9°C). Положительная аномалия температуры воздуха в феврале 2019 года была обусловлена усилением циклонической деятельности за счет обострения исландского минимума, особенно во второй и третьих декадах месяца. Февраль 2019 года стал 7-ым самым теплым февральским месяцем за период 1966-2019 гг. В декабре 2019 года наблюдалось усиление циклогенеза и углубление исландского минимума. В связи с этим декабрь 2019 года стал 2-ым самым теплым декабрьским месяцем за период 1966-2019 гг. после рекордно теплого декабря 2006 года. Отрицательная аномалия среднемесячной температуры воздуха в июле 2019 года была связана со смещением атлантических циклонов на побережья арктических морей или на север европейской территории России, и Московский регион часто оказывался в тыловых холодных частях циклонов в северных и северо-западных воздушных потоках. Июль 2019 года стал 5-ым самым холодным июльским месяцем за период 1961-2019 гг.

Режим ветра зависит от характера барического поля, определяющегося особенностями циркуляции атмосферы в рассматриваемый год. Годовой ход атмосферного давления как в среднем, так и в 2018-2019 гг. характеризуется максимумами зимой и осенью и минимумом летом. Амплитуда атмосферного давления в течение года составила около 60 гПа в 2018 году, 67 гПа - в 2019 году.

В 2018 году наибольшие положительные аномалии атмосферного давления по сравнению с климатической нормой наблюдались в холодный период года, максимум в ноябре – + 11.2 гПа. Максимальная отрицательная аномалия атмосферного давления была зарегистрирована в марте (-3.1 гПа). В среднем за 2018 год атмосферное давление было выше нормы на +2.6 гПа и составило 1018.1 гПа. В 2019 году отмечаются значительная отрицательная аномалия атмосферного давления в марте (-8 гПа) и последующая за ней положительная аномалия атмосферного давления в апреле (+6.6 гПа). В среднем за 2019 год атмосферное давление было ниже нормы на -1.1 гПа и составило 1014.3 гПа (Табл. 1.1.1.1).

Рекордно высокое атмосферное давление, приведенное к уровню моря, 1049.7 гПа, наблюдалось 21 ноября 2019 года. Свыше 1040 гПа атмосферное давление держалось в течение 5 дней (с 20 по 24 ноября).

Среднегодовая скорость ветра в 2018 году составила 1.8 м/с, в 2019 году - 1.9 м/с, что на 0.6 м/с и на 0.5 м/с меньше, чем скорость ветра для современной климатической нормы (1981-2010 гг.). Повторяемость штилевых условий в сроки наблюдений составила 7.8% в 2018 году и 6.7% в 2019 году. Скорости ветра свыше 20 м/с в порыве наблюдались 21 апреля 2018 года (23-25 м/с), 27 сентября 2018 года (21 м/с), 4 июля 2019 года (21 м/с), 9 августа 2019 года (21 м/с), 19 декабря 2019 года (21 м/с).

Многолетнее уменьшение скорости ветра, обусловленное увеличением застройки прилегающей территории и региональными изменениями циркуляции, показаны на Рис. 1.1.1.3. Отмечается тенденция уменьшения повторяемости высоких скоростей ветра (> 15 м/с) по сравнению с первыми годами измерений скорости ветра анеморумбометром (с 1977 г.), однако в последние годы (2015-2019 гг.) чаще наблюдаются скорости ветра больше 20 м/с (Рис. 1.1.1.4).

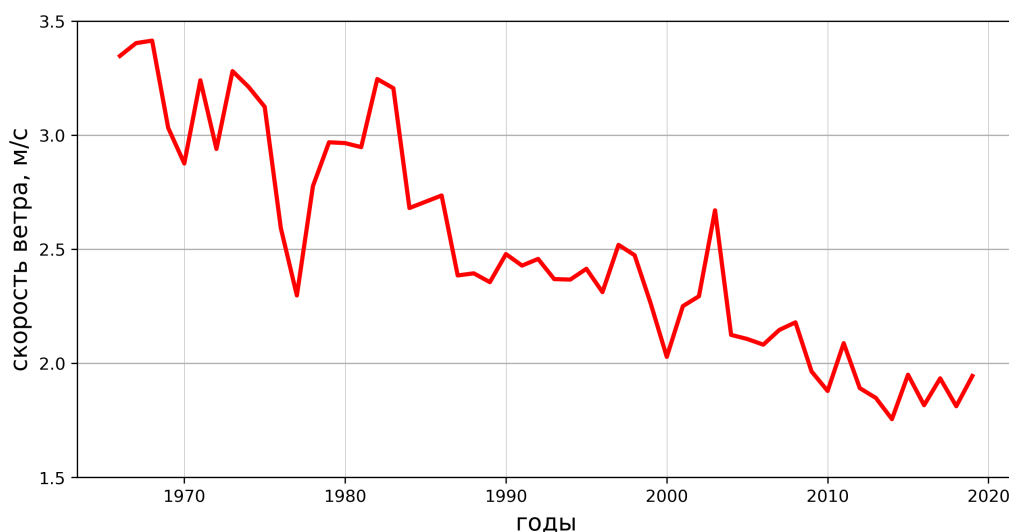


Рисунок 1.1.1.3. Среднегодовая скорость ветра, м/с за период 1966-2018 гг.

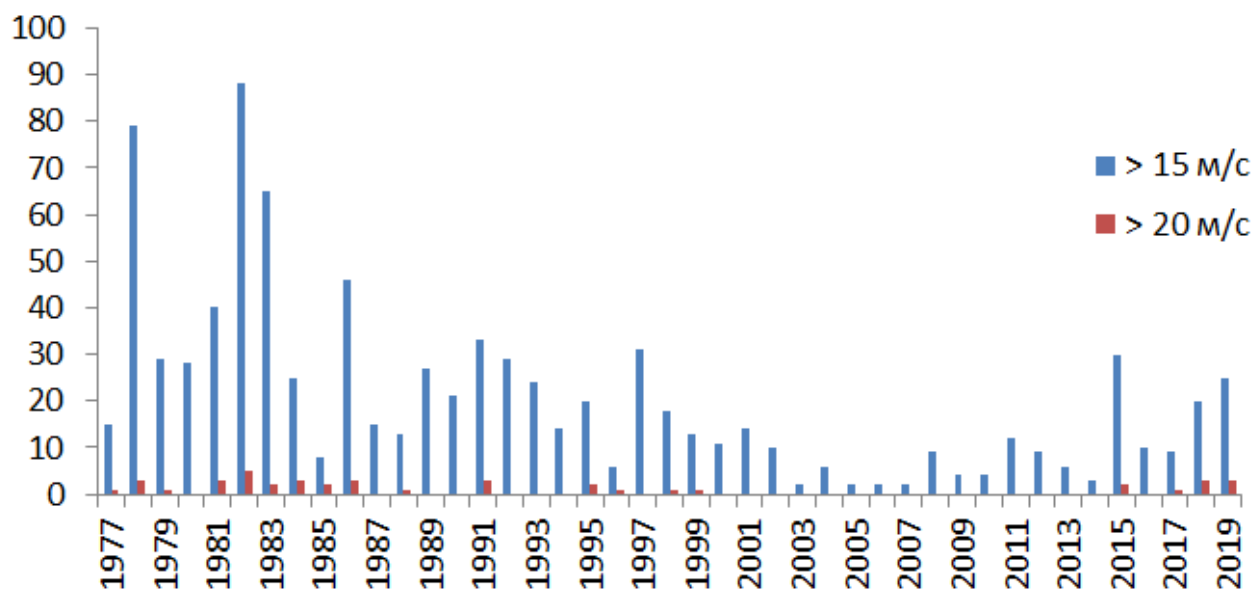


Рисунок 1.1.1.4. Повторяемость больших скоростей ветра, число наблюдений в год

Повторяемость направлений и скоростей ветра показаны с помощью розы ветров для сезонов года в 2018 и 2019 гг., и для современного климата (1981-2010 гг.) (Рис. 1.1.1.5, 1.1.1.6, 1.1.1.7). Наибольшие отличия в циркуляционных условиях наблюдались в зимний период 2018 и 2019 годов: юго-восточный ветер преобладал в 2018 году, западный - в 2019 году. В среднем для зимнего периода преобладающими направлением ветра является юго-западное (Рис. 1.1.1.7). В весенний период 2018 и 2019 годов преобладающими направлениями ветра были юго-западное и северное. Летом 2018 и 2019 гг. преобладал северный ветер, а осенью - ветры юго-западной четверти.

Влажность воздуха характеризуется парциальным давлением водяного пара, относительной влажностью и недостатком насыщения. Парциальное давление водяного пара зависит от температуры воздуха, и в Москве наблюдается тенденция к росту влагосодержания (Рис. 1.1.1.1).

Наиболее влажным был июль 2018 года, среднемесячная аномалия парциального давления водяного пара составила +2.9 гПа, в этот месяц велико было как абсолютное содержание водяного пара (17.8 гПа), так и относительная влажность воздуха (в течение 28 дней в дневные часы значения относительной влажности превышали 80%).

В 2019 году месяцем с наибольшей положительной аномалией парциального давления водяного пара стал май (+2.2 гПа).

Среднесуточные значения парциального давления водяного пара в течение года варьировались от 1.2 гПа (в морозную погоду в конце февраля) до 22.6 гПа (20 июля) в 2018 году и от 1.8 гПа (в морозную погоду 22 января) до 20.1 гПа (21 августа) в 2019 году.

Таблица 1.1.1.1. Среднемесячные температура воздуха, скорость ветра и атмосферное давление в 2018, 2019 гг., современная климатическая норма (1981-2010 гг.) и норма 1999-2018 гг.

Период (годы)	январь	февраль	март	апрель	май	июнь	июль	август	сентябрь	октябрь	ноябрь	декабрь	год	
														Температура воздуха, °С
Среднее	2018	-4.6	-8.8	-5.2	8.1	16.5	17.6	20.2	20.1	14.9	7.5	-0.7	-5.8	6.7
	2019	-6.8	-1.7	0.7	8.4	16.4	19.8	16.6	16.4	12.5	8.7	1.6	0.6	7.8
1999-2018	1999-2018	-6.5	-6	-0.6	7.7	14.1	17.4	20.7	18.5	12.6	6	0.2	-3.9	6.7
	1981-2010	-6.5	-6.6	-0.9	7	13.5	17.3	19.5	17.3	11.6	5.6	-1.3	-5.3	6
Отклонение от нормы (1999-2018)	2018	1.9	-2.8	-4.6	0.4	2.4	0.2	-0.5	1.6	2.3	1.5	-0.9	-1.9	0
	2019	-0.3	4.3	1.3	0.7	2.3	2.4	-4.1	-2.1	-0.1	2.7	1.4	4.5	1.1
Отклонение от нормы (1981-2010)	2018	1.9	-2.2	-4.3	1.1	3	0.3	0.7	2.8	3.3	1.9	0.6	-0.5	0.7
	2019	-0.3	4.9	1.6	1.4	2.9	2.5	-2.9	-0.9	0.9	3.1	2.9	5.9	1.8
Скорость ветра, м/с														
Среднее	2018	2.2	1.7	2.0	2.0	1.8	1.8	1.6	1.6	1.6	1.9	2.0	1.6	1.8
	2019	1.9	2.5	2.3	1.8	1.7	1.6	1.7	1.8	1.5	2.3	2.1	2.2	1.9
1999-2018	1999-2018	2.2	2.2	2.2	2.1	2.0	1.9	1.7	1.8	1.8	2.1	2.2	2.3	2.1
	1981-2010	2.7	2.6	2.6	2.4	2.3	2.2	2.0	2.1	2.2	2.5	2.6	2.7	2.4
Отклонение от нормы (1999-2018)	2018	0.0	-0.5	-0.3	-0.1	-0.2	-0.1	-0.1	-0.2	-0.2	-0.2	-0.3	-0.7	-0.3
	2019	-0.3	0.3	0.1	-0.3	-0.3	-0.3	-0.1	0.0	-0.3	0.2	-0.2	-0.1	-0.2
Отклонение от нормы (1981-2010)	2018	-0.5	-0.9	-0.6	-0.4	-0.5	-0.4	-0.4	-0.5	-0.6	-0.7	-0.6	-1.1	-0.6
	2019	-0.8	-0.1	-0.3	-0.6	-0.6	-0.6	-0.4	-0.3	-0.7	-0.3	-0.5	-0.5	-0.5
Атмосферное давление, гПа														
Среднее	2018	1020.6	1023.7	1013.7	1014.5	1019.7	1012.2	1010.8	1016.6	1016.9	1017.9	1028.9	1021.4	1018.0
	2019	1011.0	1014.7	1008.8	1022.6	1013.5	1017.0	1007.3	1014.9	1015.1	1012.8	1023.1	1012.0	1014.3
1999-2018	1999-2018	1017.0	1017.4	1014.6	1015.2	1014.6	1012.1	1012.5	1014.3	1016.6	1018.1	1018.1	1016.9	1015.6
	1981-2010	1015.6	1017.6	1016.8	1015.9	1015.2	1011.9	1012.2	1013.3	1015.6	1017.5	1017.7	1016.6	1015.5
Отклонение от нормы (1999-2018)	2018	3.6	6.3	-0.8	-0.7	5.1	0.0	-1.7	2.3	0.3	-0.2	10.8	4.5	2.4
	2019	-6.0	-2.8	-5.7	7.4	-1.1	4.9	-5.2	0.6	-1.5	-5.3	5.0	-4.9	-1.3
Отклонение от нормы (1981-2010)	2018	5.0	6.1	-3.1	-1.4	4.5	0.3	-1.5	3.2	1.3	0.5	11.2	4.8	2.6
	2019	-4.6	-2.9	-8.0	6.6	-1.7	5.1	-5.0	1.5	-0.5	-4.7	5.4	-4.6	-1.1

Таблица 1.1.1.2. Среднемесячные парциальное давление водяного пара, относительная влажность и осадки в 2018, 2019 гг., современная климатическая норма (1981-2010 гг.) и норма 1999-2018 гг.

Период (годы)	Парциальное давление водяного пара, гПа													
	январь	февраль	март	апрель	май	июнь	июль	август	сентябрь	октябрь	ноябрь	год		
2018	3.8	2.8	2.7	6.3	10.4	11.6	17.8	14.1	12.0	8.2	4.9	3.7	8.2	6.7
	3.3	4.5	4.9	5.4	11.3	13.2	13.7	13.6	10.8	9.0	6.2	5.6	8.5	7.8
	3.5	3.4	4.2	6.2	9.6	12.4	15.9	14.4	11.0	7.7	5.4	4.2	8.2	6.7
	3.5	3.3	4.2	6.2	9.2	12.8	15.0	13.9	10.5	7.5	5.0	3.8	7.9	6
2018	0.3	-0.7	-1.4	0.1	0.8	-0.8	2.0	-0.3	1.0	0.5	-0.5	-0.6	0.0	0
	-0.2	1.1	0.7	-0.8	1.8	0.7	-2.1	-0.9	-0.2	1.3	0.8	1.4	0.3	1.1
2018	0.3	-0.5	-1.4	0.1	1.2	-1.2	2.9	0.2	1.5	0.7	-0.1	-0.1	0.3	0.7
	-0.2	1.2	0.7	-0.7	2.2	0.4	-1.2	-0.3	0.3	1.5	1.3	1.9	0.6	1.8
Относительная влажность, %, 12 UTC														
Среднее	2018	83.9	82.9	64.8	58.4	56.4	58.1	75.8	61.8	71.1	77.8	79.3	87.9	71.5
	2019	86.6	81.3	74.3	50.9	60.8	59.2	72.9	73.5	73.7	77.7	84.3	87.3	73.6
	1999-2018	83.1	79.1	68.6	59.6	59.6	63.5	66.7	69.2	75.7	79.2	83.1	84.5	72.6
	1981-2010	82.9	78.8	70.1	62.0	59.4	65.9	67.8	71.6	76.6	79.6	83.3	83.1	73.4
Отклонение от нормы (1999-2018)	2018	0.7	3.7	-3.8	-1.1	-3.1	-5.4	9.1	-7.3	-4.5	-1.4	-3.8	3.4	-1.1
	2019	3.5	2.2	5.7	-8.7	1.2	-4.3	6.1	4.4	-1.9	-1.5	1.2	2.8	0.9
Отклонение от нормы (1981-2010)	2018	0.9	4.1	-5.3	-3.5	-3.0	-7.9	8.1	-9.7	-5.5	-1.7	-4.0	4.8	-1.9
	2019	3.7	2.5	4.2	-11.1	1.4	-6.7	5.1	2.0	-2.9	-1.9	1.0	4.2	0.2
Осадки, мм														
Среднее	2018	68.0	62.6	35.1	40.2	50.6	28.7	115.0	35.4	74.9	49.1	20.6	55.5	635.7
	2019	62.1	40.8	42.4	11.0	64.0	68.7	79.6	52.9	22.1	53.8	31.6	24.7	553.7
	1999-2018	51.3	48.7	42.1	40.1	66.4	71.7	84.8	81.3	66.5	64.8	52.8	57.6	728.1
	1981-2010	52.7	43.3	37.7	38.6	49.5	82.9	79.7	81.0	68.5	70.8	56.3	53.5	714.4
Отклонение от нормы (1999-2018)	2018	16.7	13.9	-7.0	0.1	-15.8	-43.0	30.2	-45.9	8.4	-15.7	-32.2	-2.1	-92.4
	2019	10.8	-7.9	0.3	-29.1	-2.4	-3.0	-5.2	-28.4	-44.4	-11.0	-21.2	-32.9	-174.4
Отклонение от нормы (1981-2010)	2018	15.3	19.3	-2.6	1.6	1.1	-54.2	35.3	-45.6	6.4	-21.7	-35.7	2.0	-78.7
	2019	9.4	-2.5	4.7	-27.6	14.5	-14.2	-0.1	-28.1	-46.4	-17.0	-24.7	-28.8	-160.7

Таблица 1.1.1.3. Статистические характеристики температуры воздуха в 2018, 2019 гг., современная климатическая норма (1981-2010 гг.) и норма 1999-2018 гг.

	Период, годы													
	январь	февраль	март	апрель	май	июнь	июль	август	сентябрь	октябрь	ноябрь	декабрь	год	
Среднее	2018	-4.6	-8.8	-5.2	8.1	16.5	17.6	20.2	20.1	14.9	7.5	-0.7	-5.8	6.7
	2019	-6.8	-1.7	0.7	8.4	16.4	19.8	16.6	16.4	12.5	8.7	1.6	0.6	7.8
	1999-2018	-6.5	-6.0	-0.6	7.7	14.1	17.4	20.7	18.5	12.6	6.0	0.2	-3.9	6.7
	1981-2010	-6.5	-6.6	-0.9	7.0	13.5	17.3	19.5	17.3	11.6	5.7	-1.3	-5.3	6.0
Стандартное отклонение	2018	3.6	4.2	4.3	4.1	2.9	4.9	2.5	2.5	4.5	4.2	4.2	3.9	11.3
	2019	4.1	2.6	3.4	4.8	3.6	4.0	2.9	2.8	5.6	4.7	4.6	2.3	9.2
	1999-2018	6.4	6.1	4.7	5.0	5.0	4.0	3.5	3.8	3.7	4.4	4.6	5.5	10.6
	1981-2010	6.5	6.0	4.5	4.9	4.9	4.2	3.7	3.8	4.0	4.3	5.3	5.8	10.5
Минимум	2018	-9.8	-16.6	-13.3	2.0	10.5	9.2	14.7	14.5	6.0	-0.9	-9.6	-13.9	-16.6
	2019	-14.3	-8.8	-7.0	2.1	8.2	10.2	11.2	10.1	4.1	-2.9	-7.0	-4.0	-14.3
	1999-2018	-28.0	-24.4	-13.3	-6.2	1.2	4.8	10.3	9.2	1.8	-8.3	-16.0	-22.7	-28.0
	1981-2010	-29.1	-24.4	-17.2	-7.6	1.2	4.8	8.8	7.1	-0.1	-5.8	-20.1	-24.7	-29.1
Максимум	2018	1.9	0.1	3.2	16.3	20.7	23.9	25.0	24.1	20.7	13.8	7.7	0.6	25.0
	2019	1.1	2.3	9.7	18.5	24.3	25.6	23.7	21.5	20.6	16.2	10.2	4.7	25.6
	1999-2018	7.6	4.4	13.6	19.8	27.7	27.3	30.9	31.4	23.5	17.8	13.4	8.7	31.4
	1981-2010	7.6	5.3	11.6	19.8	27.7	28.1	30.9	31.4	24.7	17.8	12.1	8.0	31.4

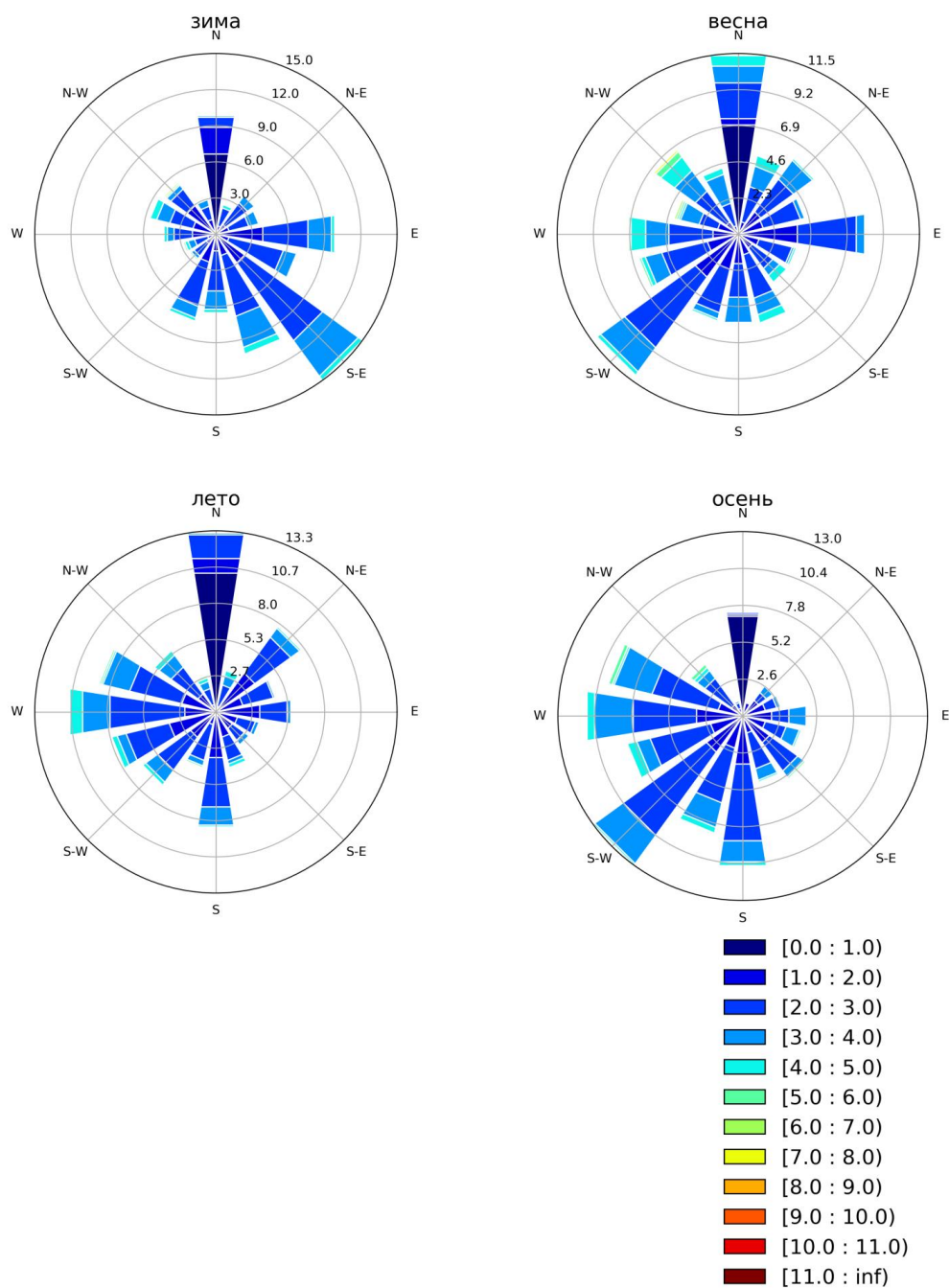


Рисунок 1.1.1.5. Розы ветров для сезонов года, 2018 год

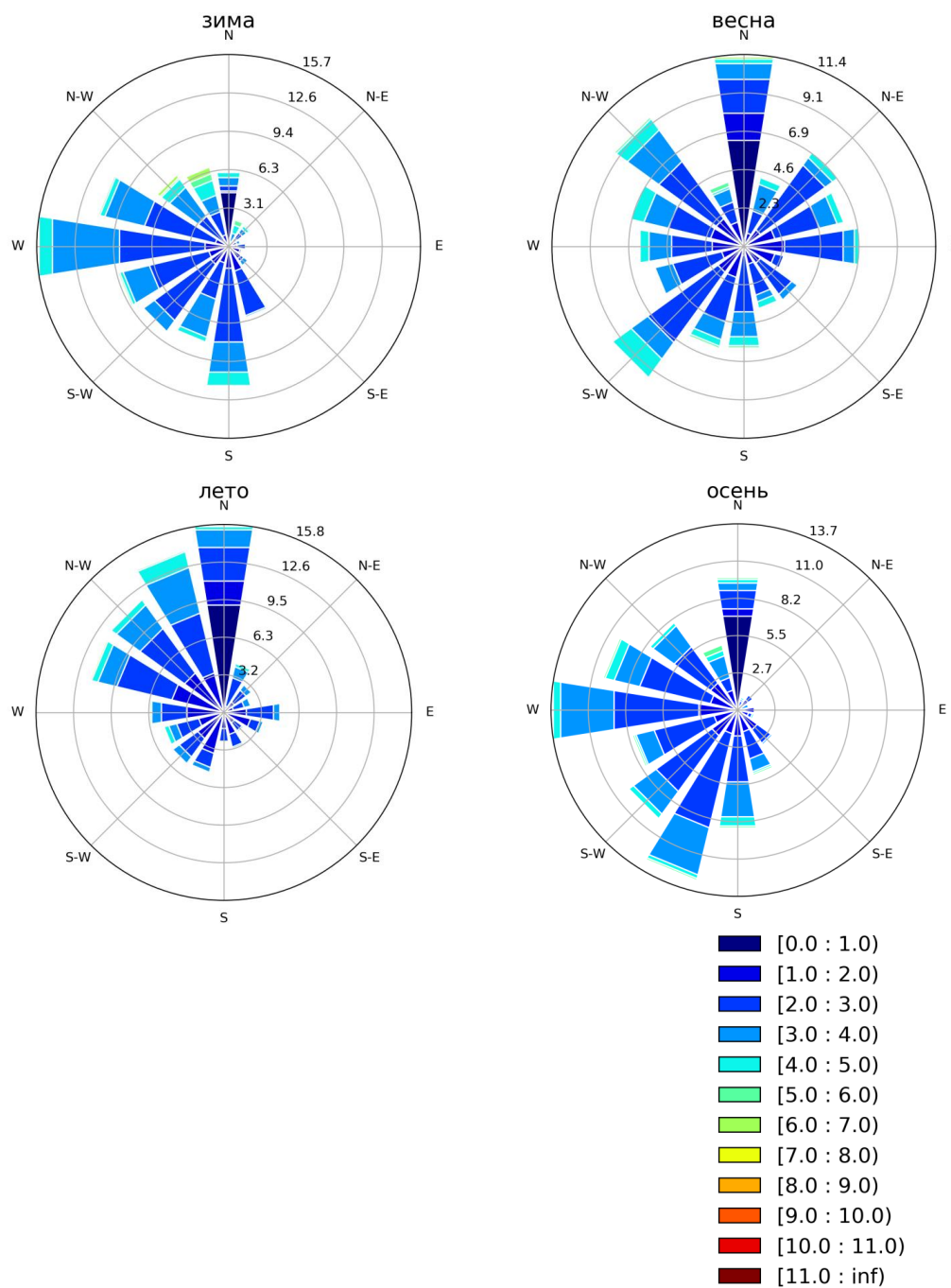


Рисунок 1.1.1.6. Розы ветров для сезонов года, 2019 год

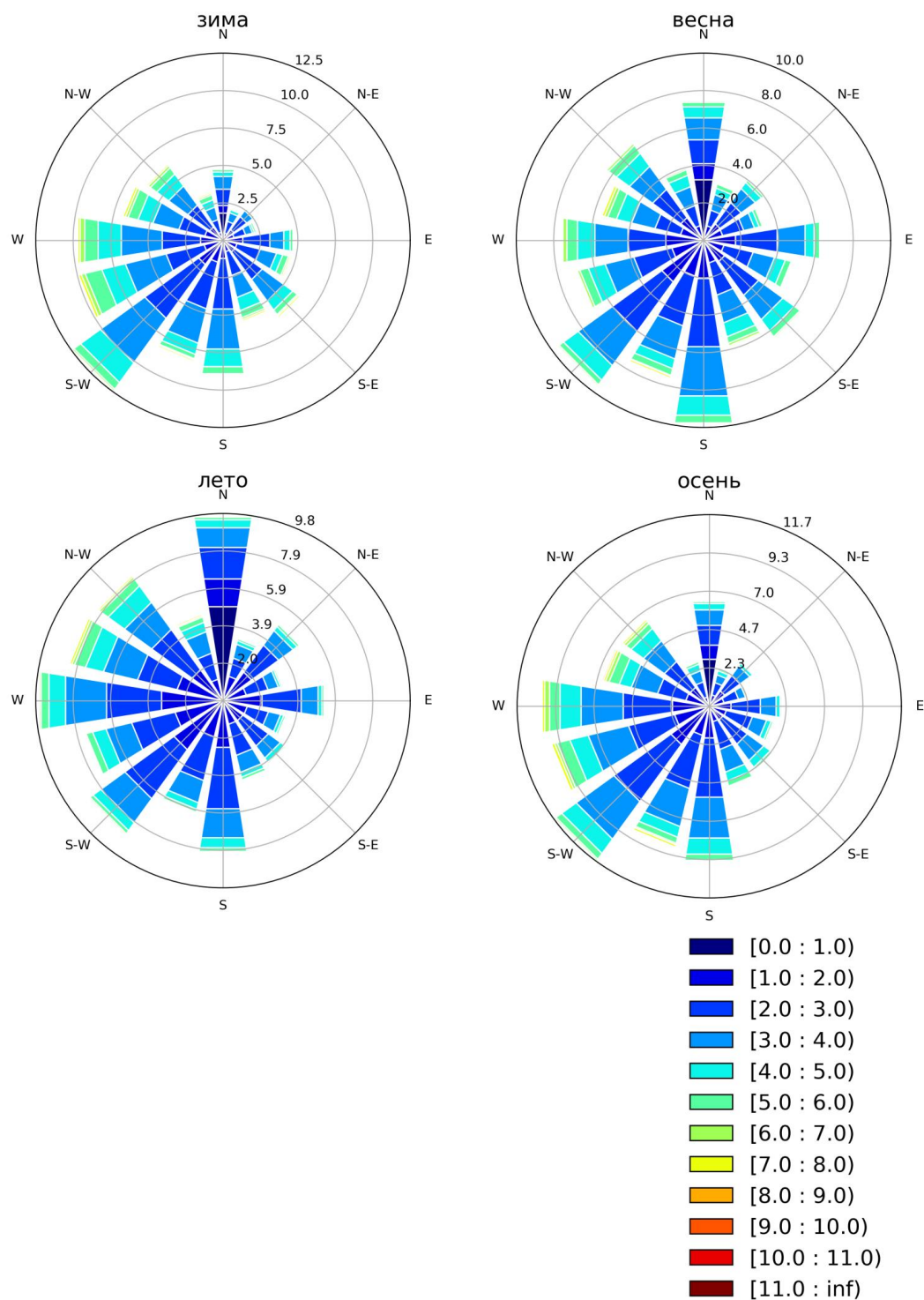


Рисунок 1.1.1.7. Розы ветров для сезонов года, 1981-2010 гг.

Среднемесячная относительная влажность в срок 12 часов всемирного координированного времени была выше современной климатической нормы 1981-2010 гг. в январе-феврале, июле и декабре 2018 года, причём максимальная положительная аномалия была отмечена в июле (+8.1%), в остальные

месяцы аномалии относительной влажности были отрицательными с минимумом в августе (-9.7%). Экстремумы относительной влажности объясняются особенностями температурного режима в июле и августе 2018 года, а также обилием осадков в июле и их дефицитом в августе. Относительная влажность менее 30% (неблагоприятные условия с низкой влажностью) наблюдалась 20 дней в 2018 году, больше всего таких дней было в апреле и мае. Меньше всего дней с относительной влажностью воздуха в дневные часы более 80% (неблагоприятно высокие значения) наблюдалось в мае-июне 2018 года.

Аномалии относительной влажности в срок 12 часов всемирного координированного времени были отрицательными в апреле, июне, сентябре и октябре 2019 года, наиболее значительны в апреле (-11.1%) – годовой минимум относительной влажности. В остальные месяцы 2019 года аномалии относительной влажности были положительными. Относительная влажность менее 30% (неблагоприятные условия с низкой влажностью) наблюдалась 22 дня в 2019 году, больше всего таких дней было в апреле (14 дней). Больше всего дней с относительной влажностью воздуха в дневные часы более 80% (неблагоприятно высокие значения) наблюдалось в январе 2019 года.

Годовая сумма осадков в 2018 году составила 635.7 мм, в 2019 году - 553.7 мм, что меньше климатического значения (714.4 мм) на 11% и 22%, соответственно (Рис. 1.1.1.8). В итоге, 2019 год стал 5-ым самых сухим за период 1966-2019 гг., а 2018 год стал 18-ым в этом ряду.

В распределении осадков по сезонам года (Рис. 1.1.1.9) выделяется превышение нормы осадков зимой 2018 года (на 24%), в остальные сезоны года за период 2018-2019 гг. осадков было меньше или около нормы (весна 2018 года). Положительные аномалии осадков в 2018 году наблюдались во все месяцы зимнего периода, а наибольшая аномалия количества осадков составила +19.3 мм в феврале. Летний режим осадков в 2018 году сложился из значительных отрицательных аномалий в июне и августе (-54.2 и -45.6 мм) и положительной аномалии в июле – +35.3 мм. Значительная отрицательная аномалия осадков (-27.6 мм) наблюдалась в апреле 2019 года. Сентябрь 2019 года был аномально засушливым, отрицательная аномалия составила -46.4 мм.

В 2019 году по сравнению с 2018 годом количество дней с осадками было больше, 180 дней против 175 дней, однако повторяемость осадков меньшего количества была больше (Табл. 1.1.1.4).

Максимальное суточное количество осадков, связанное с фронтом окклюзии, выпало 19 июля 2018 года и составило 32 мм. Второй по счёту суточный максимум осадков наблюдался во время снегопада 4 февраля и составил 25 мм. Суточный максимум осадков в 2019 году был зафиксирован 27 июня и составил всего 18.6 мм.

Таким образом, относительно средних многолетних значений положитель-

ные аномалии температуры воздуха в 2018 году наблюдались во все месяцы года, за исключением февраля и марта, декабря. Значительная положительная аномалия температуры воздуха наблюдалась в мае 2018 года ($+3^{\circ}\text{C}$). Август 2018 года был теплым, положительная аномалия температуры воздуха составила $+2.8^{\circ}\text{C}$. Лето и осень 2018 года были теплее климатической нормы. Сентябрь 2018 года был одним из самых теплых и солнечных за всю историю, аномалия температуры воздуха составила $+3.3^{\circ}\text{C}$, большую часть месяца господствовала антициклональная погода. Максимальная температура воздуха в сентябре 2018 года отмечалась 5 сентября 2018 года и достигла 26.3°C . Октябрь 2018 года был теплее нормы почти на 2°C . Влажностный режим 2018 года характеризовался условиями, близкими к климатическим значениям в зимне-весенний период и дефицитом увлажнения в летне-весенний период, за счет недостатка осадков в июне, августе.

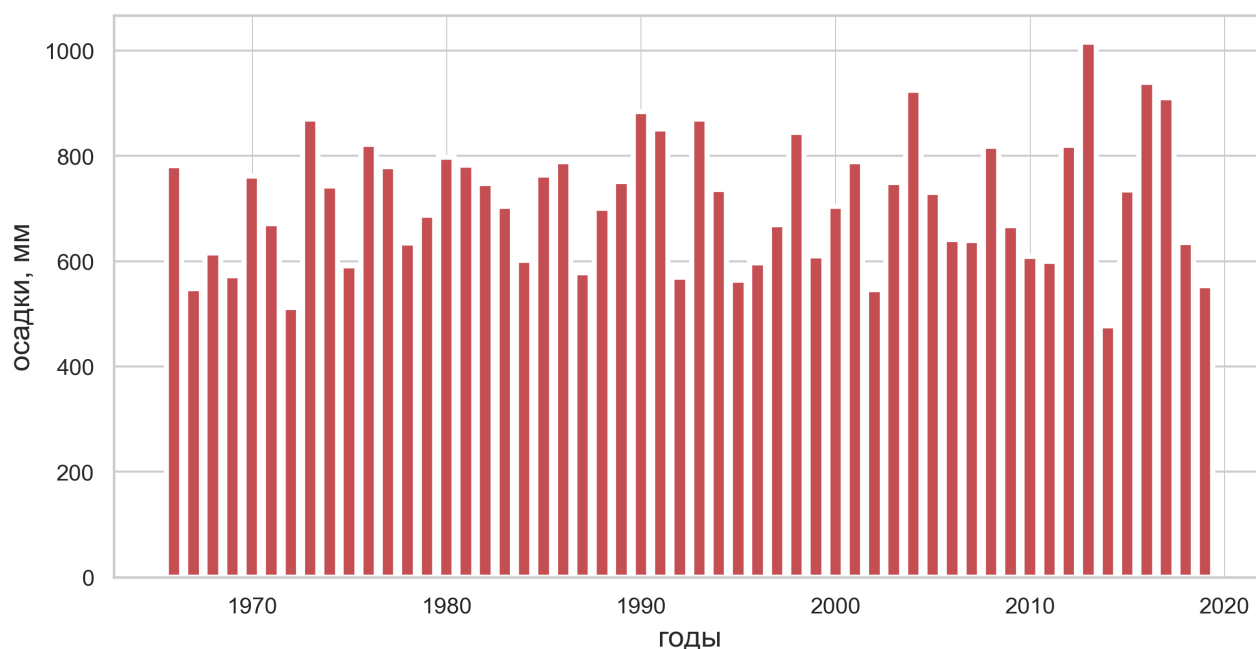


Рисунок 1.1.1.8. Годовое количество осадков (мм) в период 1966-2018 гг.

Таблица 1.1.1.4. Повторяемость суточных сумм осадков в разных градациях

градации количества осадков, мм	2018	2019	1981-2010
(0, 2]	56.0%	53.3%	51.8%
(2, 5]	18.3%	30.0%	24.4%
(5, 10]	16.6%	9.4%	15.2%
(10, 15]	6.3%	6.1%	4.3%
(15, 20]	1.7%	1.1%	2.2%
(20,25]	0.6%	0.0%	0.8%
(25, 30]	0.0%	0.0%	0.5%
(30, 40]	0.6%	0.0%	0.4%
(40, 50]	0.0%	0.0%	0.2%
(50, 80]	0.0%	0.0%	0.1%

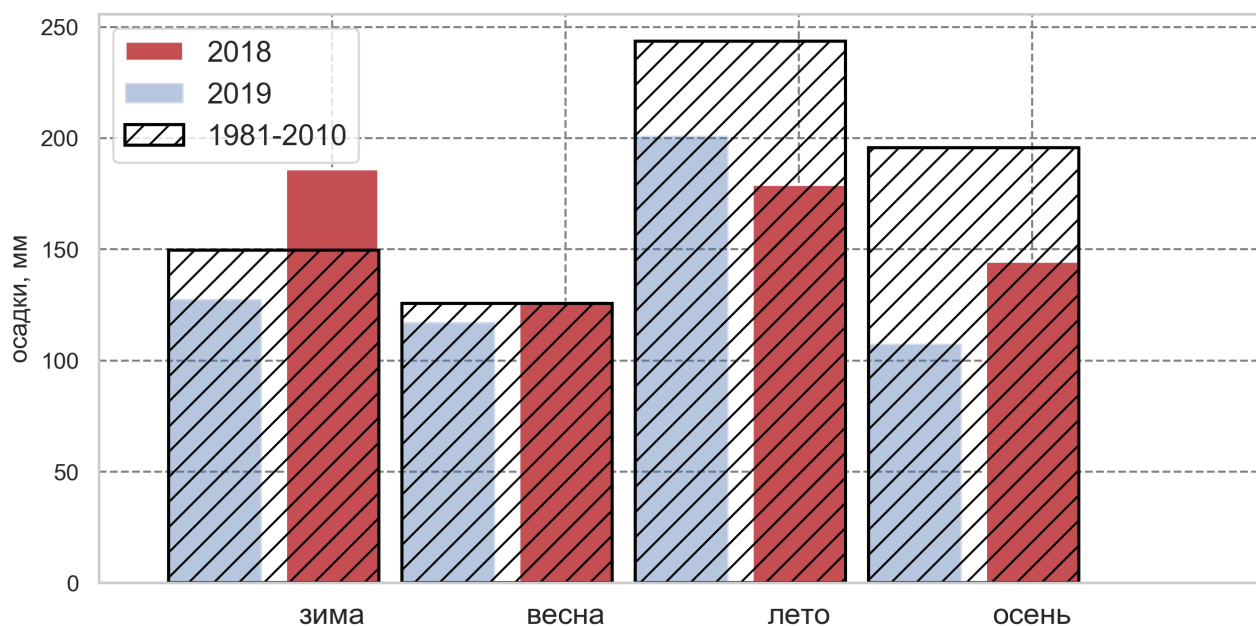


Рисунок 1.1.1.9. Количество осадков по сезонам года в 2018, 2019 годах и климатическая норма

Отличительными особенностями погоды в Москве в 2019 году являлись теплые зима, осень и весна и аномально холодное лето. Наибольшие положительные аномалии среднемесячной температуры воздуха в 2019 году составили $+4.9^{\circ}\text{C}$ в феврале и $+5.9^{\circ}\text{C}$ в декабре. Наибольшая отрицательная аномалия среднемесячной температуры воздуха в 2019 году наблюдалась в июле, -2.9°C . Декабрь 2019 года стал 2-ым самым теплым декабрьским месяцем за период 1966-2019 гг. после рекордно теплого декабря 2006 года. Во все сезоны 2019 года наблюдался дефицит осадков. Очень сухим выдался сентябрь 2019 года (на 46 мм меньше климатической нормы), став 5-ым самым сухим сентябрьским месяцем за период 1966-2019 гг.

1.1.1.2 Особенности метеорологических условий апреля и мая 2018 и 2019 гг.

Апрели 2018 и 2019 годов стали 14-ым и 12-ым в ряду самых теплых апрельских месяцев за период 1961-2019 гг. Аномалии среднемесячной температуры воздуха в апреле составили $+1.1^{\circ}\text{C}$ и $+1.4^{\circ}\text{C}$, в 2018 и 2019 годах, соответственно. Положительная аномалия температуры воздуха в апреле 2018 года сформировалась за счет теплых 1-ой и 2-ой декад месяца. В тоже время, положительная аномалия температуры воздуха апреля 2019 года связана с очень теплой последней декадой месяца, в течение которой наблюдался абсолютный суточный максимум температуры воздуха, 18.5°C (Рис. 1.1.1.10).

Квантильные оценки температуры воздуха в апреле 2018 и 2019 годов совпадают (Табл. 1.1.1.5). Практически в течение всего мая 2018 и мая 2019 годов наблюдались положительные аномалии температуры воздуха, в связи

с этим май 2018 и май 2019 гг. стали 6 и 8-ым в ряду самых теплых майских месяцев за период 1961-2019 гг. В первые дни мая 2018 года наблюдались абсолютные суточные максимумы температуры воздуха, которые достигали 20-ти градусных отметок (Рис. 1.1.1.11). Квантильные оценки температуры воздуха в мае 2018 и 2019 годов показывают более высокий температурный фон в 2018 году, чем в 2019 году (Табл. 1.1.1.5).

Циркуляционные условия апреля 2018 года сформировали условия положительной аномалии атмосферного давления в апреле 2018 и 2019 гг. в первую половину месяца. Во второй половине апреля отрицательная аномалия атмосферного давления отмечалась в 2018 году и положительная — в 2019 году. При этом суточные средние значения атмосферного давления в апреле 2018 года достигали абсолютных минимумов под влиянием активных атлантических циклонов, а в апреле 2019 года суточные средние значения атмосферного давления достигали абсолютных максимумов за счет влияния обширного, стабильного скандинавского антициклона (Рис. 1.1.1.13). Конфигурации барического поля сформировали преобладающие направления ветра: ветры юго-западного сектора в апреле 2018 года и восточные ветры в апреле 2019 года (Рис. 1.1.1.12).

Май 2018 года характеризовался положительной аномалией атмосферного давления (+4.5 гПа). На общем фоне выделяется резкое уменьшение давления в период 18-19 мая 2018 года, связанное с прохождением окклюдированного циклона. Последняя декада мая 2019 года охарактеризовалась влиянием скандинавских антициклонов, которыми были обусловлены экстремумы атмосферного давления. Аномалии атмосферного давления в мае 2019 года по знаку разбиваются на несколько периодов: первая и третья декада — отрицательная аномалия, вторая декада — положительная аномалия. Наиболее низкими значениями характеризовались первые пять дней мая 2019 года (Рис. 1.1.1.14).

Преобладающее направление ветра в мае 2018 года — северное. В мае 2019 года в связи со сменой циркуляционных условий выделяется два в равной степени повторяющихся направлений ветра — северное и юго-западное (Рис. 1.1.1.12).

Средняя скорость ветра в апреле 2018 года составила 2 м/с, в мае 2018 года и апреле 2019 года — 1.8 м/с, в мае 2019 года — 1.7 м/с. Скорость ветра свыше 20 м/с в порыве наблюдались 21 апреля 2018 года (23-25 м/с).

Среднемесячные аномалии парциального давления водяного пара в период апрель-май 2018-2019 гг. были положительными за исключением апреля 2019 года (Табл. 1.1.1.2, 1.1.1.15, 1.1.1.16). Относительная влажность была выше нормы в апреле 2018 г., мае 2018-2019 гг., и ниже (на 11%) нормы в апреле 2019 г. (Рис. 1.1.1.17, 1.1.1.18).

Таблица 1.1.1.5. Статистические характеристики температуры воздуха в 2018, 2019 гг., 1981-2010 гг., 1999-2018 гг.

	Период, годы													
	янв	фев	март	апр	май	июнь	июль	авг	сен	окт	ноя	дек	год	
Среднее	2018	-4.6	-8.8	-5.2	8.1	16.5	17.6	20.2	20.1	14.9	7.5	-0.7	-5.8	6.7
	2019	-6.8	-1.7	0.7	8.4	16.4	19.8	16.6	16.4	12.5	8.7	1.6	0.6	7.8
	1999-2018	-6.5	-6.0	-0.6	7.7	14.1	17.4	20.7	18.5	12.6	6.0	0.2	-3.9	6.7
	1981-2010	-6.5	-6.6	-0.9	7.0	13.5	17.3	19.5	17.3	11.6	5.7	-1.3	-5.3	6.0
Стандартное отклонение	2018	3.8	4.5	4.9	5.2	4.5	5.9	3.5	4.5	5.5	4.8	4.4	4.0	11.6
	2019	4.3	3.1	3.9	5.7	4.9	5.1	3.8	4.1	6.1	5.1	4.7	2.5	9.5
Коэффициент вариации	2018	-0.8	-0.5	-1.0	0.6	0.3	0.3	0.2	0.2	0.4	0.6	-6.6	-0.7	1.7
	2019	-0.6	-1.9	5.6	0.7	0.3	0.3	0.2	0.3	0.5	0.6	3.0	4.5	1.2
Квантиль 25%	2018	-7.9	-12.0	-9.2	4.0	13.4	12.8	17.8	17.4	10.8	4.1	-3.4	-8.4	-3.6
	2019	-10.0	-3.4	-1.1	3.8	12.8	16.3	13.8	13.1	7.8	5.4	-1.3	-1.0	0.6
Квантиль 50%	2018	-5.3	-8.4	-4.9	7.8	16.4	17.5	20.0	19.9	15.2	7.0	-0.9	-5.7	7.0
	2019	-6.7	-1.4	1.0	7.8	16.5	19.6	16.3	16.0	11.9	9.4	2.3	0.9	7.9
Квантиль 75%	2018	-1.8	-5.6	-1.8	11.4	20.1	22.5	22.4	23.3	18.8	10.9	2.0	-2.6	17.1
	2019	-3.4	0.7	2.9	11.4	19.9	23.9	18.9	19.4	17.1	12.3	4.3	2.1	15.7
Минимум	2018	-11.6	-19.1	-17.8	-1.4	5.6	5.6	12.3	9.0	1.4	-2.3	-11.8	-16.8	-19.1
	2019	-18.4	-11.3	-10.5	-2.0	5.3	8.5	8.8	7.7	1.8	-3.2	-10.0	-5.3	-18.4
	1999-2018	-29.8	-26.8	-17.8	-9.4	-3.1	2.6	7.5	4.3	-0.7	-11.1	-18.8	-24.3	-29.8
	1981-2010	-30.4	-27.1	-20.5	-12.5	-3.1	1.9	6.8	3.5	-4.0	-8.5	-22.5	-26.6	-30.4
Максимум	2018	3.4	0.7	5.4	23.0	27.3	30.0	30.7	29.7	25.5	19.0	8.5	1.2	30.7
	2019	2.2	5.2	14.1	22.9	28.5	30.0	28.4	27.8	26.4	20.2	12.1	7.8	30.0
	1999-2018	8.7	6.6	19.3	28.2	33.5	32.8	37.9	37.5	28.4	23.9	15.8	9.6	37.9
	1981-2010	8.7	7.8	17.6	25.4	33.5	33.1	37.9	37.5	29.6	23.9	14.0	9.6	37.9

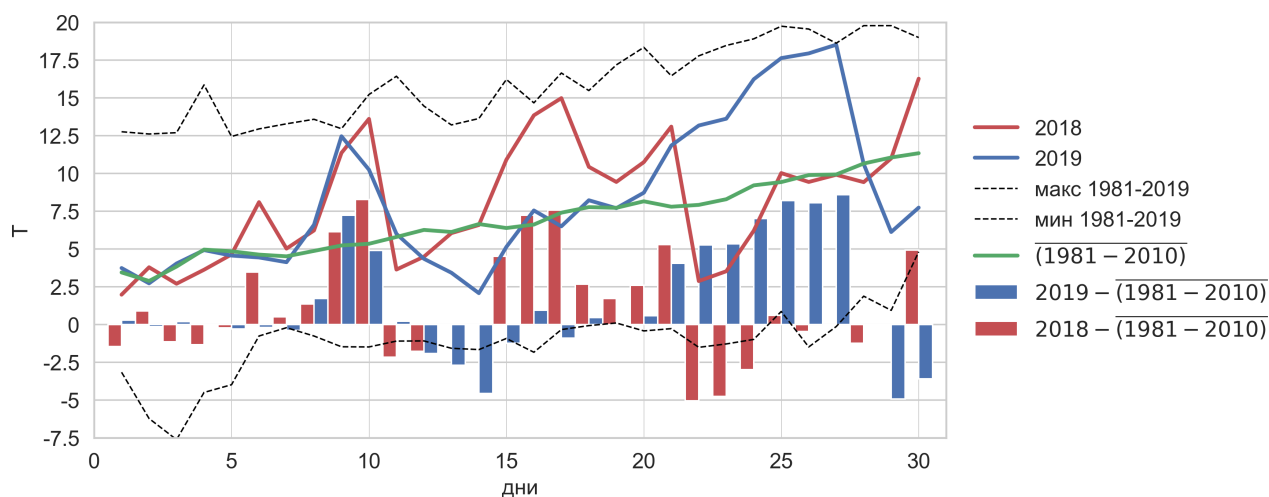


Рисунок 1.1.1.10. Температура воздуха, апрель 2018 г., 2019 г., 1981-2010 гг., максимальные и минимальные значения температуры воздуха за период 1981-2019 гг., отклонения температуры воздуха в 2018 и 2019 гг. от нормы 1981-2010 гг.

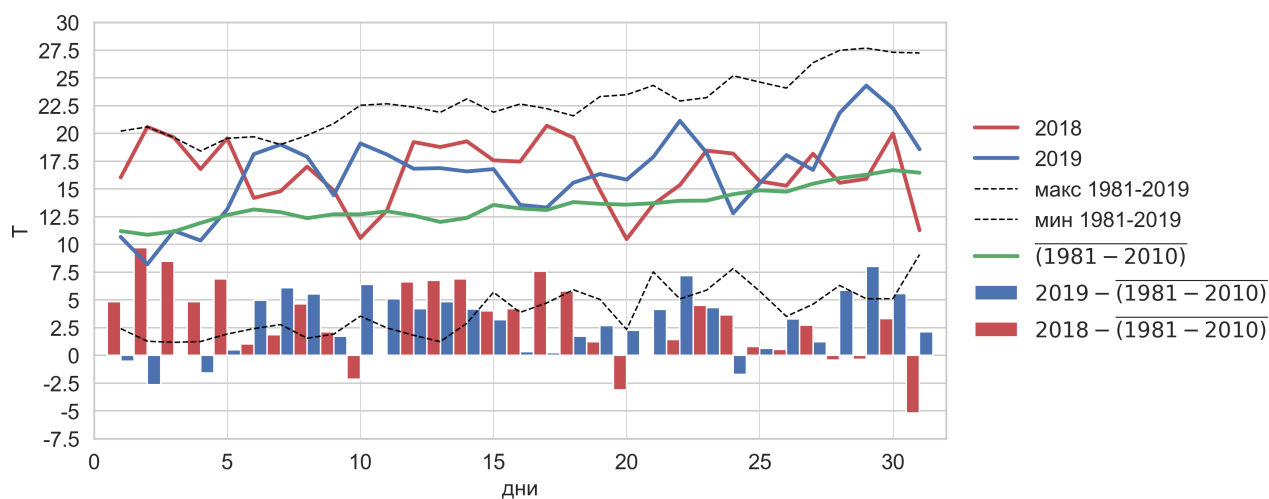


Рисунок 1.1.1.11. Температура воздуха, май 2018 г., 2019 г., 1981-2010 гг., максимальные и минимальные значения температуры воздуха за период 1981-2019 гг., отклонения температуры воздуха в 2018 и 2019 гг. от нормы 1981-2010 гг.

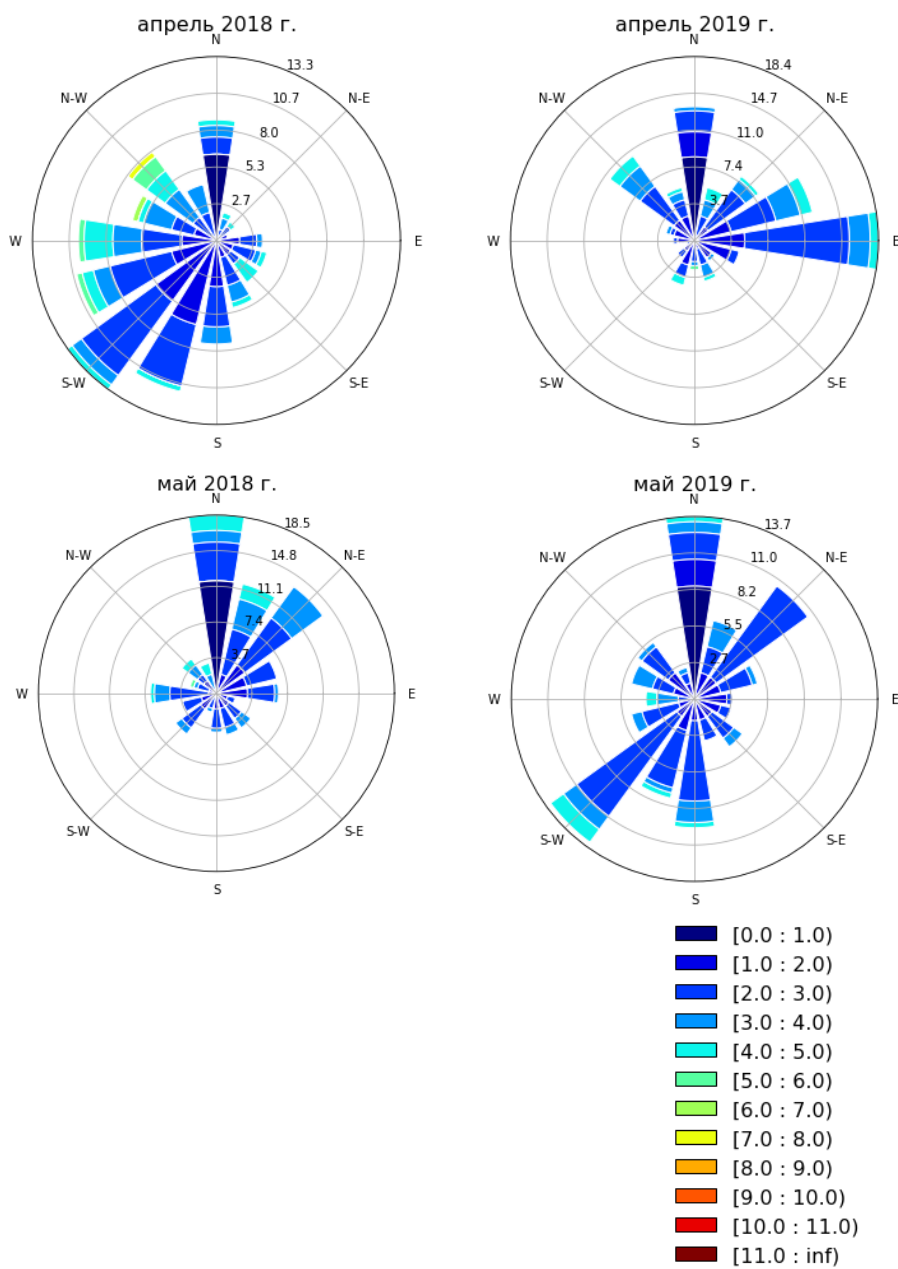


Рисунок 1.1.1.12. Розы ветров для сезонов года, апрель-май 2018-2019 гг.

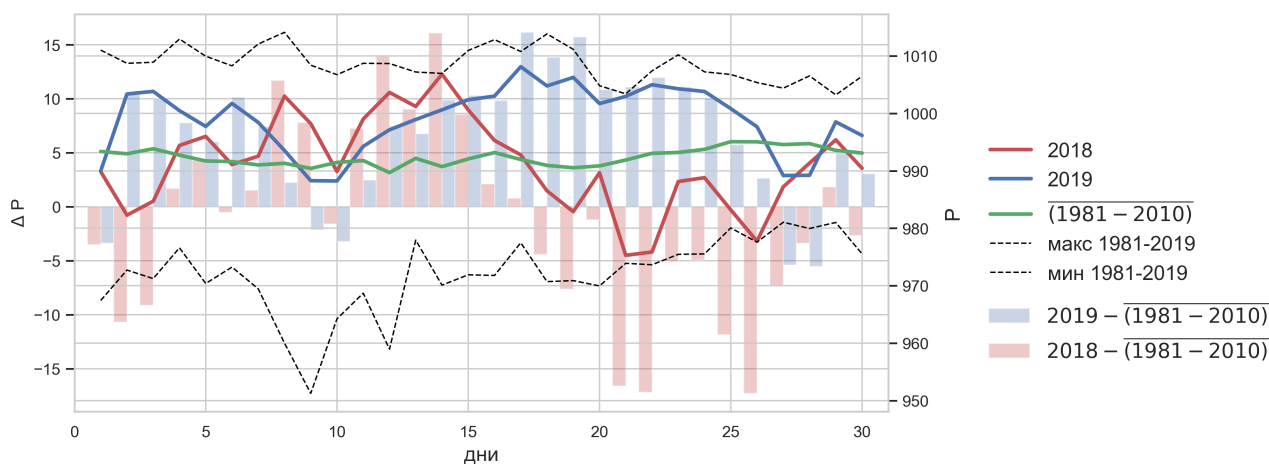


Рисунок 1.1.1.13. Атмосферное давление, апрель 2018 г., 2019 г., 1981-2010 гг., максимальные и минимальные значения атмосферного давления за период 1981-2019 гг., отклонения атмосферного давления в 2018 и 2019 гг. от нормы 1981-2010 гг.

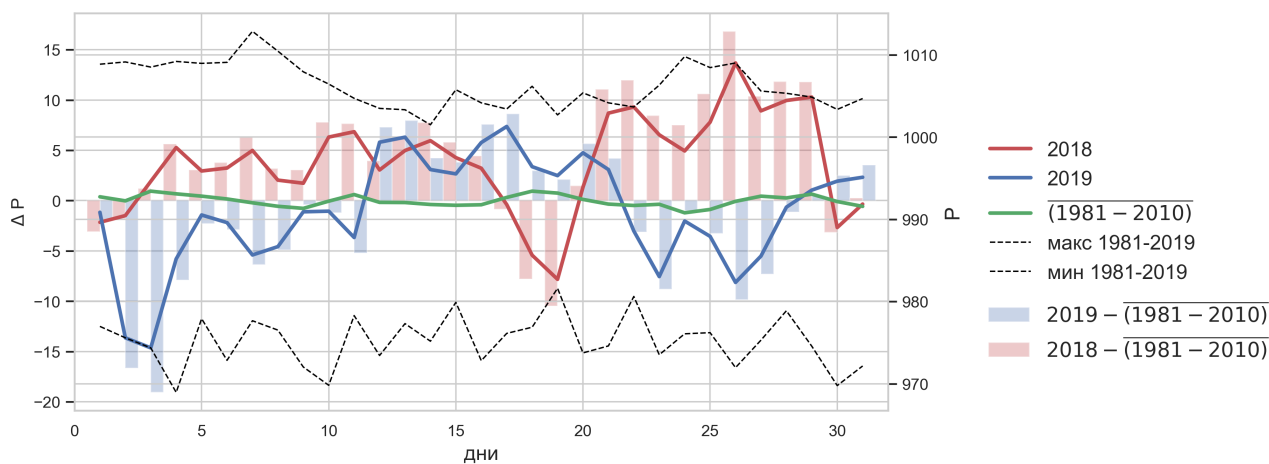


Рисунок 1.1.1.14. Атмосферное давление, май 2018 г., 2019 г., 1981-2010 гг., максимальные и минимальные значения атмосферного давления за период 1981-2019 гг., отклонения атмосферного давления в 2018 и 2019 гг. от нормы 1981-2010 гг.

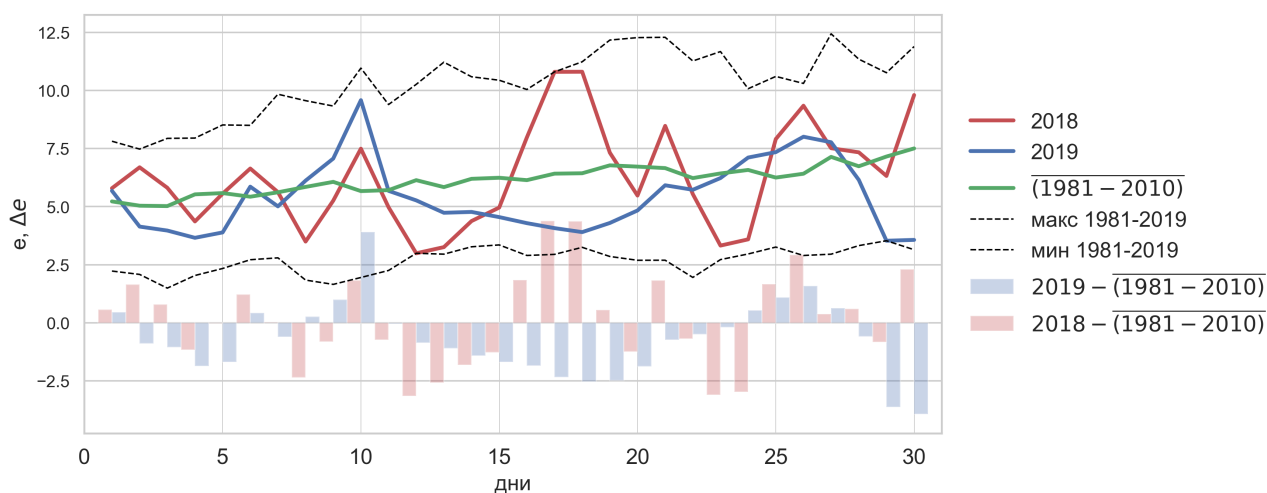


Рисунок 1.1.1.15. Парциальное давление водяного пара, апрель 2018 г., 2019 г., 1981-2010 гг., максимальные и минимальные значения парциального давления водяного пара за период 1981-2019 гг., отклонения парциального давления водяного пара в 2018 и 2019 гг. от нормы 1981-2010 гг.

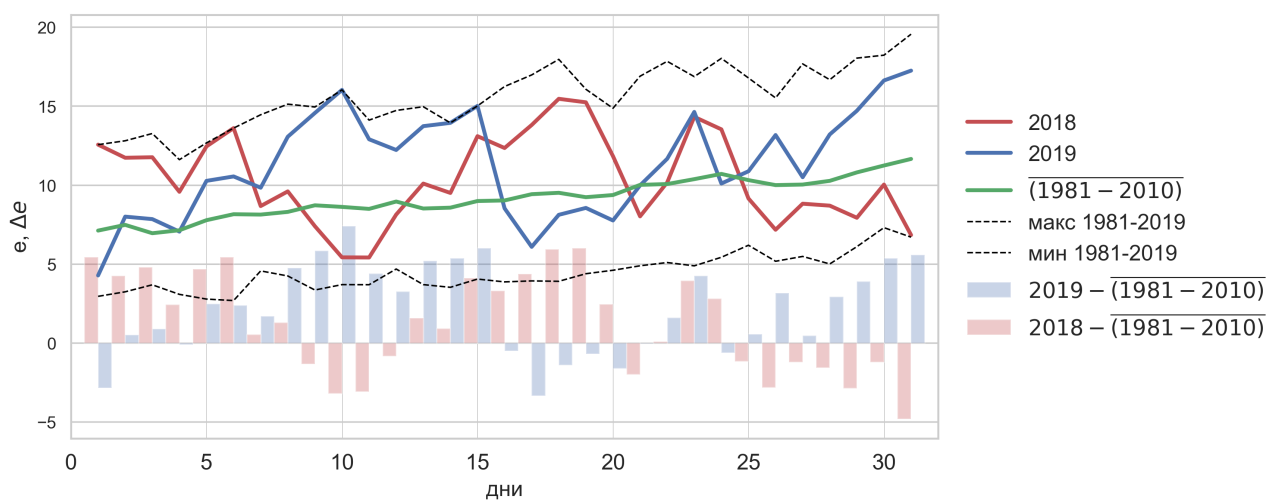


Рисунок 1.1.1.16. Парциальное давление водяного пара, май 2018 г., 2019 г., 1981-2010 гг., максимальные и минимальные значения парциального давления водяного пара за период 1981-2019 гг., отклонения парциального давления водяного пара в 2018 и 2019 гг. от нормы 1981-2010 гг.

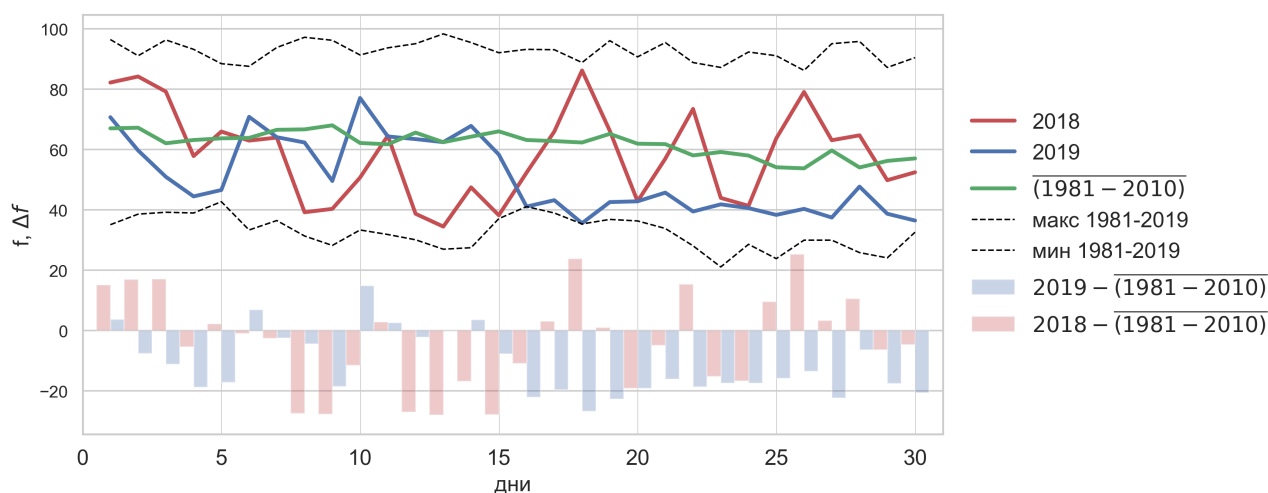


Рисунок 1.1.1.17. Относительная влажность воздуха, апрель, 12 UTC, 2018 г., 2019 г., 1981-2010 гг., максимальные и минимальные значения относительной влажности за период 1981-2019 гг., отклонения относительной влажности в 2018 и 2019 гг. от нормы 1981-2010 гг.

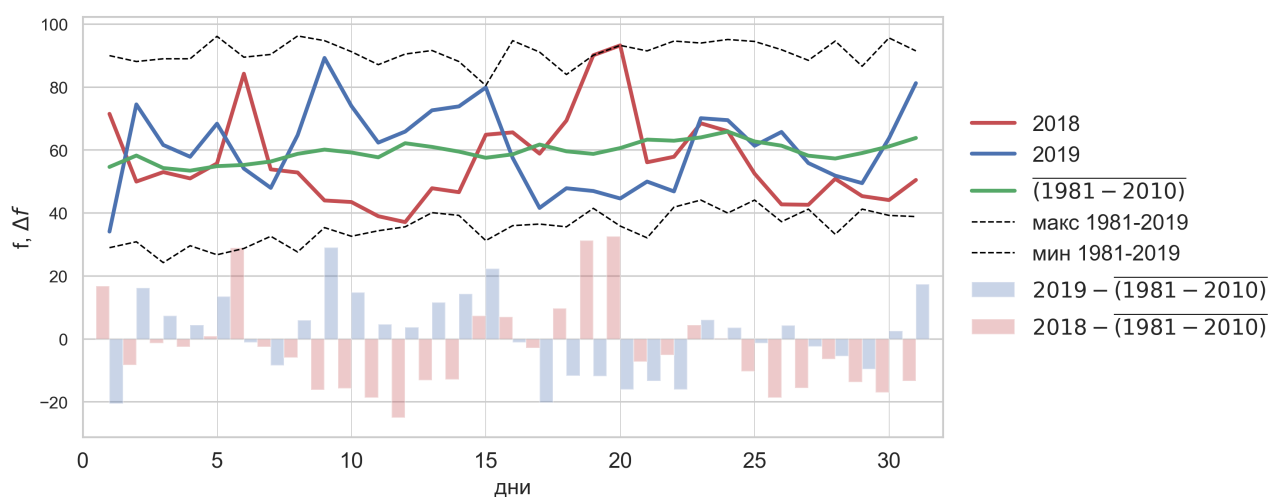


Рисунок 1.1.1.18. Относительная влажность воздуха, май, 12 UTC, 2018 г., 2019 г., 1981-2010 гг., максимальные и минимальные значения относительной влажности за период 1981-2019 гг., отклонения относительной влажности в 2018 и 2019 гг. от нормы 1981-2010 гг.

Осадков в апреле и мае 2018 года выпало около нормы (40 и 51 мм, соответственно). В апреле 2019 года наблюдался дефицит осадков, на 28 мм меньше нормы, а в мае 2019 года осадков, напротив, выпало больше нормы на 14 мм (Табл. 1.1.1.2). Суточные суммы осадков показаны на Рис. 1.1.1.19, 1.1.1.20.

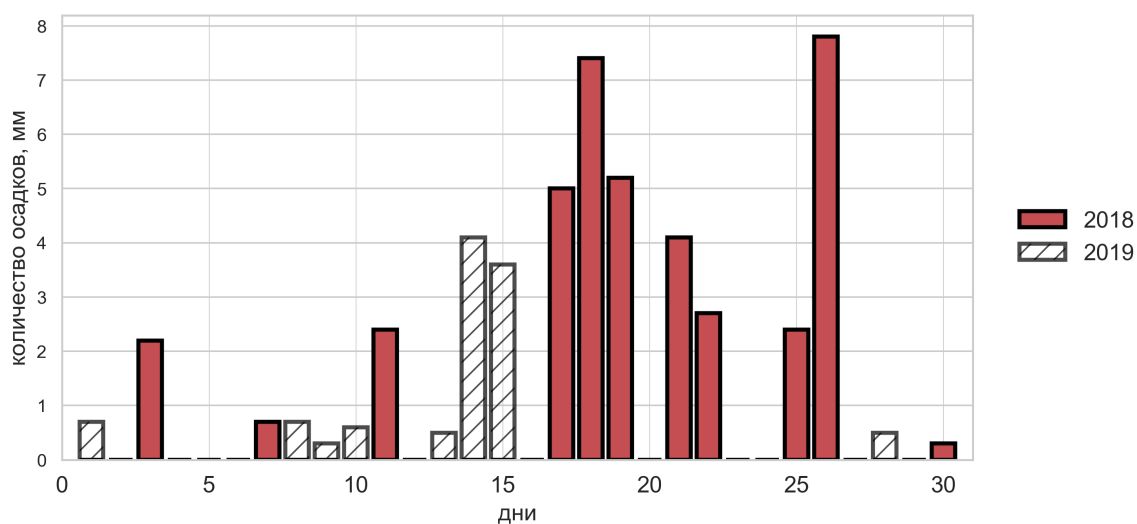


Рисунок 1.1.1.19. Суточная сумма осадков (мм), апрель, 2018 г., 2019 г., 1981-2010 гг.

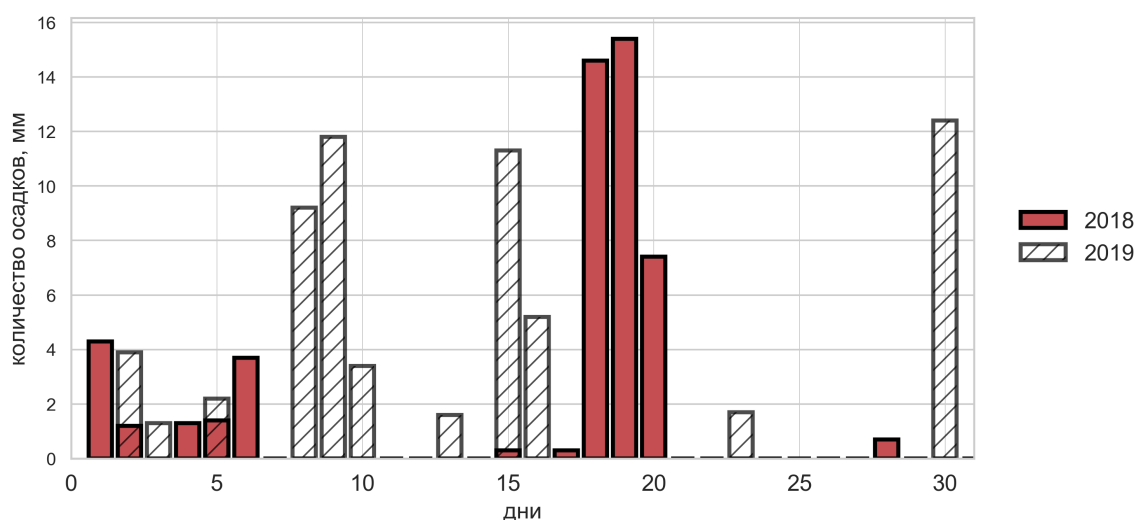


Рисунок 1.1.1.20. Суточная сумма осадков (мм), май, 2018 г., 2019 г., 1981-2010 гг.

Таким образом, в апреле-мае 2018-2019 гг. наблюдались положительные аномалии температуры воздуха относительно современной климатической нормы. Май 2018 и 2019 гг. были одними из самых теплых майских месяцев в Москве и заняли 6-ое и 8-ое место, соответственно, в ранжированном ряду самых теплых майских месяцев за период 1961-2019 гг. Циркуляционные условия апреля 2018 и 2019 гг. были различными, что привело к преобладанию ветров юго-западного сектора в апреле 2018 г. и восточных ветров в апреле 2019 г. Различные циркуляционные условия были и в мае 2018 и 2019 гг.: в мае 2018 г. преобладало северное направление ветра, в мае 2019 г. – северное и юго-западное. Положительные аномалии осадков были зарегистрированы в апреле-мае 2018 г. и мае 2019 г. В апреле 2019 г. отмечался дефицит осадков.

1.1.2 Облачный покров и продолжительность солнечного сияния

1.1.2.1 Особенности облачного покрова и продолжительности солнечного сияния в 2018 и 2019 гг.

Продолжительностью солнечного сияния (ПСС) называется время, в течение которого Солнце находится над горизонтом, не закрыто облаками, и прямые солнечные лучи освещают земную поверхность. Возможная продолжительность солнечного сияния является основополагающим показателем радиационного режима. Это максимальная величина ПСС, которая определяется только астрономическими факторами и рассчитывается для конкретного пункта от восхода до захода Солнца. В реальных условиях ПСС зависит помимо астрономических факторов от метеорологических условий. Информация о продолжительности солнечного сияния в МО МГУ получена на основе записей гелиографа универсальной модели Кэмпбелла — Стокса. Дополнительная проверка проводится путем сопоставления значений ПСС и данных прямой солнечной радиации, наблюдения за которой ведутся в режиме непрерывной регистрации (с дискретностью 1 мин.). Анализ режима облачности представлен по ежечасным наблюдениям актинометрического отдела, проводимым в светлое время суток, а также по наблюдениям в основные метеорологические сроки.

Сравнительный анализ ПСС и облачности в 2018, 2019 гг. произведен относительно климатической нормы (1981-2010 гг.) и средних данных за последние двадцать лет (1999 -2018 гг.).

Годовое значение ПСС и в 2018 г., и в 2019 г. превысило современную климатическую норму (1981-2010 гг.). В 2018 году годовое значение ПСС превысило норму на 20%. Это был один из самых «солнечных» годов (2114 час.) за весь период наблюдений с 1954 года. В ранжированном ряду по значениям годовой суммы ПСС, он занимает 3 место после 2014 года (2169 час.) и 2002 года (2125 час.). Годовое значение ПСС в 2018 г. составило 47% от возможной суммы ПСС, в 2019 – 40% (Табл. 1.1.2.1). Всего было отмечено 100 дней в 2018 г. и 115 дней в 2019 г., когда в Москве Солнце в течение всего дня было закрыто облаками.

Внутригодовая изменчивость ПСС и в 2018 и в 2019 гг. отличается от средних многолетних особенностей (Рис. 1.1.2.1). Максимальное месячное значение в годовом ходе ПСС в 2018 году сдвинулось с июня на август. Малооблачный август отмечен 100 часами дополнительного (относительно норм) солнечного сияния. Августовское значение ПСС 2018 г. стало абсолютным максимумом за весь период наблюдений.

Таблица 1.1.2.1. Среднемесячные и годовые значения ПСС, балла общей и нижней облачности

месяцы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
	ПСС час.												
Среднее 2018	20.9	60.8	161.2	240.4	340.6	324.8	206.3	352.7	208.9	115.7	67.1	14.5	2113.9
Среднее 2019	28.6	43.3	121.7	237.7	284.6	332.8	241.9	218.4	177.5	53.3	35	8.7	1783.5
Среднее (1999-2018)	33.7	58.4	148.4	207.0	286.0	293.2	305.2	260.8	167.8	74.3	31.2	17.4	1883.5
Среднее (1981-2010)	27.0	60.0	141.5	182.3	275.1	271.5	287.9	237.4	151.1	78.4	29.8	19.2	1761.3
Отклонение от нормы (1999-2018)	-12.8	2.4	12.8	33.4	54.6	31.6	-98.9	91.9	41.1	41.4	35.9	-2.9	230.4
Отклонение от нормы (1981-2010)	-6.1	0.8	19.7	58.1	65.5	53.3	-81.6	115.3	57.8	37.3	37.3	-4.7	352.6
Отклонение от нормы (1999-2018), %	-38	4	9	16	19	11	-32	35	24	56	115	-17	12
Отклонение от нормы (1981-2010), %	-23	1	14	32	24	20	-28	49	38	48	125	-24	20
Отклонение от нормы (1999-2018)	-5.1	-15.1	-26.7	30.7	-1.4	39.6	-63.3	-42.4	9.7	-21.0	3.8	-8.7	-100.0
Отклонение от нормы (1981-2010)	1.6	-16.7	-19.8	55.4	9.5	61.3	-46.0	-19.0	26.4	-25.1	5.2	-10.5	22.2
Отклонение от нормы (1999-2018), %	-15	-26	-18	15	0	13	-21	-16	6	-28	12	-50	-5
Отклонение от нормы (1981-2010), %	6	-28	-14	30	3	23	-16	-8	17	-32	17	-55	1
ПСС % от возможного													
2018	9	23	44	57	68	62	40	75	53	36	27	5	47
2019	12	16	33	56	57	64	46	47	46	19	14	4	40
1999-2018	14	21	41	49	57	56	59	55	44	23	13	8	42
2018 – (1999-2018)	-5	2	4	8	11	6	-19	20	9	13	14	-3	5
2019 – (1999-2018)	-2	-5	-8	7	0	8	-13	-8	2	-4	1	-4	-2
1981-2010	11	22	39	43	55	52	55	51	39	24	12	9	39
2018 – (1981-2010)	-2	1	5	14	13	10	-15	24	14	12	15	-4	8

месяцы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год	
2019 – (1981-2010)	1	-6	-6	13	2	12	-9	-4	7	-5	2	-5	1	
число дней без Солнца														
2018	20	14	9	2	2	0	0	0	5	7	14	27	100	
2019	19	19	10	4	0	2	1	3	2	6	21	28	115	
1999-2018	19	13	7	3	2	1	1	1	4	12	19	23	106	
1981-2010	20	13	8	5	2	1	1	2	5	11	20	22	109	
балл общей облачности														
2018	9.4	8.8	7.8	7.1	6.3	7.6	8.2	5.6	7.7	7.8	7.9	9.6	7.8	
2019	9.3	9.4	8.9	6.6	7.9	6.5	8.7	7.4	8.6	9.5	9.4	9.8	8.5	
1999-2018	9.0	8.8	8.0	7.9	7.5	7.7	7.5	7.3	8.1	8.9	9.2	9.4	8.3	
1981-2010	8.6	8.1	8.0	7.9	7.3	7.3	7.3	7.1	8.1	8.6	9.0	9.0	8.0	
Отклонение от нормы (1999-2018)	2018	0.4	0.0	-0.2	-0.8	-1.2	-0.1	0.7	-1.7	-0.4	-1.1	-1.3	0.3	-0.5
Отклонение от нормы (1981-2010)	0.8	0.7	-0.2	-0.8	-1.0	0.3	0.9	-1.5	-0.4	-0.8	-1.1	0.6	0.3	
Отклонение от нормы (1999-2018)	2019	0.3	0.6	0.9	-1.3	0.5	-1.2	1.2	0.1	0.5	0.6	0.2	0.5	0.3
Отклонение от нормы (1981-2010)	0.7	1.3	0.9	-1.3	0.6	-0.8	1.4	0.3	0.5	0.9	0.4	0.8	0.5	
балл нижней облачности														
2018	8.2	6.5	4.8	3.9	3.2	4.2	6.5	2.7	4.2	5.1	6	8.9	5.4	
2019	7.8	7.9	6.6	3.8	4.6	4.2	6.1	5.2	5.7	7.4	7.3	9.1	6.5	
1999-2018	7.5	6.7	5.4	4.6	4.5	4.9	4.6	4.5	5.4	7.1	8.1	8.4	6.0	
1981-2010	6.9	6.0	5.5	5.4	4.7	5.0	5.1	5.0	6.0	7.0	8.0	7.8	6.0	
Отклонение от нормы (1999-2018)	2018	0.7	-0.2	-0.6	-0.7	-1.3	-0.7	1.9	-1.8	-1.2	-2.0	-2.1	0.5	-0.6
Отклонение от нормы (1981-2010)	1.3	0.5	-0.7	-1.5	-1.5	-0.8	1.4	-2.3	-1.8	-1.9	-2.0	1.1	-0.6	
Отклонение от нормы (1999-2018)	2019	0.3	1.2	1.2	-0.8	0.1	-0.7	1.5	0.7	0.3	0.3	-0.8	0.7	0.5

месяцы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Отклонение от нормы (1981-2010)	0.9	1.9	1.1	-1.6	-0.1	-0.8	1.0	0.2	-0.3	0.4	-0.7	1.3	0.5
облачность в метеорологические сроки													
общая облачность, 2018	9.4	8.8	7.4	6.5	6	7.6	8.2	5.2	7.1	7.3	7.6	9.6	7.6
нижняя облачность, 2018	8.4	6.5	4.7	3.9	2.9	3.9	6.3	2	3.7	5.1	6.2	8.9	5.2
общая облачность, 2019	9.2	9.3	8.4	6.6	7.8	6.5	8.3	7	8.3	9.3	9	9.8	8.3
нижняя облачность, 2019	8	8	6.2	3.8	4.4	3.5	5.9	4.9	5.3	7.4	6.9	8.9	6.1

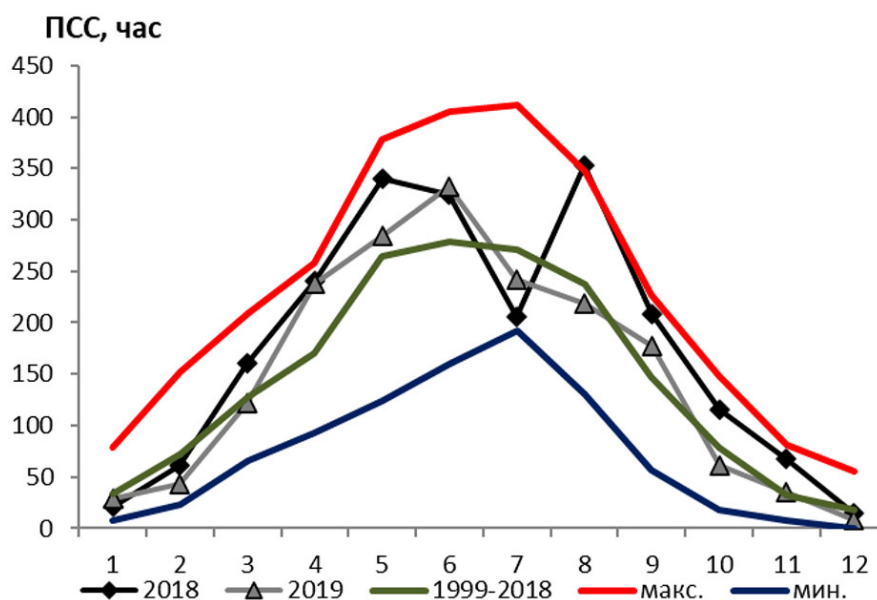


Рисунок 1.1.2.1. Годовой ход продолжительности солнечного сияния

Существенно ниже были месячные значения ППС в июле 2018 и 2019 гг., значение ППС в пасмурный, дождливый июль 2018 года приблизилось к абсолютному минимуму. Максимальные месячные значения ППС в 2019 году наблюдались в июне, как и по многолетним данным, в период самых продолжительных световых дней в году. Превышение ППС среднего значения составило около 20%. В два других летних месяца ППС была в среднем на 10% меньше средних многолетних значений. Осенью отмечалась солнечная погода. ППС возросла в сентябре относительно средних значений в 2018 г. в среднем на 30%, в 2019 г. — 12%. В обычно «темный» и пасмурный ноябрь, ППС превысила средние значения в два раза в 2018 г. (Табл. 1.1.2.1). Зимние месячные значения ППС за исключением февраля 2018 г., и в 2018 и в 2019 гг. были ниже средних.

Особенности внутригодовой изменчивости ППС обусловлены режимом облачности. В годовом ходе облачности в Московском регионе максимальные значения ППС наблюдаются в зимние месяцы (Горбаренко, Шиловцева, Бунина, 2017). В 2018 и 2019 гг. в эти месяцы, количество общей и нижней облачности больше средних многолетних значений. Увеличение в июле балла общей и нижней облачности - особенность облачного режима в 2018 и 2019 гг. (Табл. 1.1.2.1, Рис. 1.1.2.2). Балл нижней облачности в июле 2018 г. сравнялся с абсолютным максимумом, балл нижней облачности в августе 2018 г. стал минимальным значением за весь период наблюдений. Положительная аномалия ППС в августе 2018 г. связана с малооблачной погодой; балл общей и нижней облачности в августе наименьший в году.

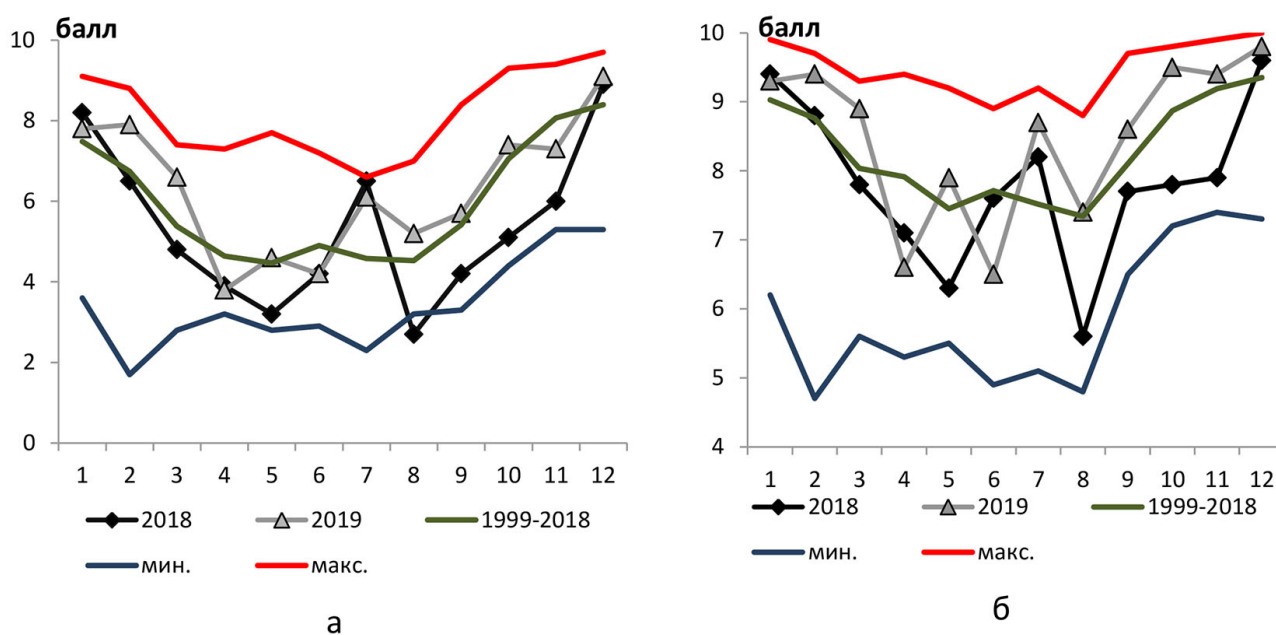


Рисунок 1.1.2.2. Годовой ход облачности: а – балл нижней облачности, б – балл общей облачности

Среднемесячные значения балла как нижней, так и общей облачности, полученные осреднением за светлое время суток и по метеорологическим срокам, согласуются и отличаются между собой в диапазонах, допустимых для визуальных наблюдений. Расхождения среднегодовых значений балла, полученные за счет разного осреднения, и для нижней облачности, и для общей облачности составляют всего 0.2-0.4 балла (Табл. 1.1.2.1).

В многолетней изменчивости годовых значений ПСС сохранилась тенденция к росту. При линейной аппроксимации годовых значений ПСС за весь период наблюдений отмечается значимая положительная тенденция с увеличением ПСС на 20 часов в 10 лет. С 2000 года тенденция к росту ПСС усилилась (35 часов в 10 лет) (Горбаренко, 2019). Для общей и нижней облачности наблюдается тенденция к уменьшению количества облаков, для облаков нижнего яруса эта тенденция значима (Рис. 1.1.2.3). Рост ПСС вызван значительным (более чем в 2 раза) уменьшением повторяемости сплошной облачности.

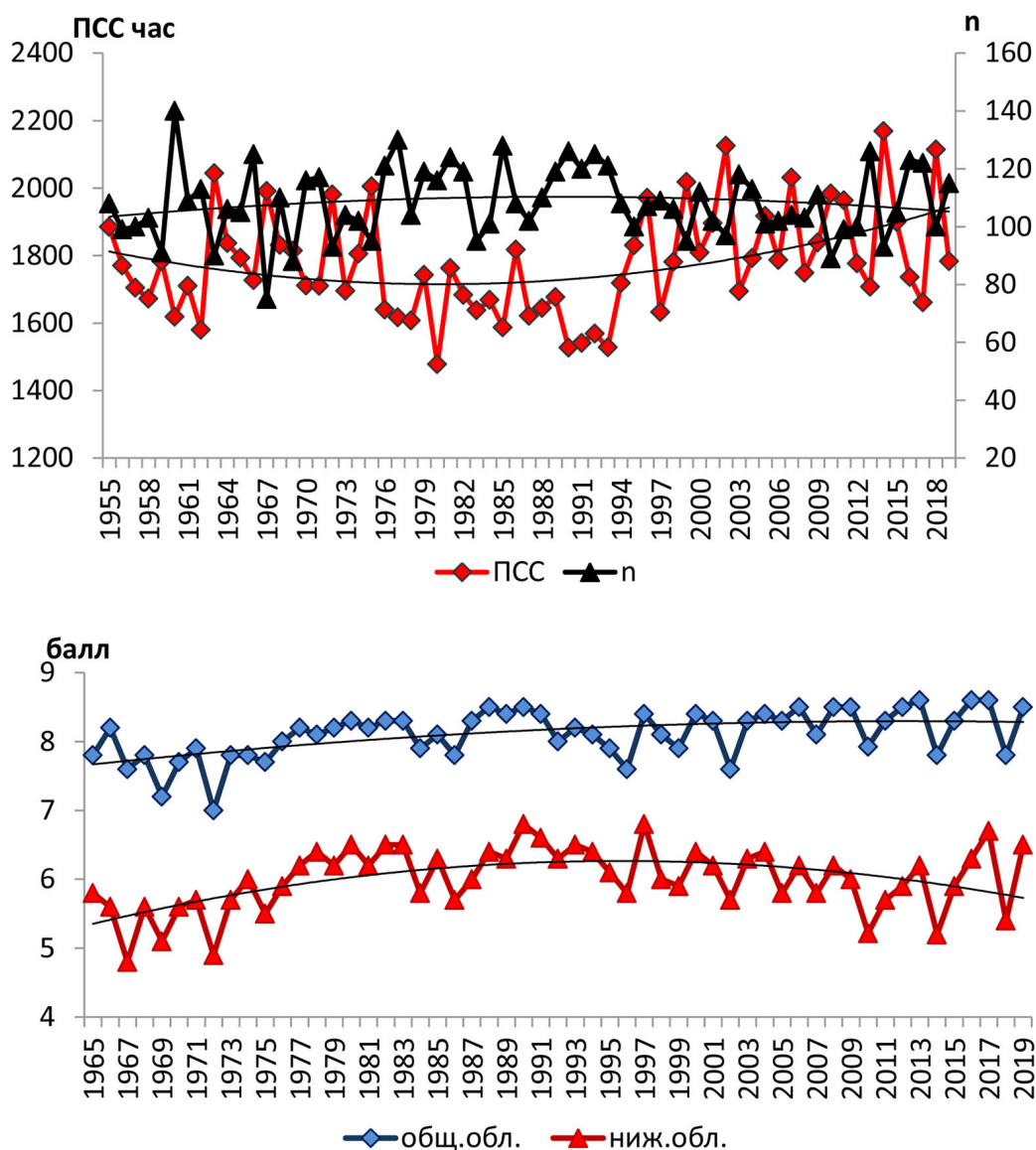


Рисунок 1.1.2.3. Многолетние изменения: а – ПСС, б – общей и нижней облачности за светлое время суток

1.1.2.2 Особенности режима облачности и ПСС в апреле-мае 2018 и 2019 гг.

Средние месячные значения ПСС в апреле, мае 2018 и 2019 гг. были выше средних многолетних значений. В апреле 2018 и 2019 гг. рост ПСС относительно нормы 1981-2010 гг. составил порядка 30%. В мае 2018 г. величина ПСС в среднем относительно этой нормы выросла на 24%. Однако в мае 2019 г. значение ПСС было близко к норме (см. Табл. 1.1.2.1). В основном в этот период отмечалась малооблачная погода. За исключением мая 2019 года, балл и нижней и общей облачности ниже соответствующих средних значений. На Рис. 1.1.2.4 приведены межсуточные изменения ПСС, балла нижней и общей облачности в апреле, мае 2018, 2019 гг.

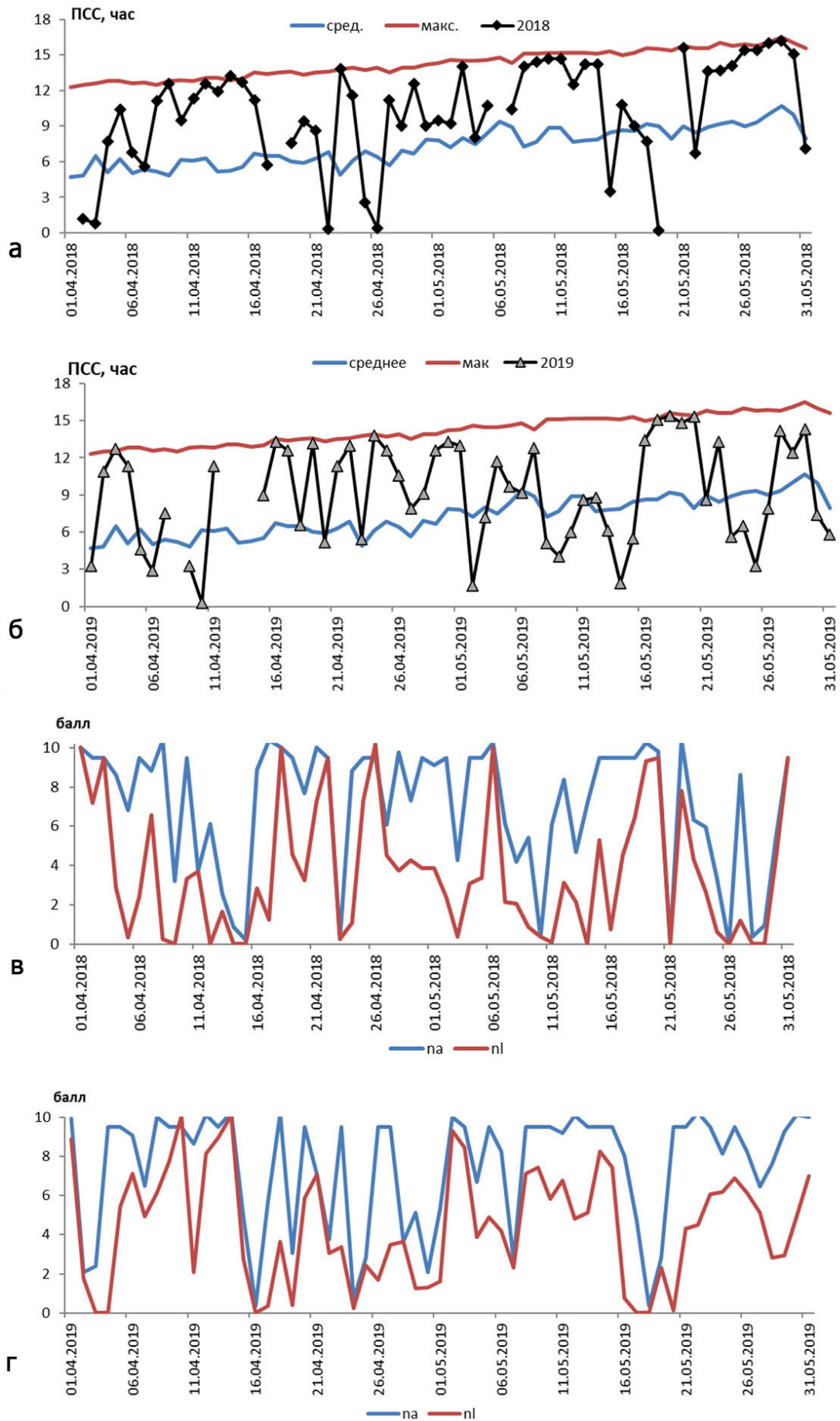


Рисунок 1.1.2.4. Межсуточная изменчивость в апреле мае: а, б – PSS в 2018 и 2019 гг., в, г – общая и нижняя облачность за светлое время суток в 2018 и 2019 гг.

В 2018 г. для 47 дней, в 2019 г. для 34 дней средние суточные значения ПСС выше средних многолетних значений в соответствующие дни. Суточные суммы ПСС 14 и 23 апреля 2018 г. и 03 апреля 2019 г. превысили максимальные значения для этих дней из выборки с 1954 по 2015 гг.

В целом 2018 г. и 2019 г. были более солнечными и малооблачными по сравнению со средними значениями. Большую половину года средние месячные значения ПСС превышали норму, продолжительность солнечного сияния в августе 2018 г. стала абсолютным максимумом за период наблюдений с 1958 г.

Интересной особенностью стало синхронное для двух лет увеличение нижней облачности практически до максимальных значений в июле и, как следствие, существенное понижение ПСС, не характерное для этого месяца согласно данным многолетних измерений.

1.2 Аэрозольные характеристики по данным солнечно-небесного фотометра CIMEL сети AERONET

Начиная с августа 2001 года, на территории Метеорологической обсерватории МГУ (МО МГУ) проводятся регулярные измерения аэрозольных параметров атмосферы в рамках международной программы AERONET (Holben et al., 1998, Chubarova et al., 2011). Измерения прямой солнечной радиации ведутся на 8 длинах волн: 340, 380, 440, 500, 675, 870, 940 и 1020 нм, - с помощью солнечно-небесных фотометров CIMEL CE 318-2 с углом зрения 1.2° . Канал 940 нм используется для восстановления влагосодержания атмосферы W , остальные каналы – для определения спектральной аэрозольной оптической толщины атмосферы АОТ. Измерения диффузного излучения проводятся в 4 спектральных каналах: 440, 670, 870 и 1020 нм. Погрешность измерений не превышает 0.01 в видимом и ближнем ИК диапазоне и 0.02 в УФ области спектра.

В настоящий момент AERONET использует третью версию алгоритма первичной обработки измерений, включающего три ступени контроля качества данных. Каждому этапу автоматической коррекции соответствует свой уровень данных: уровень 1.0, уровень 1.5 и уровень 2.0 (Giles et al., 2019). Уровень 1.5 присваивается данным, прошедшим коррекцию на воздействие оптически эффективных малых газовых составляющих (NO_2 , O_3 , CO_2 , H_2O , CH_4), температурную коррекцию и фильтрацию облачных случаев. В отличие от второй версии данных AERONET, в третьей версии облачная фильтрация полностью автоматизирована. После вторичной калибровки фильтров данным присваивается уровень 2.0 (Giles et al., 2019).

В настоящем анализе используются данные уровня 2.0 версии 3, за исключением 2019 года, для которого в настоящий момент доступен только уровень 1.5. Согласно (Eck et al., 2017) в третьей версии данные уровня 2.0 и уровня 1.5 в большинстве случаев будут в достаточной мере схожи. В дополнение к основному алгоритму, принятому на сети AERONET, была использована принятая в МО МГУ технология дополнительной фильтрации данных, основанная на визуальных наблюдениях за облачностью (Chubarova et al., 2016). В разделе 1.2.2 оценивается качество данных версии 3 и возможность применения дополнительного облачного фильтра для этой версии.

1.2.1 Временная изменчивость характеристик аэрозоля в 2018 и 2019 гг.

На Рис. 1.2.1.1 показаны сезонные среднемесячные значения АОТ на разных длинах волн, полученные по данным измерений в 2018 и 2019 гг., в Табл.

1.2.1.1 приведены основные статистические показатели для некоторых АОТ в ультрафиолетовом (УФ), видимом и ближнем инфракрасном (БИК) диапазонах спектра, волновой параметр Ангстрема (АЕ) и содержание водяного пара (W). Аналогичные характеристики для 2019 года приведены в Табл. 1.2.1.2. Во все месяцы прослеживается закономерное уменьшение значений АОТ с увеличением длины волны, обусловленное преобладанием процессов рассеяния на мелкодисперсном аэрозоле.

В отличие от характерного бимодального распределения АОТ для периода 2001-2010 гг. с максимумами в апреле и августе-сентябре, которые хорошо видны на Рис. 1.2.1.1а, в 2018 году летне-осенний максимум смещается на более ранний срок – июль, что было связано с адвекцией воздуха из южных регионов, что также определяет и заметный рост влагосодержания атмосферы.

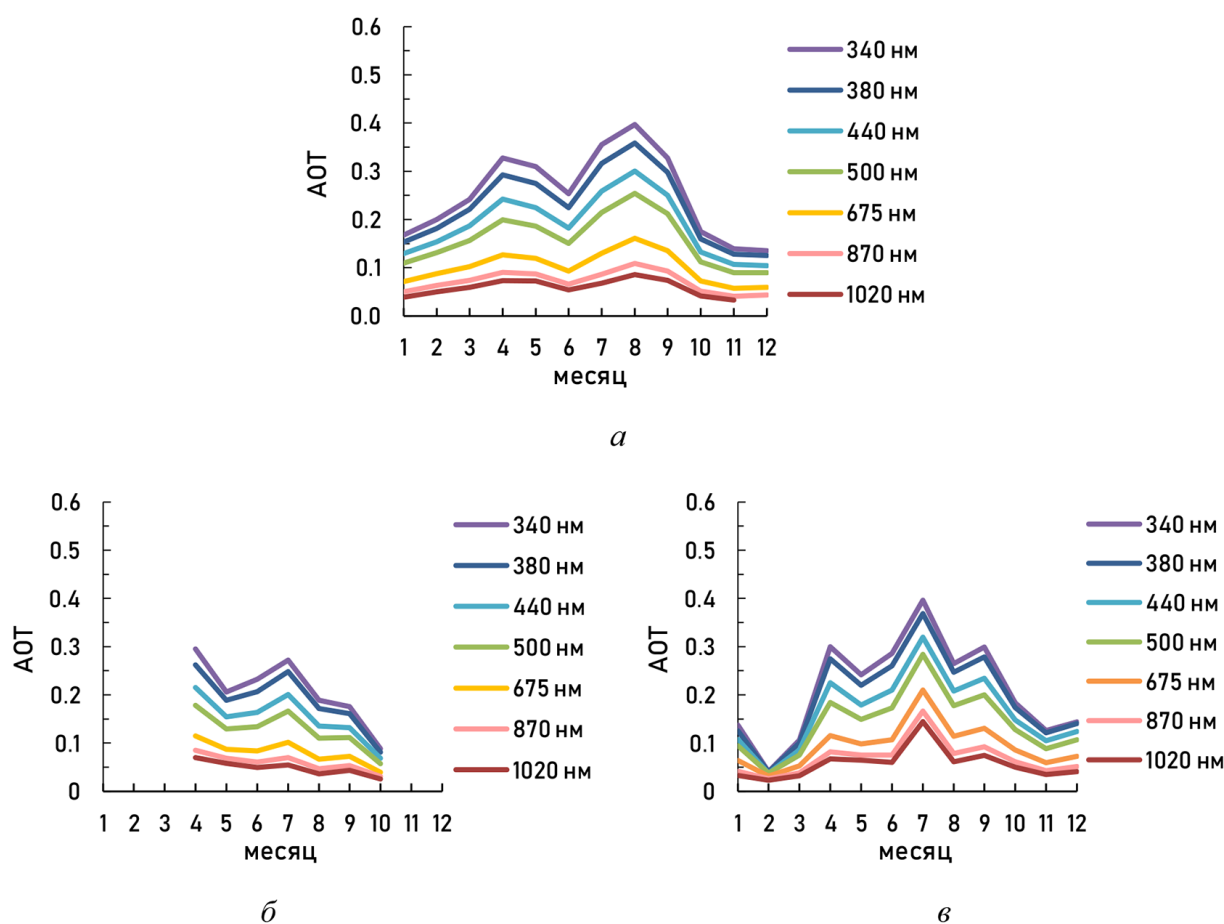


Рисунок 1.2.1.1. Вариации среднемесячных значений АОТ на разных длинах волн по данным AERONET версии 3 с дополнительной облачной фильтрацией в Москве: а – в среднем за период 2001-2017 гг. (уровень 2.0), б – в 2018 году (уровень 2.0) и в – в 2019 году (уровень 1.5)

Таблица 1.2.1.1. Средние, минимальные, максимальные месячные значения и коэффициенты вариации (Cvar, %)* аэрозольных оптических толщин на 500 нм, 340 нм и 1020 нм, влагосодержания атмосферы (W, см), параметра Ангстрема**, в 2018 году и их относительные разницы (R, %) со средними многолетними значениями за период 2001-2017 гг. Москва, МО МГУ. Уровень 2.0. Версия 3 с дополнительными фильтрами. Общее число дней измерений - 99.

Месяц	Число дней	AOT_500			AOT_340			AOT_1020			W, см			Параметр Ангстрема, AE												
		Cp.***	Cvar, %	R, %	Cp.	Cvar, %	R, %	Cp.	Cvar, %	R, %	Min	Max	Cp.	Cvar, %	R, %	Min	Max	R, %								
1	0																									
2	0																									
3	0																									
4	9	0.18	72	0.08	0.34	-11	0.29	72	0.13	0.57	-10	0.07	43	0.03	0.12	-4	1.04	39	0.51	1.62	53	1.31	18	0.95	1.71	-6
5	24	0.13	34	0.06	0.44	-31	0.21	38	0.08	0.67	-34	0.06	57	0.03	0.19	-20	1.37	30	0.67	2.24	3	1.17	19	0.79	1.54	-16
6	25	0.13	43	0.05	0.29	-11	0.23	47	0.07	0.51	-8	0.05	40	0.02	0.11	-8	1.64	31	0.98	2.65	-1	1.43	18	0.81	1.83	-5
7	17	0.17	60	0.05	0.41	-22	0.27	59	0.08	0.70	-23	0.05	62	0.02	0.13	-20	2.33	27	1.48	3.59	9	1.56	9	1.36	1.81	-4
8	9	0.11	67	0.06	0.18	-57	0.19	60	0.09	0.32	-52	0.04	28	0.02	0.05	-58	1.78	22	1.27	2.52	-7	1.50	18	1.15	1.83	-2
9	13	0.11	64	0.04	0.29	-47	0.18	67	0.06	0.46	-46	0.04	74	0.02	0.13	-41	1.40	29	0.75	2.08	-7	1.28	16	1.00	1.66	-11
10	1	0.06	72	0.06	0.06	-49	0.09	72	0.09	0.09	-49	0.03	43	0.03	0.03	-39	1.30	39	1.30	1.30	55	1.17	18	1.17	1.17	-15
11	0																									
12	0																									
Среднее за год		0.13	57	0.06	0.29	-32	0.21	57	0.08	0.47	-32	0.05	51	0.02	0.11	-27	1.55	30	1.00	2.29	15	1.34	16	1.03	1.65	-9

*Cvar – определяется как средняя из суточных вариаций AOT

**Параметр Ангстрема определяется как $AE = -ln AOT_{\lambda} / ln \lambda$

Расчет параметра Ангстрема в стандартном алгоритме AERONET проводится на основании

уравнения регрессии для различных спектральных диапазонов, но в качестве основного диапазона принята область 440 – 870 нм

*** Cp. - среднее значение

Таблица 1.2.1.2. Средние, минимальные, максимальные месячные значения и коэффициенты вариации (Cvar, %)* аэрозольных оптических толщин на 500 нм, 340 нм и 1020 нм, влагосодержания атмосферы (W, см), параметра Ангстрема**, в 2019 году и их относительные разницы (R, %) со средними многолетними значениями за период 2001-2017 гг. Москва, МО МГУ. Уровень 1.5. Версия 3 с дополнительными фильтрами. Общее число дней измерений - 149.

Месяц	Число дней	АОТ_500						АОТ_340						АОТ_1020						W, см						Параметр Ангстрема, АЕ							
		Ср.***	Cvar, %	Min	Max	R, %	Ср.	Cvar, %	Min	Max	R, %	Ср.	Cvar, %	Min	Max	R, %	Ср.	Cvar, %	Min	Max	R, %	Ср.	Cvar, %	Min	Max	R, %	Ср.	Cvar, %	Min	Max	R, %	Ср.	Cvar, %
1	4	0.09	22	0.07	0.12	-14	0.14	18	0.11	0.17	-18	0.03	31	0.02	0.05	-16	0.34	25	0.24	0.44	26	1.43	9	1.29	1.60	3							
2	2	0.03	4	0.031	0.032	-76	0.03	12	0.03	0.04	-83	0.02	32	0.01	0.03	-63	0.29	24	0.24	0.34	-4	0.63	38	0.37	0.89	-49							
3	11	0.08	48	0.04	0.14	-52	0.11	60	0.05	0.23	-56	0.03	38	0.01	0.05	-45	0.51	47	0.19	0.95	3	1.12	28	0.61	1.70	-16							
4	19	0.18	75	0.04	0.55	-8	0.30	80	0.07	0.88	-8	0.07	64	0.02	0.21	-8	0.72	39	0.44	1.35	6	1.38	22	0.81	1.81	-1							
5	20	0.15	44	0.07	0.27	-20	0.24	46	0.11	0.43	-22	0.06	48	0.03	0.13	-11	1.40	34	0.53	2.44	6	1.29	18	0.91	1.69	-8							
6	24	0.17	71	0.06	0.53	15	0.29	74	0.08	0.91	13	0.06	57	0.02	0.17	12	1.75	33	0.76	3.03	6	1.45	16	0.92	1.82	-3							
7	12	0.28	52	0.15	0.60	32	0.40	46	0.21	0.81	11	0.14	101	0.05	0.45	112	1.78	27	1.06	2.42	-16	1.24	39	0.35	1.64	-24							
8	21	0.18	34	0.09	0.32	-30	0.26	37	0.12	0.47	-33	0.06	30	0.03	0.11	-29	1.87	29	1.16	2.91	-2	1.43	10	1.16	1.69	-6							
9	21	0.20	43	0.11	0.42	-6	0.30	48	0.15	0.64	-9	0.07	46	0.04	0.15	1	1.53	35	0.67	2.49	2	1.38	11	1.07	1.65	-5							
10	7	0.13	36	0.06	0.17	14	0.18	41	0.08	0.28	5	0.05	29	0.02	0.07	20	1.10	27	0.68	1.44	31	1.27	17	0.92	1.58	-8							
11	2	0.09	39	0.06	0.11	-2	0.13	47	0.08	0.17	-9	0.03	27	0.03	0.04	5	0.19	19	0.17	0.22	-64	1.28	14	1.15	1.41	-7							
12	1	0.11	0.11	0.11	0.11	19	0.14	6	0.14	0.14	6	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.27	0.27	0.27	0.27	-26	1.29	22	1.29	1.29	-3							
Среднее за год		0.14	43	0.07	0.28	-11	0.21	46	0.10	0.43	-17	0.06	47	0.03	0.13	-2	0.98	32	0.53	1.52	5	1.27	22	0.90	1.56	-12							

*Cvar – определяется как средняя из суточных вариаций АОТ

**Параметр Ангстрема определяется как $AE = -ln(AOT_{\lambda}/ln\lambda)$

Расчет параметра Ангстрема в стандартном алгоритме AERONET проводится на основании

уравнения регрессии для различных спектральных диапазонов, но в качестве основного диапазона принята область 440 – 870 нм

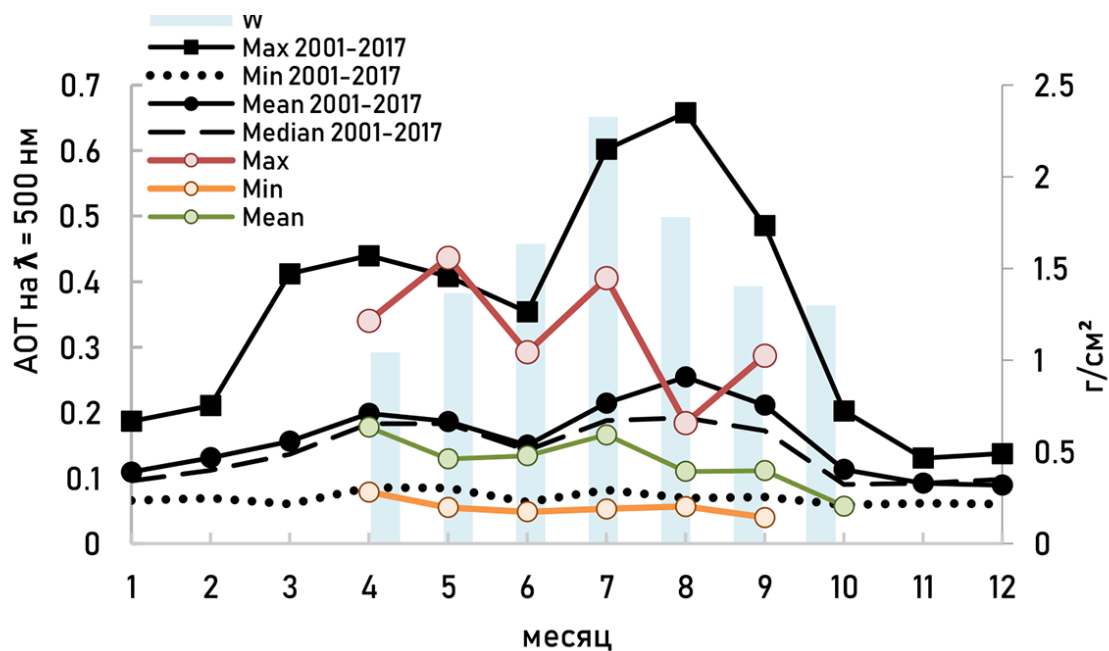
*** Ср. - среднее значение

Однако июльский максимум был выражен очень слабо, проявляясь только в АОТ на коротких длинах волн, что связано с преобладанием мелкодисперсной фракцией аэрозоля в летний период (Рис. 1.2.1.3) и подтверждается максимальными значениями волнового параметра Ангстрема (см. Табл. 1.2.1.1). В то же время весенний максимум прослеживался во всех диапазонах спектра. Он был несколько меньше и составил примерно 89% от среднего значения, наблюдаемого с 2001 по 2017 гг. на длине волны 500 нм.

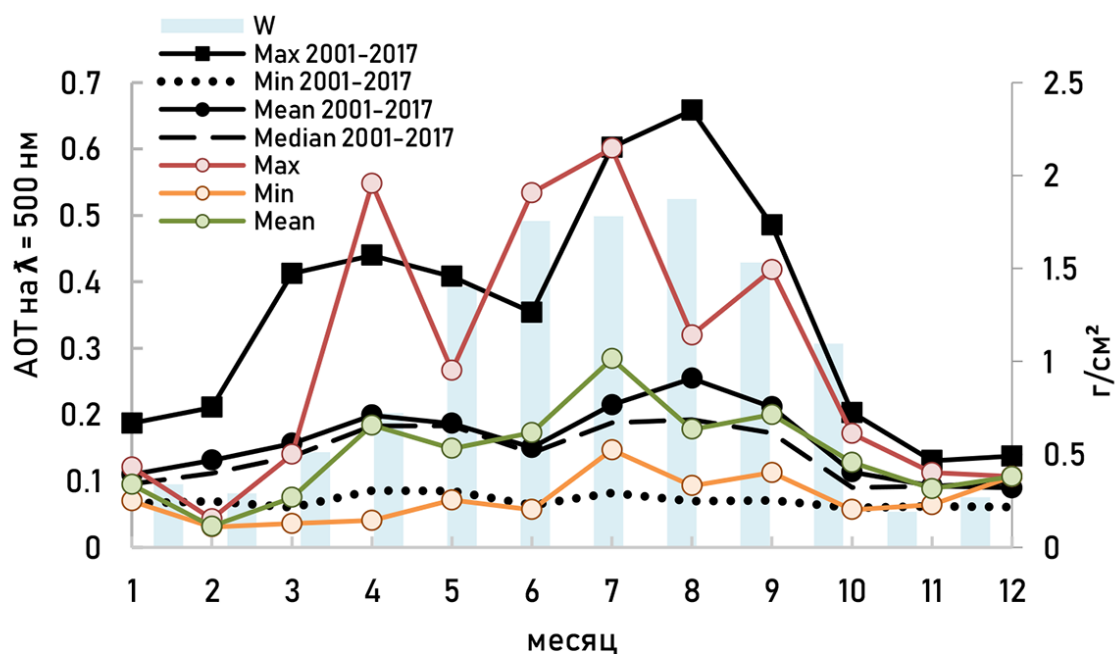
Отметим, что как и в 2018 году, в 2019 году летний максимум пришелся на июль, превысив норму на 32% в УФ и видимом диапазоне спектра и на 112% в БИК спектре (Табл. 1.2.1.2). Для этого месяца характерно также понижение волнового параметра Ангстрема на 24% относительно нормы (Рис. 1.2.1.4), обуславливаемое наличием грубодисперсной моды аэрозоля (Рис. 1.2.1.16). Большие значения АОТ в июле также, вероятно, связаны с активизацией роста гигрофильной фракции аэрозоля в условиях продолжительных июльских дождей. Для этого месяца характерно одно из самых высоких значений влагосодержания атмосферы (Рис. 1.2.1.26). Весенний максимум в 2019 году несколько ниже характерного значения для этих месяцев, что связано с адвекцией воздуха из более северных и относительно чистых регионов и подтверждается низкими значениями общего влагосодержания атмосферы. Пониженные значения также согласуются и с общим очищением атмосферы в последние годы (Chubarova et al., 2016). В августе 2019 года наблюдается локальный минимум АОТ. По сравнению со средними значениями, наблюдаемыми за весь период измерений с 2001 по 2017 гг., АОТ на длине волны 500 нм была ниже на 0.07 (или на 30%). В то же время максимальные значения для августа были практически в два раза ниже, чем за предшествующий период (значения АОТ 500 нм равны 0.32 и 0.66, соответственно). Сезонный ход АОТ 500 нм в 2019 году имеет три моды - соизмеримые максимумы в апреле (0.18) и сентябре (0.20) и несколько более высокий максимум в июле (0.28).

Из-за сильного влияния аномального содержания дымового аэрозоля в 2002 и 2010 гг., функция плотности распределения среднемесячных значений АОТ имеет ярко выраженную положительную асимметрию, поэтому наряду со сравнениями среднемесячных значений АОТ в 2018 и 2019 гг. проводится сопоставление и с медианными оценками, полученными за период с 2001 по 2017 гг. (Рис. 1.2.1.2).

В целом сезонный ход АОТ на длине волны 500 нм в 2018 и в 2019 гг. довольно схож: условно летний максимум приходится на июль, после которого наблюдается резкое понижение АОТ; весенний максимум хорошо согласуется с данными за многолетний период.



a



б

Рисунок 1.2.1.2. Среднемесячные (Mean), минимальные (Min) и максимальные (Max) значения АОТ на длине волны 500 нм в 2018 (а) и 2019 (б) гг. в сравнении со средними многолетними значениями за период 2001-2017 гг., включая медианные значения АОТ на 500 нм. Голубым на график нанесены среднемесячные значения общего влагосодержания атмосферы (W) в 2018 (а) и в 2019 (б) гг.

Однако, в отличие от 2019 года, содержание аэрозоля в 2018 году в теплый период года (с апреля по октябрь) существенно ниже, чем в среднем за период с 2001 по 2017 гг. (для АОТ на длине волны 500 нм на 32%), что хорошо прослеживается на Рис. 1.2.1.2. Для 2019 года из-за ярко выраженного июльского максимума АОТ на длине волны 500 нм в среднем отличия от результатов многолетних наблюдений составили -0.4% для теплого периода.

Волновой параметр Ангстрема, рассчитываемый на основании уравнения регрессии в диапазоне 440-870 нм, отличался в 2019 году нетипичным сезонным распределением с низкими значениями в июле, когда для 2018 года и для периода с 2001 по 2017 гг., на этот месяц приходился летний максимум (Рис. 1.2.1.3). В зимние месяцы 2019 года значения волнового параметра Ангстрема согласуются с данными многолетних измерений, но характеризуются февральским минимумом, который значительно ниже средних многолетних значений. Для 2018 года данные измерений в зимний период отсутствуют.

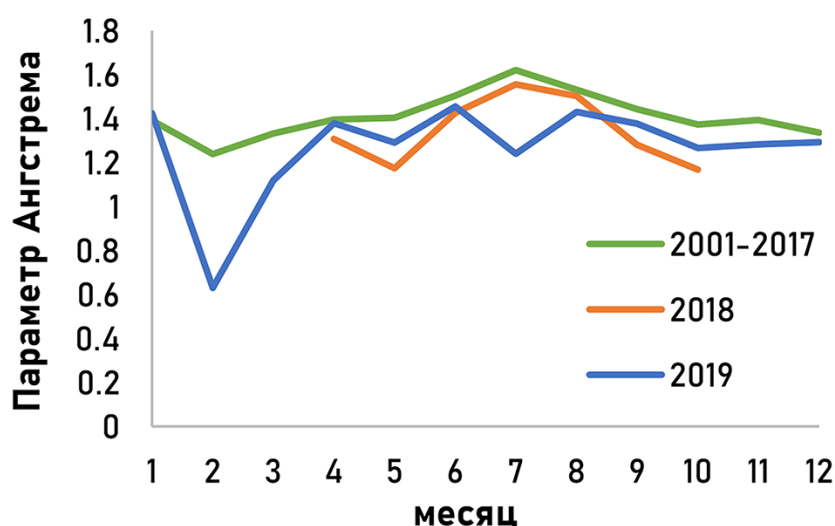


Рисунок 1.2.1.3. Сезонный ход волнового параметра Ангстрема в 2018, 2019 гг., а также в среднем для периода с 2001 по 2017 гг.

Особенности спектрального хода АОТ в разные месяцы показаны на Рис. 1.2.1.4 в линейном и логарифмическом масштабе.

В логарифмическом масштабе линейность связи АОТ и длины волны определяет качество определения волнового показателя Ангстрема. Из Рис. 1.2.1.3 -1а и Рис. 1.2.1.3 - 2а видно, что логарифмическая зависимость АОТ в некоторые месяцы в диапазоне спектра 440 – 1020 нм отличается от линейной, что связано с более сложным распределением частиц по размерам, чем в за-

коне Юнге, который лежит в основе формулы расчета волнового параметра Ангрстрема.

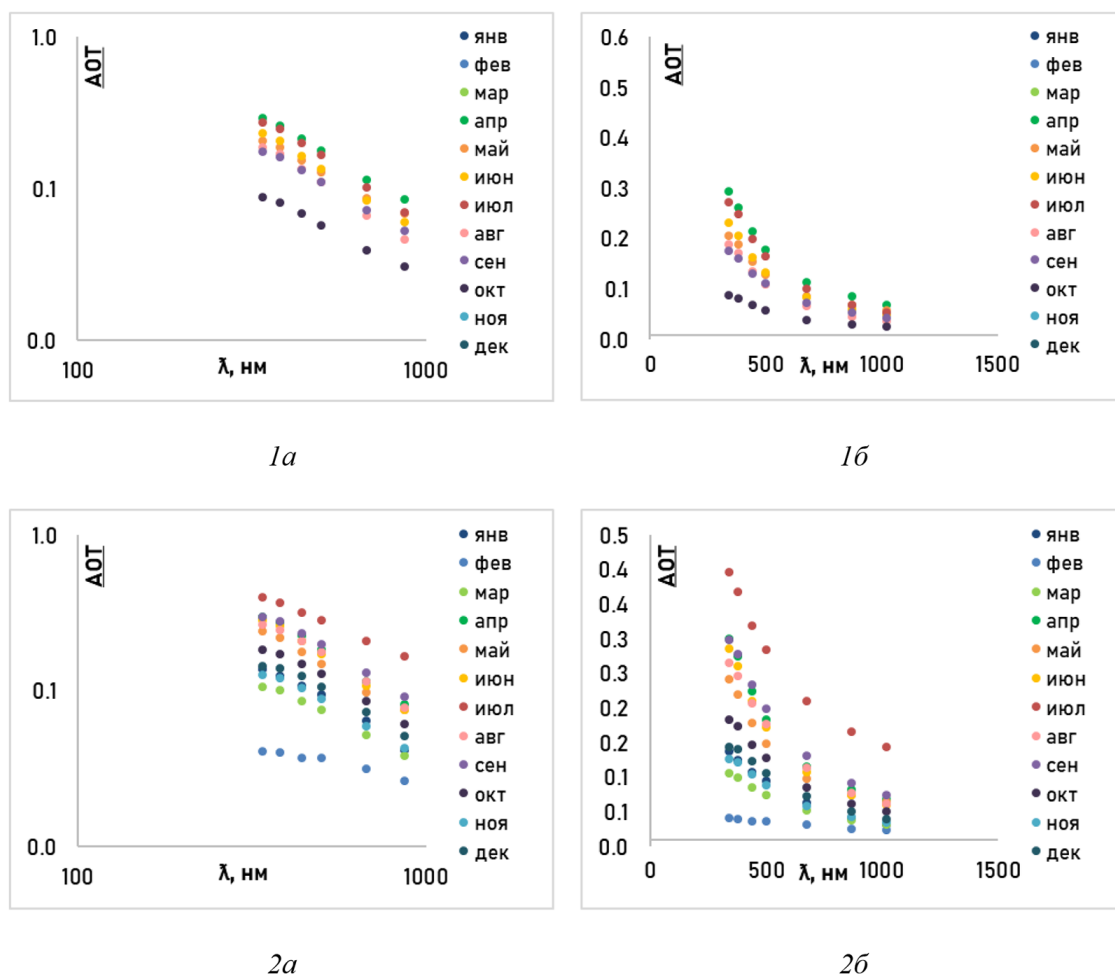


Рисунок 1.2.1.4. Зависимость АОТ в 2018 году (1) и в 2019 году (2) от длины волны для каждого месяца в линейном (а) и логарифмическом (б) масштабах

Волновой параметр Ангрстрема связан с распределением Юнге через $AE = \nu - 2$, где:

$$\frac{dN}{d(\ln r)} = cr^{-\nu} \quad (1.2.1.1)$$

При этом dN – концентрация частиц с радиусом r , меняющимся от 0 до бесконечности. Однако, реальное распределение аэрозольных частиц по размеру часто не соответствует распределению Юнге. Согласно (Eck et al., 1999) распределения частиц по размеру, в которых преобладает аккумулятивная мода, формирующаяся в процессе горения биомассы, приводят к кривизне второго порядка зависимости АОТ от длины волны. Это происходит за счет дополнительного поглощения на коротких длинах волн органическим углеродом. Аналогичная нелинейность зависимости АОТ от длины волны проявляется согласно (Tomasi et al., 1983) для городского аэрозоля, в состав

которого входят водорастворимые или углеродистые вещества, обеспечивающие дополнительное поглощение в видимом и БИК спектре. Таким образом, несогласованность реальной зависимости АОТ от длины волны со степенным законом Юнге, обуславливается, в том числе, различными поглощающими свойствами различных аэрозолей на разных длинах волн.

Наиболее ярко нелинейность связи АОТ с длиной волны проявляется в феврале 2019 года. Согласно Рис. 1.2.1.3-2б для февраля спектральный ход АОТ практически не выражен и данный месяц характеризуется наименьшим значением параметра Ангстрема (Табл. 1.2.1.2), что обусловлено, вероятно, ростом влияния грубодисперсной моды, присутствие которой ведет к сглаживанию спектральных различий АОТ.

На Рис. 1.2.1.5 приведена межгодовая изменчивость средних и медианных значений АОТ на длине волны 500 нм за весь период наблюдений с 2002 по 2019 гг. Поскольку в 2001 году измерения начались только в августе, он был исключен из анализа. Аналогично оценка проводилась отдельно для теплого периода года (с апреля по октябрь) и для холодного периода (с ноября по март), так как в 2018 году данные с ноября по март отсутствовали.

В целом для Москвы сохраняется тенденция уменьшения аэрозольного загрязнения в последние годы. Однако в теплый период года в 2018 и 2019 гг. наблюдался небольшой рост значений АОТ по сравнению с 2017 годом. В 2018 средние значения АОТ 500 нм составили 0.13 по сравнению с величиной АОТ для всего периода измерений, равной 0.19. В 2019 году средние значения АОТ оказались равны АОТ для всего периода и составили 0.19.

Для холодного периода средние значения АОТ в 2019 году ниже, чем в предшествующие годы. Они составили 0.08 по сравнению с АОТ для всего периода наблюдений, величина которой равна 0.12.

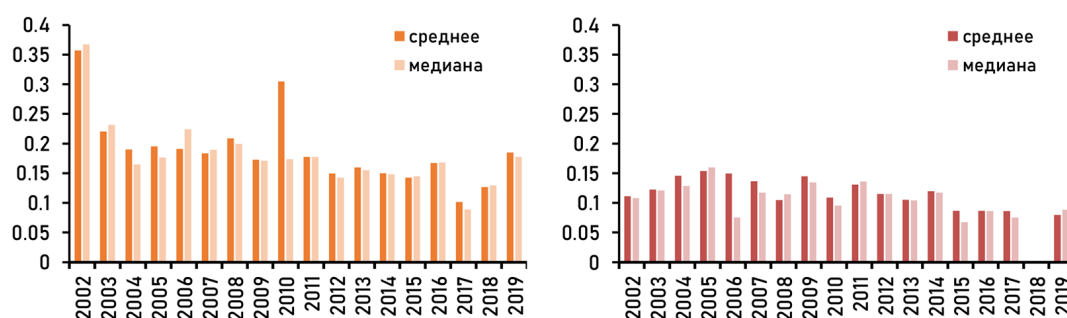


Рисунок 1.2.1.5. Межгодовая изменчивость среднегодовых и медианных оценок АОТ на длине волны 500 нм для: а - теплого периода года (с апреля по октябрь) и б – холодного периода года (с ноября по март)

1.2.2 Микрофизические, оптические и радиационные свойства аэрозоля в 2018 и 2019 гг.

Алгоритмы AERONET позволяют, помимо аэрозольных характеристик, рассчитываемых по ослаблению прямого солнечного излучения, получить также некоторые важные микрофизические, оптические и радиационные характеристики аэрозоля с привлечением данных о пространственной вариации диффузного излучения. Однако, число таких измерений значительно меньше, поэтому довольно трудно выявить их сезонные вариации, и качество их статистических оценок может быть невысоко.

В Табл. 1.2.2.1 представлены осредненные за месяц наиболее важные оптические, радиационные и микрофизические свойства аэрозоля, полученные для 2018 и 2019 гг.

Среднее за год альбедо однократного рассеяния на длине волны 675 нм (SSA_{675}) составляло 0.91 в 2018 году и 0.97 в 2019 году. При этом наименьшие значения SSA_{675} в 2018 году наблюдались в весенние месяцы и составили 0.88 (со значением мнимой части комплексного показателя преломления, ответственной за поглощение, была равна в среднем 0.014). В 2019 году для SSA_{675} сезонные вариации были невелики с небольшими максимумами в марте и июле. Отметим, что полученные величины несколько выше среднего многолетнего значения $SSA_{675}=0.9$ (Chubarova et al., 2011). Фактор асимметрии индикатрисы рассеяния на длине волны 675 нм составил 0.61 в 2018 году и 0.63 в 2019 году, что может быть связано с большей ролью грубодисперсного аэрозоля в 2019 году, чем в 2018 году (доля мелкодисперсного аэрозоля в 2018 году на 2% больше, чем в 2019 году).

На Рис. 1.2.2.1 представлено объемное распределение частиц по размерам в разные месяцы 2018 и 2019 гг. Хорошо видно, что практически во все месяцы прослеживается существование двух мод аэрозоля: мелко- и грубодисперсной. Для мелкодисперсных аэрозолей модальный радиус в 2018 году практически не изменялся, колеблясь в пределах от 0.11 до 0.15 мкм. Напротив, в 2019 году наблюдались более широкий диапазон изменчивости модальных значений: от 0.11 до 0.19 мкм. При этом минимальные значения объемной концентрации мелкодисперсной фракции наблюдались в марте, что соответствовало минимальным значениям АОТ (см. Табл. 1.2.1.2). Преобладание грубодисперсной моды наблюдалось в весенние месяцы: в мае 2018 г., апреле-мае 2019 г., что было обусловлено отсутствием травянистой растительности в это время года и увеличением вероятности диссипации грубодисперсных пылевых частиц с открытой поверхности почвы, а также, возможно, началом вегетационных процессов, характеризующимся большим содержанием пыльцы в воздухе. Увеличение объемной концентрации грубодисперсного аэрозоля также прослеживается в июле и сентябре 2019 г. (см. Рис. 1.2.2.1).

Таблица 1.2.2.1. Среднемесячные микрофизические, оптические и радиационные аэрозольные характеристики атмосферы в 2018 г. и 2019 г. Рассчитаны по среднесуточным оценкам. Уровень 1.5. Москва

2018											
Месяц	Число дней измерений	Число случаев	АОТ500	SSA675	REFR675	REFR675 imaginary	ASY675	C _v	Reff fine	Reff coarse	C _v fine
1	0	0									
2	0	0									
3	0	0									
4	2	3	0.18	0.88	1.53	0.014	0.58	0.08	0.13	1.81	48%
5	8	25	0.13	0.88	1.57	0.013	0.64	0.07	0.13	2.09	27%
6	0	0	0.13								
7	1	0	0.17								
8	8	1	0.11	0.99	1.36	0.001	0.59	0.06	0.13	3.04	57%
9	5	41	0.11	0.90	1.50	0.009	0.62	0.05	0.14	2.29	47%
10	0	19	0.06	0.93	1.51	0.007	0.61	0.05	0.14	2.29	56%
11	0	0									
12	0	0									
Год	24	89	0.13	0.91	1.49	0.009	0.61	0.063	0.13	2.31	47%
2019											
Месяц	Число дней измерений	Число случаев	АОТ500	SSA675	REFR675	REFR675 imaginary	ASY675	C _v	Reff fine	Reff coarse	C _v fine
1	0	0	0.09								
2	0	0	0.03								
3	1	4	0.08	0.98	1.57	0.002	0.63	0.01	0.17	1.66	44%
4	2	10	0.18	0.95	1.55	0.003	0.65	0.09	0.14	2.01	35%
5	17	56	0.15	0.94	1.55	0.005	0.64	0.06	0.14	2.39	29%
6	18	65	0.17	0.94	1.52	0.005	0.63	0.06	0.15	2.43	42%
7	6	19	0.28	0.97	1.48	0.003	0.65	0.05	0.18	2.51	61%
8	15	50	0.18	0.96	1.47	0.003	0.65	0.05	0.17	2.75	54%
9	11	28	0.20	0.96	1.51	0.004	0.64	0.07	0.16	2.74	41%
10	1	1	0.13	0.96	1.46	0.003	0.59	0.06	0.13	2.21	55%
11	0	0	0.09								
12	0	0	0.11								
Год	71	233	0.14	0.97	1.52	0.004	0.63	0.06	0.15	2.34	45%

SSA675 - альbedo однократного рассеяния 675 нм, REFR675 - показатель преломления REFR для 675нм, REFR675 imaginary - мнимая часть показателя преломления для 675нм, ASY675 - фактор асимметрии на 675нм, C_v - объемная концентрация, мкм³/мкм², Reff_fine - эффективный радиус мелкодисперсной фракции, мкм, Reff_coarse - эффективный радиус мелкодисперсной фракции, мкм, C_v_fine - доля объемного содержания мелкодисперсной фракции

Примечание: статистика по АОТ500 приведена в качестве индикатора соответствия полученных в Таблице 1.2.1.3 аэрозольных характеристик основной выборки АОТ из Таблицы 1.2.1.1 (2018 год) и Таблицы 1.2.1.2 (2019 год)

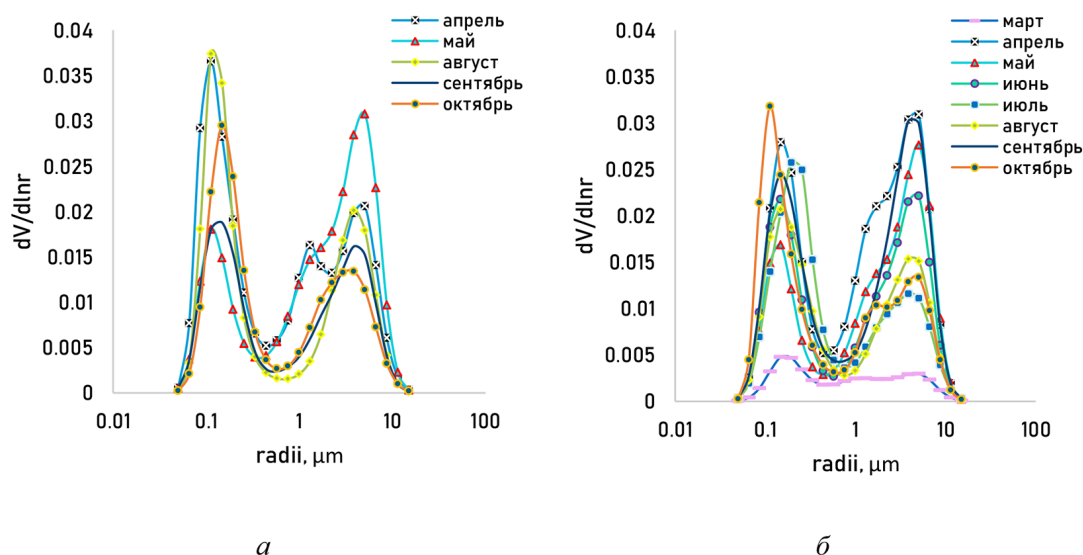


Рисунок 1.2.2.1. Объемное распределение аэрозольных частиц по размерам в разные месяцы года в 2018 (а) и в 2019 (б) гг.

Таким образом, можно сказать, что в 2018 году, как и в 2019 году, практически во все месяцы по данным наблюдений проявлялись моды мелкодисперсного и грубодисперсного аэрозоля. Аномально высокая объемная концентрация грубодисперсного аэрозоля относительно его мелкодисперсной концентрации наблюдалась в июле 2019 г., что также соответствует и пониженным значениям волнового параметра Ангстрема.

1.2.3 Аэрозольный режим в апреле - мае 2018 и 2019 гг.

Весенний аэрозольный режим для Москвы (и в целом для центральной части Европейской равнины) характеризуется наличием апрельского максимума в сезонном распределении АОТ. Он определяется, главным образом, увеличением биогенного аэрозоля за счет сжигания сухой травы, обуславливаемого началом сельскохозяйственных работ и повышением пылевого грубодисперсного аэрозоля после схода снежного покрова. Росту аэрозольной замутненности атмосферы также способствуют условия относительно небольшого количества осадков весной, что приводит к увеличению времени жизни аэрозольных частиц в атмосфере. В весенний период также отмечается рост эмиссии почвенного минерального аэрозоля с освобожденных от снежного покрова и не занятых растительностью почв. В апреле-мае 2018 года доля грубодисперсного аэрозоля составила в среднем 63%, в 2019 году эта величина несколько больше – 68% (см Табл. 1.2.2.1).

Весенний период 2018 и 2019 г. в целом охарактеризовался гораздо более низкими значениями АОТ относительно предыдущего периода измерений (Рис. 1.2.3.1).

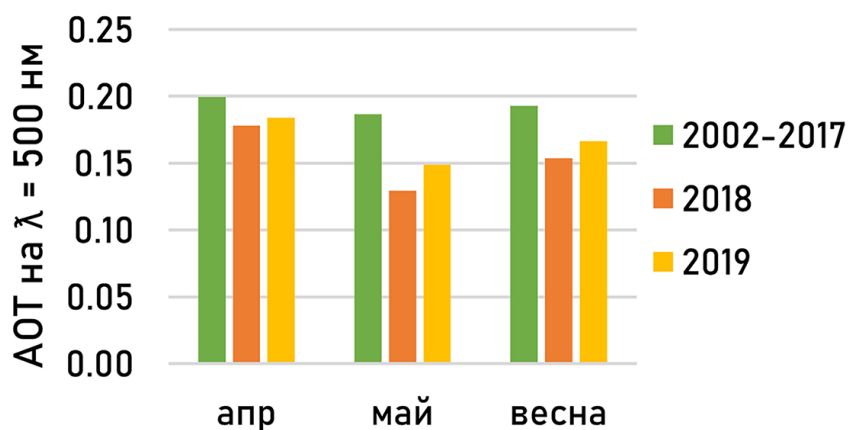


Рисунок 1.2.3.1. Среднемесячные значения АОТ на длине волны 500 нм за апрель, май и в среднем за весенний период для 2018 г., 2019 г. в сравнении со средними значениями за период измерений с 2002 по 2017 гг.

В 2018 году в апреле наблюдались максимальные значения АОТ за весь год, превышающие среднегодовые значения АОТ на длине волны 500 нм на 40% (Рис. 1.2.3.2). Апрельский максимум АОТ наблюдался во всем диапазоне спектра, что свидетельствует о типичном распределении частиц по размерам.

Напротив, в 2019 году, весенний максимум был выражен значительно менее ярко и составил 28% от среднегодового значения АОТ на длине волны 500 нм. Кроме того, из Рис. 1.2.3.2 заметно, что с ростом длины волны он практически исчезает, на длине волны 1020 нм он составил около 2% от среднегодового значения АОТ. Данный факт свидетельствует о значительном преобладании мелкодисперсной моды в апреле 2019 г. Значение волнового параметра Ангстрема было также велико (Рис.1.2.3.3). Это обуславливается вторжением холодного арктического воздуха, характеризующегося малым содержанием атмосферного аэрозоля и преобладанием более мелкодисперсной фракции. Адвекцию арктической воздушной массы подтверждает и пониженное влагосодержание атмосферы в апреле 2019 года (Рис. 1.2.3.3).

В целом для 2019 года весенние месяцы характеризуется пониженными значениями влагосодержания, значительно отличающимися от средних многолетних (Рис. 1.2.3.3). Для 2018 года нетипичным оказался апрель: разница со средними многолетними значениями влагосодержания составила +53%, что связано с адвекцией более теплого насыщенного влагой воздуха из южных регионов.

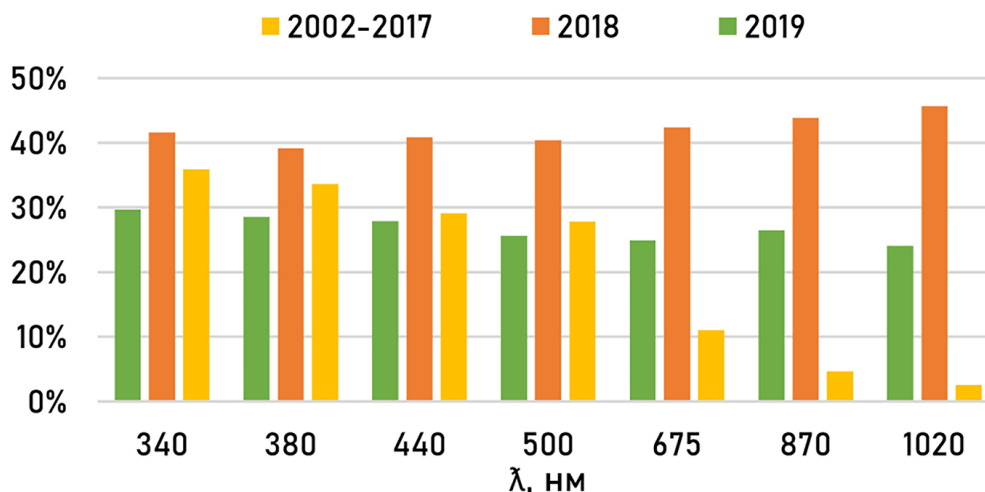


Рисунок 1.2.3.2. Относительная разница ($OR = AOT_{\lambda} \text{ апрель} / \overline{AOT_{\lambda}}$) между АОТ на разных длинах волн в апреле и среднегодовым значениям АОТ в 2018 г., 2019 г. в сравнении со значениями, полученными за период измерений с 2002 по 2017 гг.

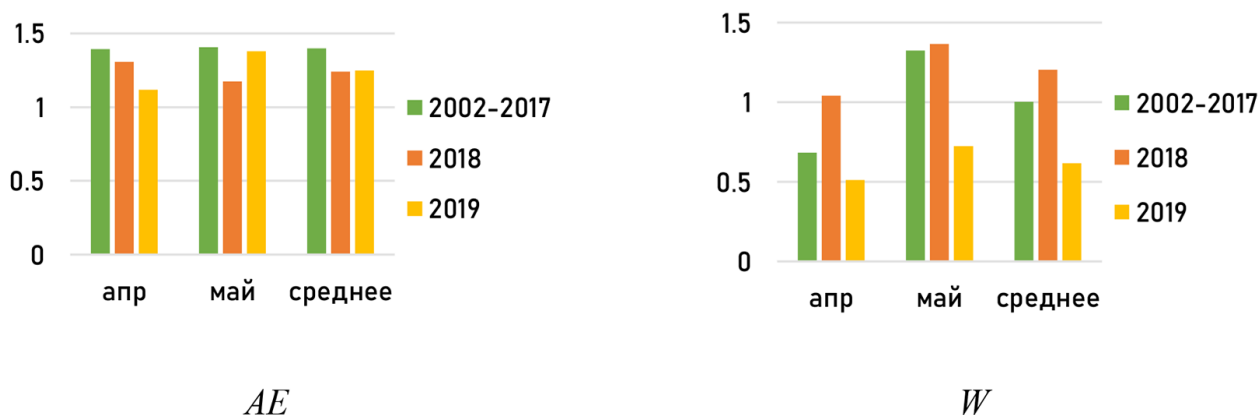


Рисунок 1.2.3.3. Относительная разница значений волнового параметра Ангстрема (AE) и общего влагосодержания атмосферы (W) в апреле, мае и в среднем за весенние месяцы в 2018 г., в 2019 г. в сравнении со средними значениями за период измерений с 2002 по 2017 гг.

1.2.4 Сравнение облачной фильтрации алгоритма AERONET с облачной коррекцией по данным МО МГУ

В предыдущей (второй) версии данных AERONET стандартные фильтры облачности достаточно плохо распознавали случаи облаков тонкой и однородной структуры (в основном это перистые облака – облака верхнего яруса). Вследствие чего в МО МГУ были разработаны дополнительные критерии отбора данных, основанные на ежечасных наблюдениях за баллом

общей облачности. Для летнего периода с марта по октябрь отбраковываются случаи с $N < 9$, а для холодного времени года (с ноября по февраль), для которого характерна большая статистика наличия тонкой однородной облачности и низкие высоты Солнца, применяется более жесткий критерий $N < 6$. (Chubarova et al., 2016). В заключении проводится дополнительный контроль данных. В случае, если волновой параметр Ангстрема (для 440-870 нм) меньше 0.5, проверяются значения АОТ на длине волны 500 нм, и если они более 0.4 или АОТ максимальна для этого дня или превышает более, чем в 1.3 раза, значения АОТ в ближайшее время (в пределах часа) по отношению к этому моменту времени наблюдения, и при этом общий балл облачности больше нуля, тогда данный случай удаляется из выборки.

Для версии 3 AERONET был разработан новый, полностью автоматизированный, алгоритм выявления измерений, искаженных влиянием облаков. Примерная схема алгоритма представлена на Рис. 1.2.4.1, подробнее он описан в (Giles et al., 2019).

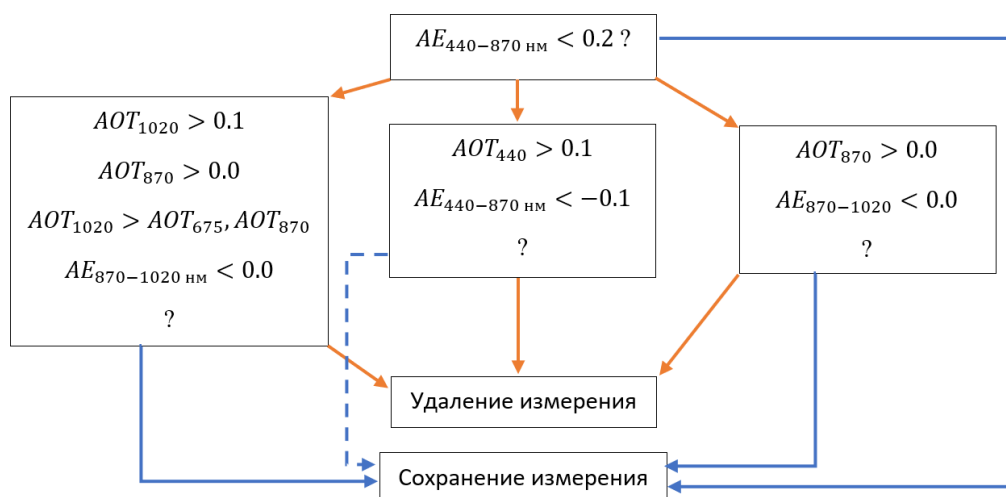


Рисунок 1.2.4.1. Схема алгоритма облачной фильтрации, используемого в версии 3 базы данных AERONET. Синим цветом обозначены стрелки, подразумевающие ответ «Нет», оранжевым – «Да». (Giles et al., 2019)

При применении дополнительно облачного фильтра МО МГУ выборка данных измерений с 2001 по 2018 гг. уменьшается на 104 дня, главным образом, за счет зимних месяцев и ноября (см. Табл. 1.2.4.1). При сравнении не учитывался 2019 год, поскольку на момент проведения анализа для него были доступны только данные 1.5 уровня; для всего остального периода используются данные уровня 2.0.

Как видно из Рис. 1.2.4.2, различия АОТ на длине волны 500 нм лежат в интервале от 0.001 в сентябре до 0.011 в январе. Завышения значений по версии 3 в зимние месяцы, в ноябре, августе и в апреле, связаны с недостаточной фильтрацией облачных случаев, что подтверждают более низкие значения

волнового параметра Ангстрема в эти месяцы в версии без коррекции (Рис. 1.2.4.2).

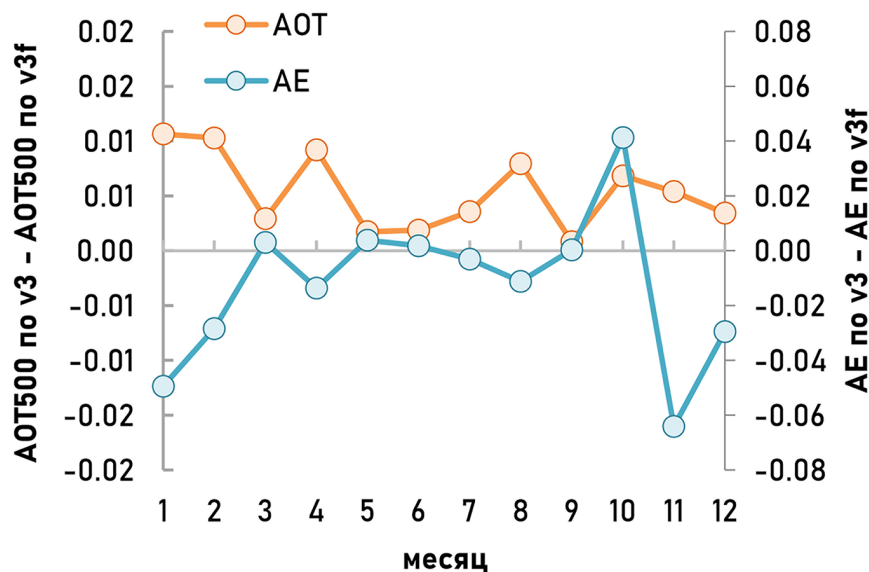


Рисунок 1.2.4.2. Средние разницы среднемесячных значений АОТ на 500 нм (АОТ500) и волнового параметра Ангстрема (АЕ) между значениями версии 3 (v3) и версии 3 с дополнительной фильтрацией (v3f) за период с 2001 по 2018 гг., уровень данных 2.0, МО МГУ

По данным Табл. 1.2.4.1 видно, что лучше всего согласуются значения АОТ в теплый период (с мая по сентябрь), что обуславливается большей чувствительности алгоритма фильтрации к тонкой однородной облачности при больших высотах Солнца. За исключением января и февраля для длины волны 500 нм (выделены желтым цветом в Табл. 1.2.4.1), все значения не превышают пределы погрешности измерений: 0.01 в видимом и БИК спектре и 0.02 в УФ области.

Согласно Табл. 1.2.4.1 влагосодержание атмосферы сильно переоценивается в стандартной версии 3 в январе-феврале (в среднем на 0.041), что говорит о возможном наличии дополнительного поглощения излучения ледяными и водными частицами при недостаточном учете облачных случаев в стандартной версии.

В целом стандартная версия 3 хорошо согласуется с версией 3 после дополнительной фильтрации. Незначительное завышение значений АОТ при недостаточной фильтрации облачных случаев прослеживается на всех длинах волн (в среднем оно не превышает 0.003, что значительно меньше погрешности измерений).

Таблица 1.2.4.1. Средняя абсолютная разница среднемесячных значений 2001-2018 гг. по версии 3 (v3) и по версии 3 с учетом дополнительной фильтрации (v3 + cloud filters) данных AERONET уровня 2.0 для всех длин волн, МО МГУ

Месяц	(v3) – (v3 + cloud filters)					
	AOT			W	AE	Число дней
	1020	500	340			
1	0.005	0.011	0.011	0.045	-0.049	13
2	0.006	0.010	0.013	0.037	-0.028	19
3	0.003	0.003	0.003	-0.003	0.003	4
4	0.009	0.009	0.010	0.007	-0.014	9
5	0.001	0.002	0.002	0.006	0.004	6
6	0.001	0.002	0.003	0.012	0.002	7
7	0.002	0.004	0.005	0.010	-0.003	9
8	0.003	0.008	0.009	0.002	-0.011	8
9	0.000	0.001	0.001	0.005	0.000	5
10	0.002	0.007	0.012	0.002	0.041	5
11	0.004	0.005	0.006	0.015	-0.064	12
12	0.002	0.003	0.003	-0.009	-0.030	5
среднее/ год	0.002	0.003	0.003	0.011	-0.012	104

Анализ стандартной версии 3 базы данных AERONET показал хорошую согласованность с данными, полученными после дополнительной фильтрации МО МГУ. Единственные месяцы, когда разница превышает пределы погрешности измерений – январь и февраль.

1.3 Радиационный режим

1.3.1 Составляющие радиационного баланса

Основные актинометрические наблюдения в МО МГУ включают в себя измерения прямой, рассеянной, отраженной коротковолновой радиации ($\lambda \leq 4000$ нм), радиационного баланса подстилающей поверхности. В качестве приемников интегральной солнечной радиации используются термоэлектрические приборы Ю.Д.Янишевского, принятые на сети актинометрических станций России. Прямая радиация, поступающая на перпендикулярную к лучу падения поверхность (S), измеряется актинометром М-3, рассеянная (D) и отраженная (Rk) радиация - пиранометром М-80. Остальные составляющие радиационного баланса: прямая радиация, приходящая на горизонтальную поверхность (S'), суммарная солнечная радиация (Q), радиационный баланс (B), баланс коротковолновой (Bк) и длинноволновой (Bд) радиации рассчитываются. Наблюдения, обработка и расчет составляющих радиационного баланса производятся строго по наставлениям гидрометеорологическим станциям по актинометрическим наблюдениям (РД52.04.562-96, 1997). Актинометр и пиранометр градуируются один раз в месяц по контрольному актинометру, который регулярно поверяется по групповому эталону единицы энергетической освещенности солнечным излучением Росгидромета (вторичным эталоном в поверочной схеме Госстандарта), обеспечивающим передачу шкалы Мирового радиационного эталона.

В сентябре 2017 года была проведена поверка актинометров №70, №48, в сентябре 2019 года – актинометров №61, №41 с Российским эталоном (Главной Геофизической Обсерватории им. А.И.Воейкова (ГГО)). Все приборы признаны эталонными актинометрами 1 разряда.

На основе мониторинга радиационных характеристик атмосферы в МО МГУ проанализированы особенности радиационного режима 2018, 2019 гг.; приведено сравнение радиационных параметров этого периода с текущей климатической нормой (1981-2010 гг.) и с данными за последние двадцать лет (1999 - 2018 гг.). Также приведены статистические параметры радиационных параметров за весь период актинометрических наблюдений МО МГУ (1955-2019 гг.).

1.3.1.1 Особенности радиационного режима 2018 и 2019 гг.

Основными факторами, регулирующим приход солнечной радиации, являются длительность светового дня, продолжительность солнечного сияния, прозрачность атмосферы для солнечных лучей, облачность. Годовой приход суммарной радиации в 2018 году (4059 МДж/м^2) в среднем превысил норму и средние значения за 20 лет на 10-12%. В 2019 году среднее годовое значение

Q (3629 МДж/м^2) было ниже средних на 2% и практически соответствовало норме, несмотря на то, что в 2019 году ПСС выше средних значений (см. раздел 1.1.2) (Табл. 1.3.1.1). Солнечный, малооблачный 2018 год по годовому значению суммарной радиации стал вторым после 1963 года. В соответствии с внутригодовым изменением облачности (см. Рис. 1.1.2.2) отмечаются особенности распределения прихода суммарной радиации в году. Девять месяцев в 2018 году и 4 месяца в 2019 году значения Q были выше средних значений за 20 лет (Рис. 1.3.1.1).

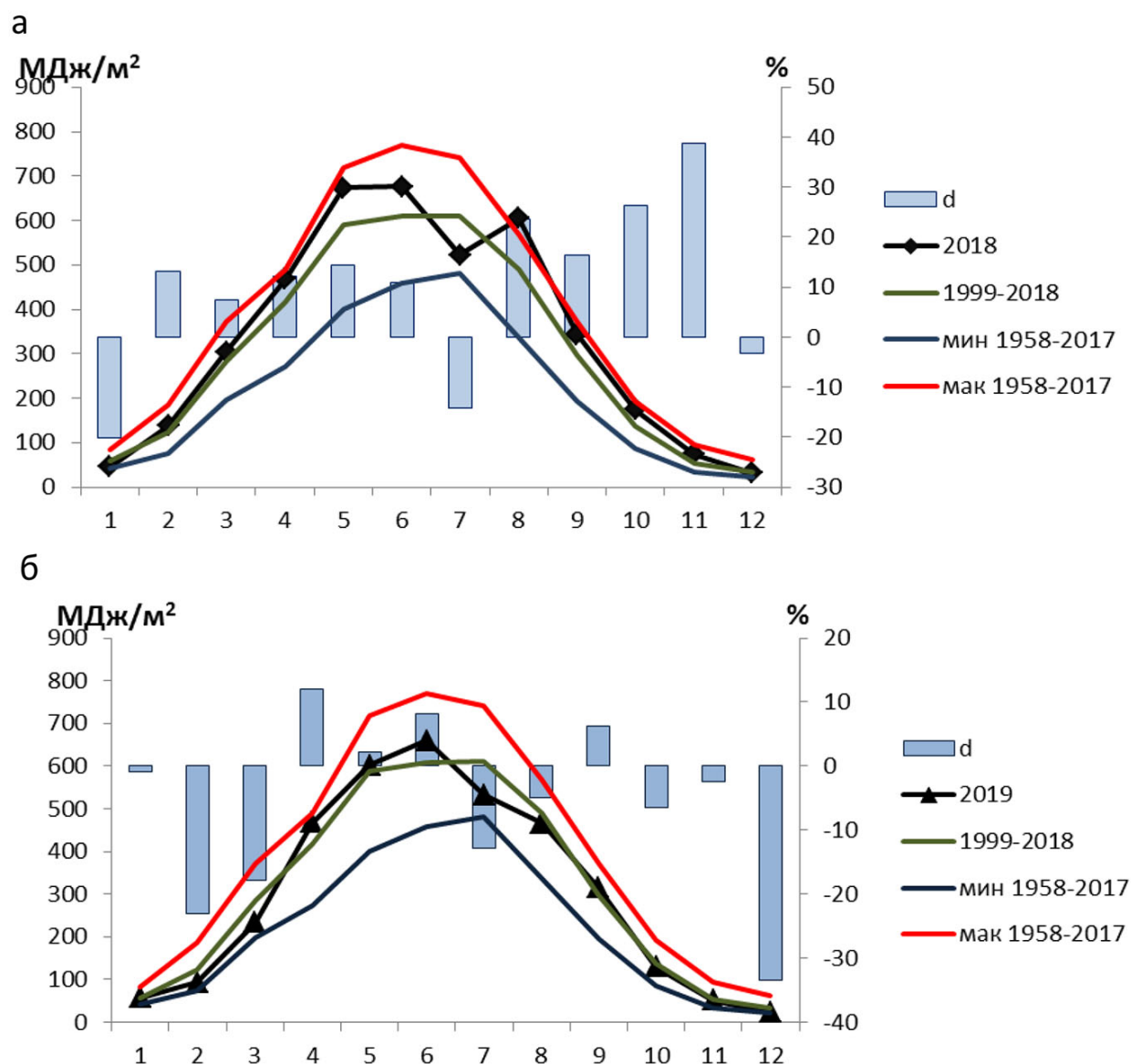


Рисунок 1.3.1.1. Годовой ход суммарной радиации: а - 2018 г., б – 2019 г.

Таблица 1.3.1.1. Среднемесячные и годовые значения радиационных параметров

месяцы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год
Месячные суммы суммарной радиация Q (МДж/м ²)													
Среднее 2018	46	138	305	468	674	676	523	605	344	174	74	32	4059
Среднее 2019	57	94	233	468	602	659	532	466	314	129	52	23	3629
Среднее (1999-2018)	58	122	284	418	589	609	610	490	296	138	53	33	3698
Среднее (1981-2010)	55	125	280	396	587	595	598	472	288	145	57	37	3636
Отклонение от нормы (1999-2018)	-12	16	21	50	85	67	-87	115	48	36	21	-1	361
Отклонение от нормы (1981-2010)	-9	13	25	72	87	81	-75	133	56	29	17	-5	424
Отклонение от нормы (1999-2018), %	-20	13	7	12	14	11	-14	24	16	26	39	-3	10
Отклонение от нормы (1981-2010), %	-17	10	9	18	15	14	-13	28	19	20	31	-13	12
Отклонение от нормы (1999-2018)	-1	-28	-51	50	13	50	-78	-24	18	-9	-1	-11	-70
Отклонение от нормы (1981-2010)	2	-31	-47	72	15	64	-66	-6	26	-16	-5	-15	-8
Отклонение от нормы (1999-2018), %	-1	-23	-18	12	2	8	-13	-5	6	-6	-3	-34	-2
Отклонение от нормы (1981-2010), %	3	-25	-17	18	2	11	-11	-1	9	-11	-8	-40	0
Доля рассеянной радиации в суммарной D/Q (%)													
Среднее 2018	83	70	50	43	31	41	58	33	44	53	54	87	44
Среднее 2019	79	68	61	41	45	39	58	52	57	79	75	96	51
Среднее (1999-2018)	80	71	57	51	45	47	47	48	56	68	79	88	51
Среднее (1981-2010)	84	74	59	57	50	52	51	53	60	68	81	87	56
Отклонение от нормы (1999-2018)	3	-1	-7	-8	-14	-6	11	-15	-12	-15	-25	-1	-7
Отклонение от нормы (1981-2010)	-1	-4	-9	-14	-19	-11	7	-20	-16	-15	-27	0	-12
Отклонение от нормы (1999-2018)	-1	-3	4	-10	0	-8	11	4	1	11	-4	8	0
Отклонение от нормы (1981-2010)	-5	-6	2	-16	-5	-13	7	-1	-3	11	-6	9	-5
Отраженная радиация Rk (МДж/м ²)													
Среднее 2018	29	93	204	114	148	147	95	131	71	37	19	20	1108

Таблица 1.3.1.1 продолжение

месяцы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год
Среднее 2019	37	59	105	84	126	138	109	103	58	24	10	4	857
Среднее (1999-2018)	36	74	138	85	119	123	116	96	57	27	16	17	902
Среднее (1981-2010)	33	76	127	70	117	116	114	88	54	29	21	19	865
Отклонение от нормы (1999-2018)	-7	19	66	29	29	24	-21	35	14	11	3	3	206
Отклонение от нормы (1981-2010)	-4	17	77	44	31	31	-19	43	17	9	-2	1	243
Отклонение от нормы (1999-2018), %	-19	26	48	34	25	20	-18	37	25	40	20	20	23
Отклонение от нормы (1981-2010), %	-12	22	61	62	27	26	-17	48	31	30	-9	5	28
Отклонение от нормы (1999-2018)	1	-15	-33	-1	7	15	-7	7	1	-3	-6	-13	-45
Отклонение от нормы (1981-2010)	4	-17	-22	14	9	22	-5	15	4	-5	-11	-15	-8
Отклонение от нормы (1999-2018), %	3	-20	-24	-1	6	12	-6	8	2	-9	-37	-76	-5
Отклонение от нормы (1981-2010), %	12	-23	-17	19	8	19	-4	17	7	-16	-52	-79	-1
	Альбедо, %												
Среднее 2018	64	67	67	24	22	22	18	22	21	21	25	61	27
Среднее 2019	64	63	45	18	21	21	20	22	18	18	19	18	24
Среднее (1999-2018)	63	60	48	20	20	20	19	19	19	19	29	50	25
Среднее (1981-2010)	60	61	45	18	20	20	19	19	19	20	37	52	24
Отклонение от нормы (1999-2018)	1	7	19	4	2	2	-1	3	2	2	-4	11	2
Отклонение от нормы (1981-2010)	4	6	22	6	2	2	-1	3	2	1	-12	9	3
Отклонение от нормы (1999-2018)	1	3	-3	-2	1	1	1	3	-1	-1	-10	-32	-1
Отклонение от нормы (1981-2010)	4	2	0	0	1	1	1	3	-1	-2	-18	-34	0
	Месячные суммы радиационного баланса В (МДж/м ²)												
Среднее 2018	-18	-7	4	197	362	329	275	255	127	37	-28	-9	1524
Среднее 2019	-11	-8	29	204	312	356	286	233	129	33	-30	-12	1521
Среднее (1999-2018)	-15	-7	42	181	296	311	320	232	117	31	-10	-15	1483
Среднее (1981-2010)	-21	-16	35	165	278	297	303	215	105	24	-15	-23	1347

Таблица 1.3.1.1 продолжение

месяцы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год
Отклонение от нормы (1999-2018)	-3	0	-38	16	66	18	-45	23	10	6	-18	6	41
Отклонение от нормы (1981-2010)	3	9	-31	32	84	32	-28	40	22	13	-13	14	177
Отклонение от нормы (1999-2018), %	-17	0	-91	9	22	6	-14	10	9	18	-184	41	3
Отклонение от нормы (1981-2010), %	13	56	-89	19	30	11	-9	19	21	52	-91	61	13
Отклонение от нормы (1999-2018)	4	-1	-13	23	16	45	-34	1	12	2	-20	3	38
Отклонение от нормы (1981-2010)	10	8	-6	39	34	59	-17	18	24	9	-15	11	174
Отклонение от нормы (1999-2018), %	29	-22	-31	13	6	14	-10	0	10	6	-200	21	3
Отклонение от нормы (1981-2010), %	47	50	-17	24	12	20	-6	9	23	36	-105	49	13
Месячные суммы длинноволнового баланса Вд (МДж/м ²)													
Среднее 2018	-35	-52	-97	-157	-164	-200	-153	-219	-146	-100	-83	-21	-1427
Среднее 2019	-31	-43	-99	-180	-164	-165	-137	-130	-127	-72	-72	-30	-1250
Среднее (1999-2018)	-37	-54	-103	-152	-175	-175	-174	-162	-122	-80	-47	-32	-1312
Среднее (1981-2010)	-43	-64	-117	-160	-191	-180	-180	-168	-129	-91	-51	-41	-1415
Отклонение от нормы (1999-2018)	2	2	6	-5	11	-25	21	-57	-24	-20	-36	11	-115
Отклонение от нормы (1981-2010)	8	12	20	3	27	-20	27	-51	-17	-9	-32	20	-12
Отклонение от нормы (1999-2018), %	6	3	6	-3	6	-15	12	-36	-20	-25	-75	33	-9
Отклонение от нормы (1981-2010), %	18	19	17	2	14	-11	15	-31	-13	-10	-63	49	-1
Отклонение от нормы (1999-2018)	6	11	4	-28	11	10	37	32	-5	8	-25	2	62
Отклонение от нормы (1981-2010)	12	21	18	-20	27	15	43	38	2	19	-21	11	165
Отклонение от нормы (1999-2018), %	16	20	4	-18	6	5	21	20	-4	10	-52	5	5
Отклонение от нормы (1981-2010), %	28	33	16	-12	14	8	24	22	2	21	-42	27	12

Максимальное месячное значение Q и в 2018 и 2019 годах наблюдалось в июне. В июле месячный приход Q для этих лет в среднем на 11-13% ниже средних значений. В 2018 году выдающимся стал август, приход Q в августе превысил средние значения на 24% - 28% соответственно, это значение стало абсолютным максимумом в этом месяце за все годы наблюдений. По климатическим данным для радиационного режима Москвы характерна большая доля рассеянной радиации в суммарном потоке. В последнее десятилетие в средних годовых значениях наблюдается рост доли прямой радиации в суммарном потоке: в 1999, 2002, 2007, 2011, 2014, 2015 гг. D/Q ниже 50%. В 2018 году среднее годовое значение D/Q - 44% стало абсолютным минимумом за все годы наблюдений (Рис. 1.3.1.2а). Существенная роль прямой радиации в суммарном потоке отмечена с марта по июль, с августа по декабрь 2018 г. и в апреле, июне 2019 г. (Табл. 1.3.1.1). В остальные месяцы года увеличивается вклад рассеянной радиации.

Средние суточные значения суммарной радиации ($\sum Q_c$) для 9 месяцев в 2018 году и 4 месяца в 2019 году выше средних многолетних значений. Изменчивость $\sum Q_c$ больше, чем месячных значений. Наибольшее стандартное отклонение для $\sum Q_c$ наблюдается в теплый период года, в это время большой приход радиации и значительная изменчивость количества и форм облачности. В апреле 2018 г. отмечено максимальное значение $\sum Q_c$ для этого месяца за весь период наблюдений (Табл. 1.3.1.2). В 2018 г. для 200 дней, в 2019 г. для 163 дней суточные суммы суммарной радиации выше средних. Значения $\sum Q_c$ для 16 дней в 2018 г. и 12 дней в 2019 г. выше максимальных значений, и $\sum Q_c$ для 13 и 12 дней в 2018 г. и 2019 г. соответственно ниже минимальных значений суточных сумм интегральной радиации в эти дни за пятидесятилетний период наблюдений (Рис. 1.3.1.3).

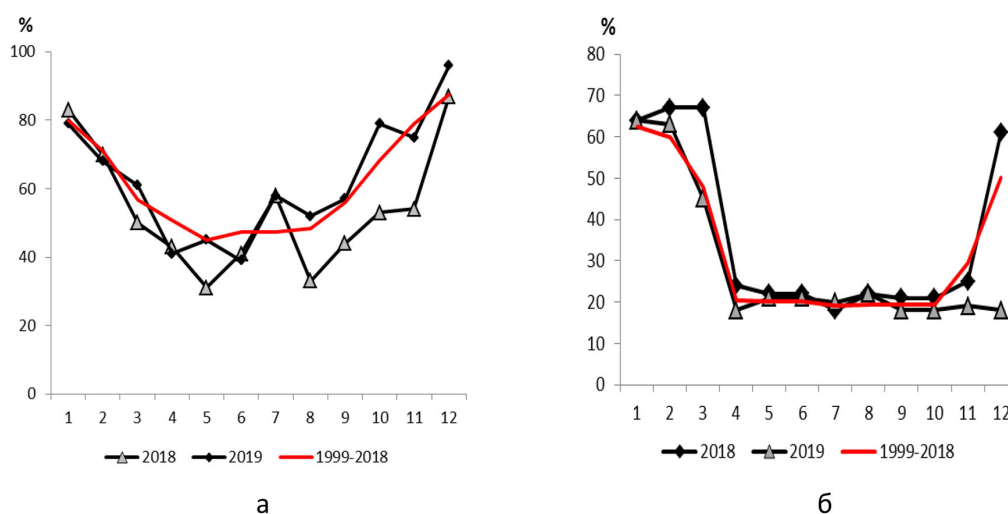


Рисунок 1.3.1.2. Годовой ход: а - доли рассеянной радиации в суммарном потоке, б - альbedo поверхности

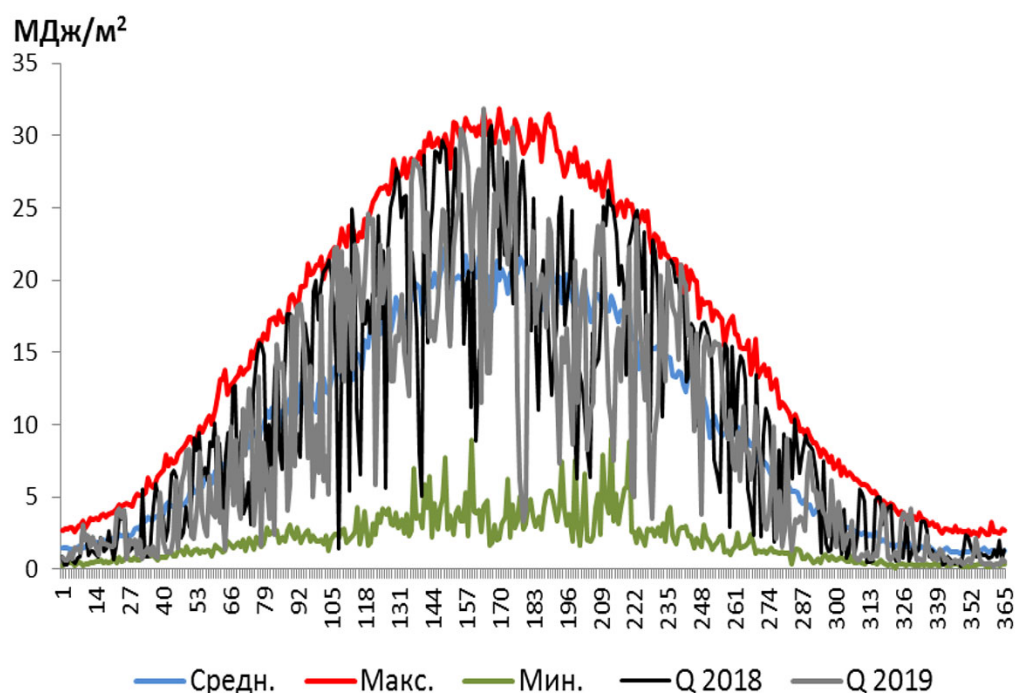


Рисунок 1.3.1.3. Суточные суммы суммарной радиации за каждый день года

В многолетней изменчивости суммарной солнечной радиации выделяются два периода: уменьшение в начале наблюдений в МО МГУ и смена тенденции на противоположную в конце 1980-х годов. Для современного периода характерно существенное (но пока еще статистически не значимое) увеличение суммарной интегральной радиации (Рис. 1.3.1.4).

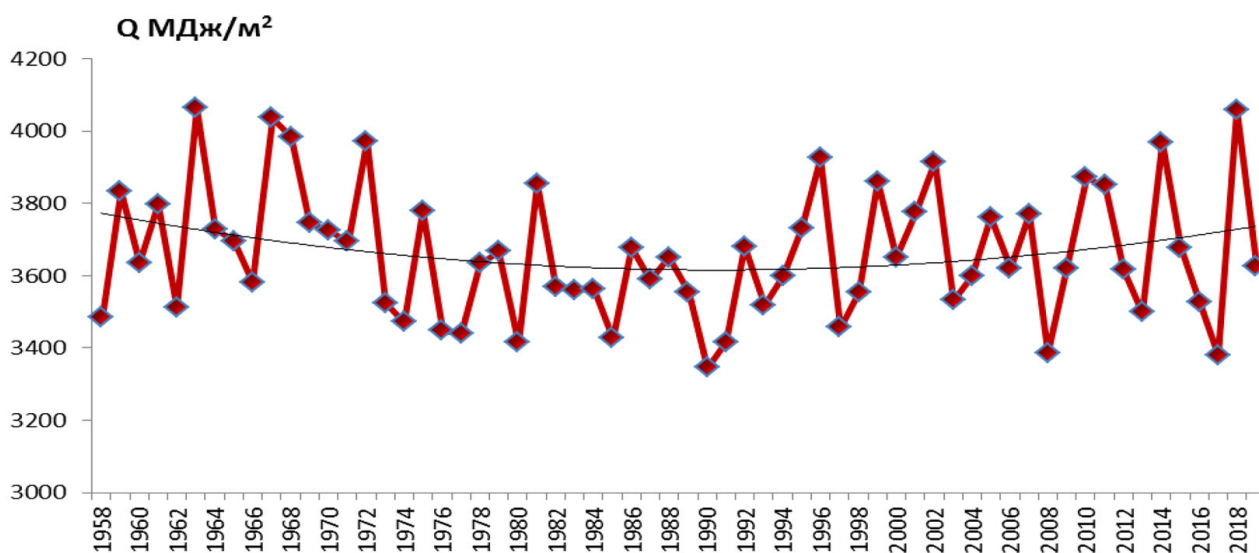


Рисунок 1.3.1.4. Многолетние изменения суммарной радиации

Изменчивость отраженной радиации R_k связана как с приходом суммарной радиации, так и с состоянием подстилающей поверхности, прежде всего с продолжительностью залегания снежного покрова. Состояние снежного покрова отражают значения альбедо поверхности в переходные сезоны го-

да (Рис. 1.3.1.2б). В связи с этими факторами для Московского региона в годовом ходе R_k характерны два максимума (Табл. 1.3.1.1, Рис. 1.3.1.5). В зависимости от даты схода снежного покрова основной максимум в годовом ходе отраженной радиации может наблюдаться весной (Рис. 1.3.1.5а) или летом (Рис. 1.3.1.5б).

Снежный покров в 2018 году лежал 137 дней, из них 101 день не наблюдались оттепели. Основным максимумом R_k пришелся на март. В этом месяце значительный, выше средних значений приход суммарной радиации. Снежный покров сошел только в первой декаде апреля. В марте подстилающая поверхность характеризовалась высокими отражательными свойствами (альбедо 67%). В 2019 году только 56 дней холодного периода были без оттепели. Число дней со снежным покровом составило 98, практически весь февраль и март наблюдались оттепели, что ухудшило отражательные свойства поверхности. Мартовские и апрельские значения R_k и альбедо в 2019 году ниже норм, основным максимум сместился на июнь, что соответствует наибольшему приходу солнечной радиации. В XXI веке ноябрь стал практически бесснежным месяцем, в 2018 году снег выпадал в ноябре в течение 10 дней, альбедо 25%. В ноябре 2019 года альбедо подстилающей поверхности соответствует летним значениям – 19%.

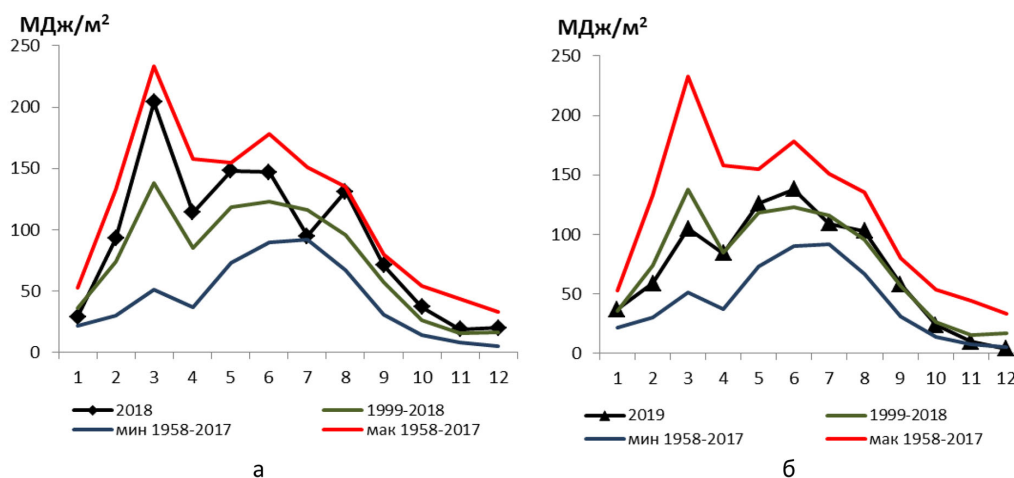


Рисунок 1.3.1.5. Годовой ход отраженной радиации: а - 2018 г., б - 2019 г.

Интересно сравнить декабрьские значения R_k для двух лет. Декабрь 2018 года – снежный, зимний месяц, альбедо – 61%, в декабре 2019 года площадка МО МГУ покрыта зеленой травой. Отраженная радиация в декабре 2018 года в пять раз больше, чем в 2019 году (Рис. 1.3.1.5). Большой приход суммарной радиации и высокие отражательные свойства поверхности в 2018 году определили значительное превышение годового значения отраженной радиации в 2018 году относительно 2019 года.

Таблица 1.3.1.2. Суточные суммы интегральной суммарной радиации (МДж/м²)

Период (годы)	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
2018	1.48	4.95	9.85	15.60	21.75	22.52	16.86	19.52	11.46	5.62	2.46	1.06
2019	1.84	3.34	7.50	15.60	19.41	21.94	17.15	15.02	10.46	4.18	1.74	0.74
1999-2018	1.86	4.29	9.16	13.92	18.99	20.30	19.68	15.77	9.82	4.42	1.78	1.07
1981-2018	1.79	4.43	9.04	13.22	18.94	19.83	19.29	15.20	9.61	4.68	1.88	1.19
2018	0.95	2.59	4.35	5.66	6.89	5.65	5.87	4.31	4.90	3.15	1.73	0.59
2019	0.99	2.51	4.46	6.20	5.58	8.04	5.01	5.48	4.20	2.15	1.35	0.50
1999-2018	1.07	2.33	4.36	5.95	6.76	6.51	5.77	5.45	4.41	2.81	1.25	0.64
1981-2010	0.99	2.19	4.25	5.82	6.29	6.72	6.15	5.48	4.41	2.87	1.26	0.68
2018	0.32	0.82	3.10	1.44	5.04	8.86	6.30	9.53	2.23	0.76	0.46	0.17
2019	0.62	0.74	1.38	5.01	5.80	3.30	7.32	3.48	2.78	1.30	0.58	0.25
1999-2018	0.32	0.48	0.93	1.44	2.25	2.32	3.02	1.69	1.08	0.35	0.28	0.14
1981-2010	0.23	0.63	1.19	1.72	2.36	1.68	1.89	1.69	0.98	0.38	0.10	0.12
2018	3.99	9.41	17.63	24.94	29.67	30.73	26.23	25.15	17.06	10.36	5.49	2.61
2019	4.16	8.22	17.50	24.53	28.30	31.84	24.20	24.11	16.69	9.88	4.41	2.28
1999-2018	5.30	10.18	18.95	24.94	29.93	31.13	30.03	26.00	19.94	12.11	6.54	3.29
1981-2010	5.15	10.18	18.95	24.77	30.14	31.22	31.07	26.25	20.62	13.08	6.54	3.29
Среднее	1.77	4.08	8.70	14.52	19.82	21.17	17.39	17.10	10.25	4.42	1.96	0.90
Макс.	5.3	10.57	18.95	24.94	30.14	31.82	31.44	26.41	20.62	13.89	6.69	3.29
год	2014	1975	2001	2018	1996	1977	1973	1980	1994	1967	1975	2002
Мин.	1958-2019	0.23	0.63	0.93	1.23	2.17	1.68	1.62	1.69	0.98	0.38	0.1
год	1995	2002	2017	1970	1974	1993	1973	2004	1981	1983	1987	1960

Примечание: * σ - стандартное отклонение.

Жирным курсивом отмечены значения, превышающие соответствующие средние многолетние значения.

Таким образом, для двух лет с существенно различным годовым приходом суммарной солнечной радиации за счет внутригодовых особенностей распределения альбедо и отраженной радиации средние годовые значения радиационного баланса оказались практически одинаковыми. И в 2018 и 2019 гг. значения B на 13% превысили норму и на 3% средние значения за 20 лет (Табл. 1.3.1.1). При анализе годового хода B для двух лет, видно, что увеличение баланса в 2019 году до значений 2018 года произошло за счет превышения месячных значений B в марте, апреле и июне, июле (Рис. 1.3.1.6).

Суточное значение радиационного баланса 105 дней в 2018 г. и 82 дня в 2019 г. было отрицательным. Это означает что, большую часть года земная поверхность больше получала тепла, чем отдавала. Устойчивая тенденция уменьшения числа дней с отрицательной суточной суммой радиационного баланса стала одной из главных проявлений в современных изменениях радиационного климата Москвы (Горбаренко, 2016).

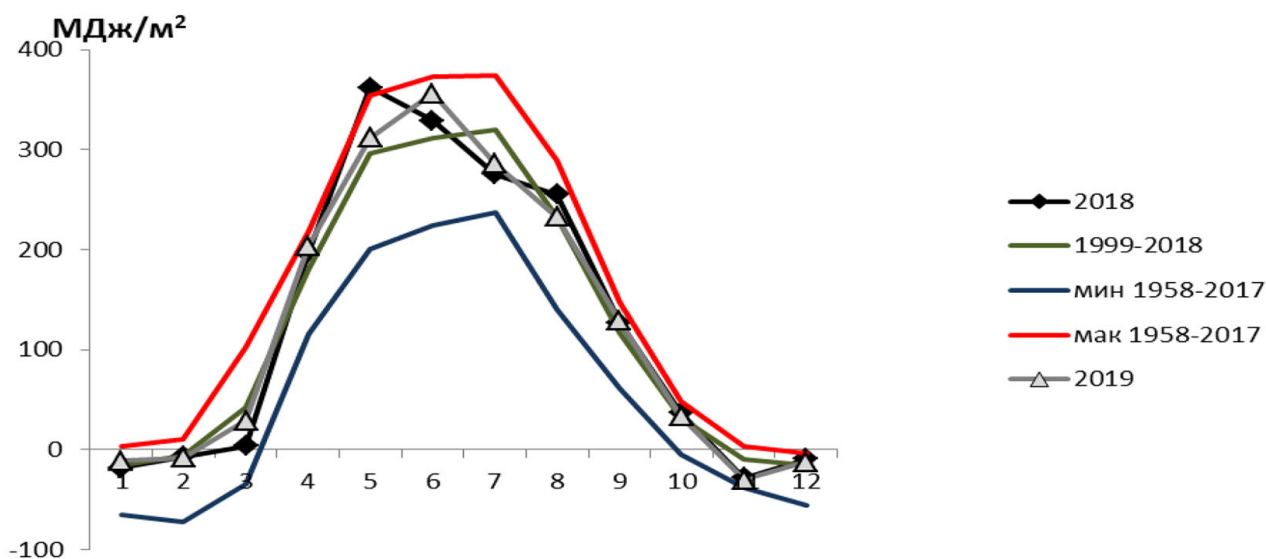
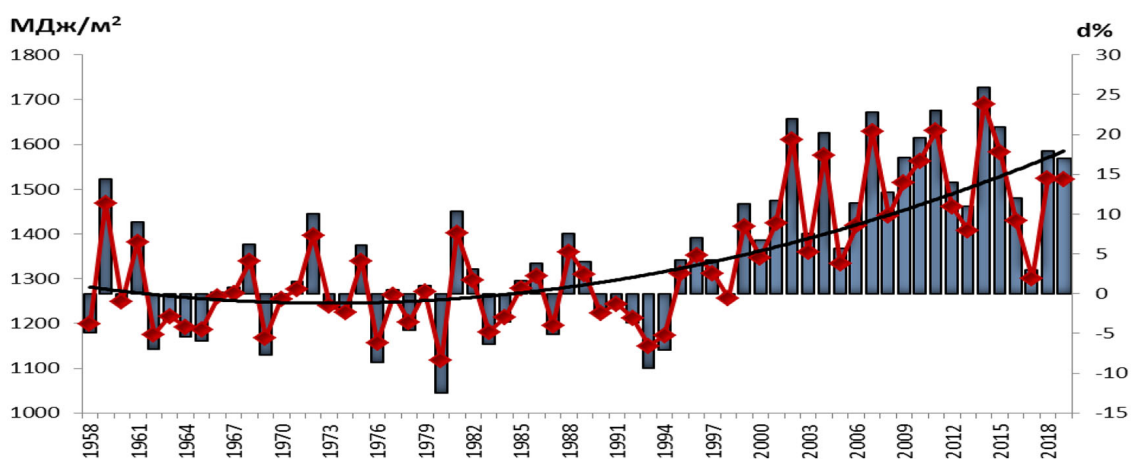


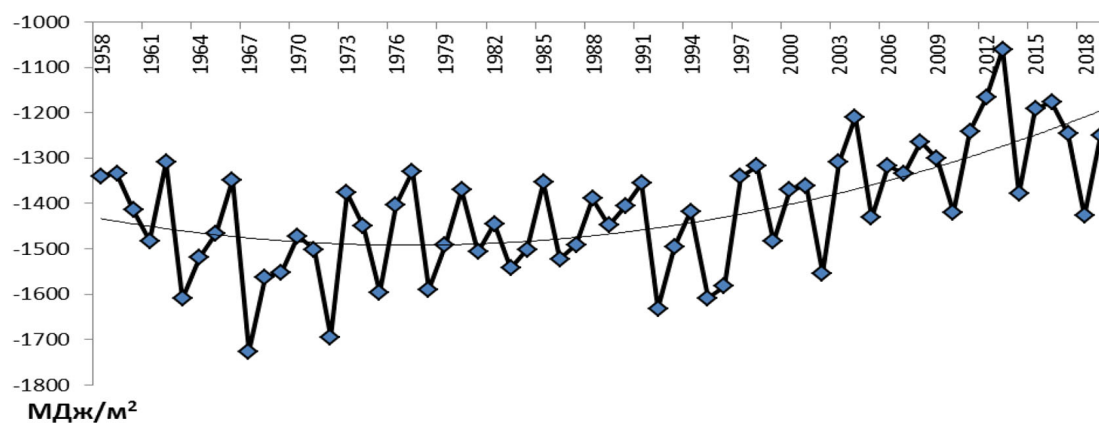
Рисунок 1.3.1.6. Годовой ход общего радиационного баланса

Существенное увеличение B началось с середины 1990-х годов, причем наибольший рост значений радиационного баланса отмечен в ночные часы зимних месяцев. В современный период наблюдается значительное увеличение годовых значений B . В 2018 и 2019 годах эта тенденция продолжилась. Повышение общего радиационного баланса происходит как за счет коротковолновой, но в большей степени, за счет длинноволновой составляющих радиационного баланса (Табл. 1.3.1.1, Рис. 1.3.1.7).

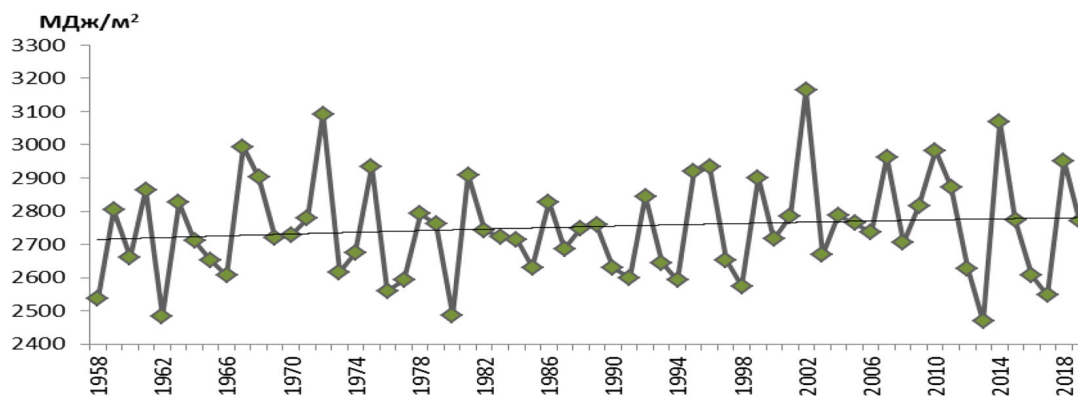
Все тенденции в изменениях радиационных параметров атмосферы, выявленные в предыдущие годы, в 2018 и 2019 годах сохранились с той же степенью достоверности.



а



б



в

Рисунок 1.3.1.7. Многолетние изменения радиационных параметров: а - радиационный баланс и отклонения годовых значений от нормы, б - эффективное излучение, в - поглощенная радиация

1.3.1.2 Особенности радиационного режима в апреле-мае 2018 и 2019 гг.

Значительная продолжительность солнечного сияния в апреле - мае в 2018 и 2019 гг., практически отсутствие пасмурных дней (2018 г. и 2019 г. по 4 дня) определили высокий уровень общего прихода солнечной радиации в этот период. Месячные суммы Q в апреле-мае 2018 года выше нормы на 12 - 18%,

в апреле 2019 года – на 12-18%, в мае – на 2% (Табл. 1.3.1.1). В соответствии с астрономическими факторами суточные суммы Q нарастают с начала до конца периода эксперимента (Рис.1.3.1.8).

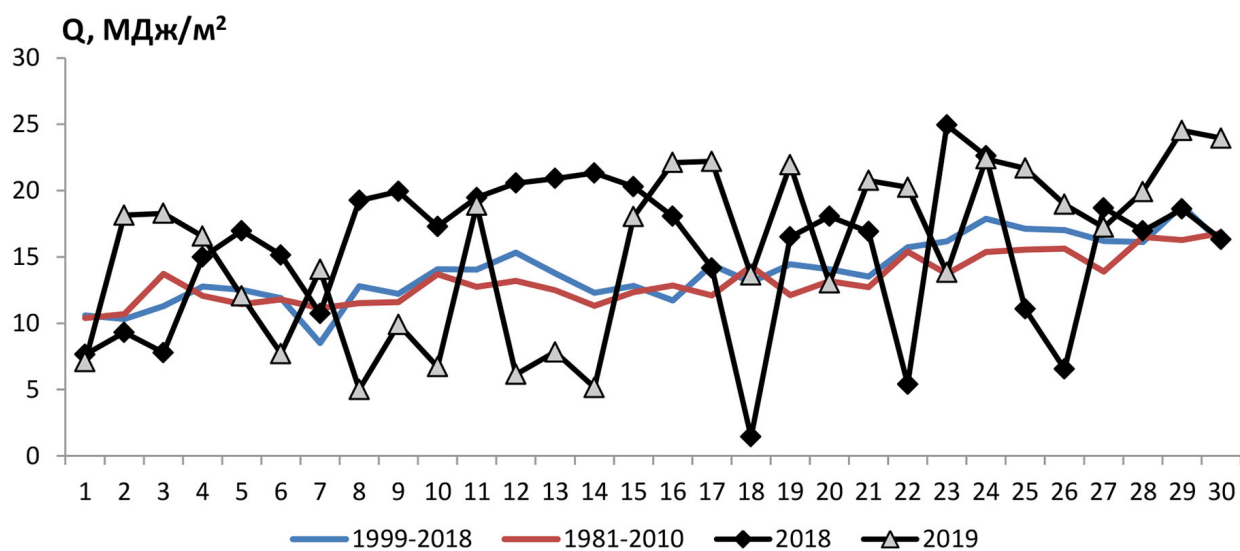
Изменение соотношения рассеянной и прямой радиации в суммарном потоке и межсуточная изменчивость $\sum Q_c$ характеризуют изменчивость облачности. В 2018 году 22 дня доля рассеянного потока превышала вклад прямого, в 2019 году – 34 дня, т.е. на протяжении периода проведения эксперимента основной вклад в общей приход суммарной радиации составлял прямой поток солнечного излучения (Рис. 1.3.1.9).

В мае 2018 года $\sum Q_c$ для 7 дней меньше обеих средних, в 2019 – для 15 дней (Табл. 1.3.1.1). В апреле 2018 года отмечены и абсолютный минимум (18 апреля) и абсолютный максимум (23 апреля) $\sum Q_c$. Таким образом, еще раз продемонстрирована роль облачности в регулировании приходящей радиации.

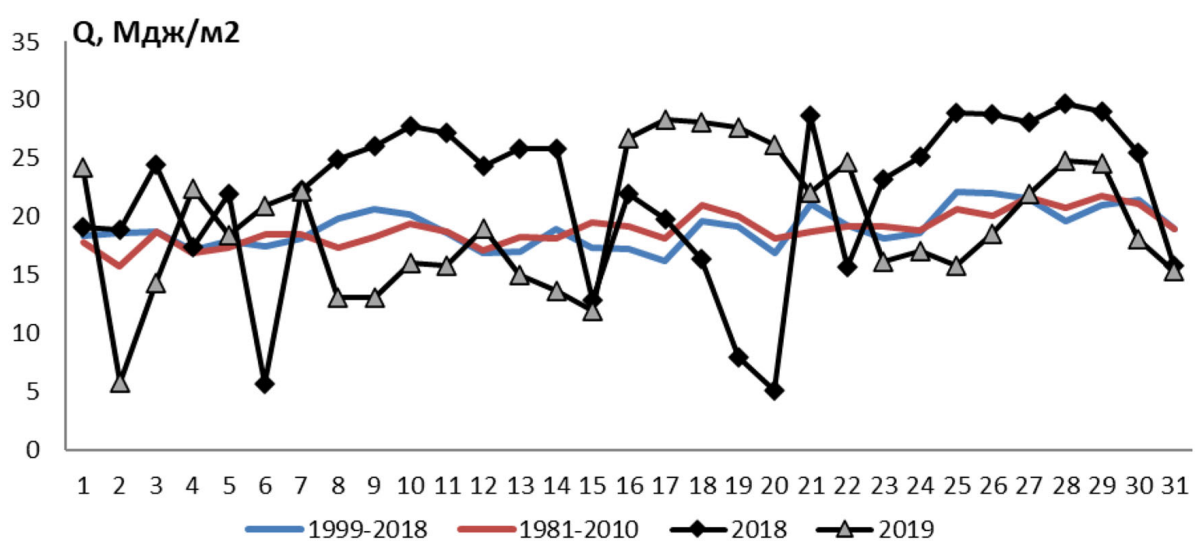
В межсезонье важным фактором регулирования радиационного режима является наличие или отсутствие снежного покрова. Хорошо проявился этот фактор при сравнении радиационного баланса в апреле 2018 и 2019 гг. Как было сказано выше, в 2018 году снежный покров сохранялся первую декаду апреля, его отражательные свойства были высоки, альбедо около 50%. В апреле 2019 года подстилающая поверхность – «прошлогодняя трава» с альбедо около 15-17% (Рис. 1.3.1.10а). В этот период суточные суммы B в 2019 году в 3, в 3.5 раза превышали соответствующие значения 2018 года (Рис. 1.3.1.10б).

Таким образом, 2018 и 2019 гг. характеризовались большим приходом суммарной солнечной радиации. Ее годовая сумма в 2018 году была на 10-12% выше нормы. Августовское значение суммарной радиации стало абсолютным максимумом за весь период наблюдения в этом месяце. В 2019 году поступление суммарной радиации было типичным, однако в апреле 2019 года, в период проведения эксперимента, суммарная радиация была также существенно (на 12%) выше нормы.

Устойчивый снежный покров в течение всего зимнего периода и сохранение его высоких отражательных свойств до первой декады апреля в 2018 г. определили значительное превышение годового значения отраженной радиации в 2018 г. относительно 2019 г. За счет уменьшения поглощенной радиации в 2018 г. средние годовые значения радиационного баланса в 2018 и 2019 гг. оказались практически одинаковыми.

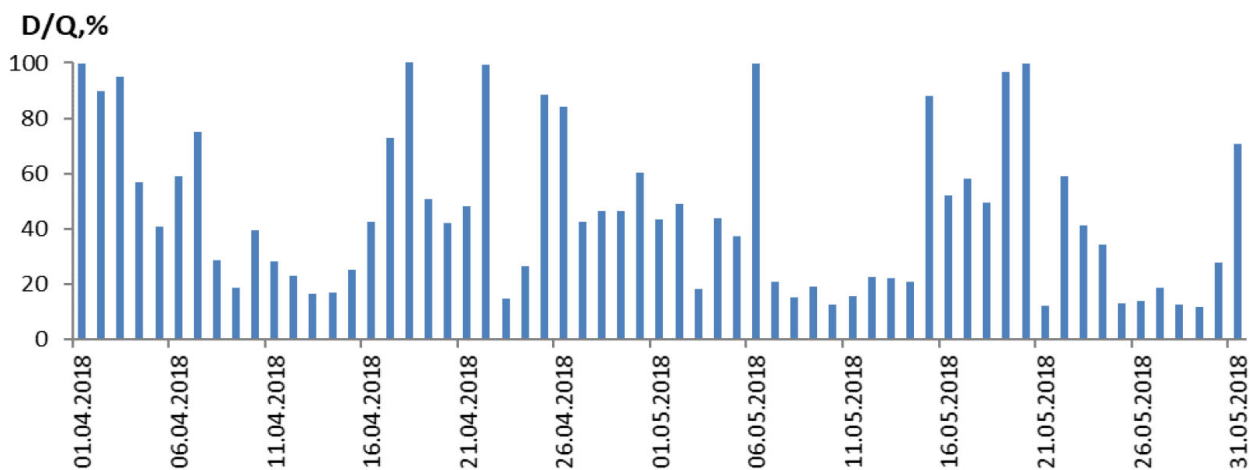


а

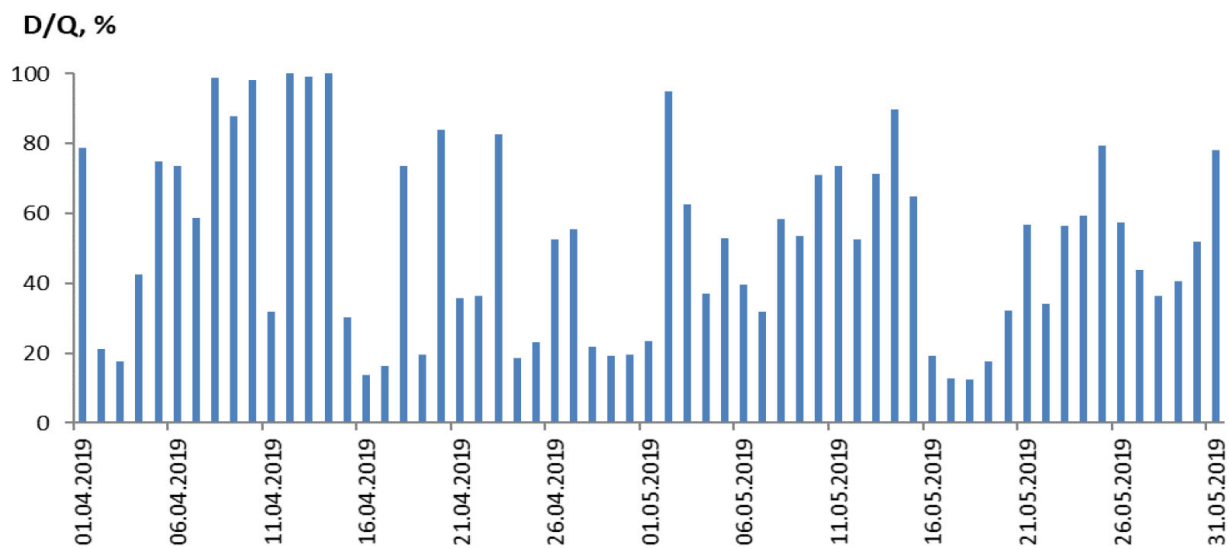


б

Рисунок 1.3.1.8. Межсуточная изменчивость суточных сумм суммарной радиации: а - апрель, б - май

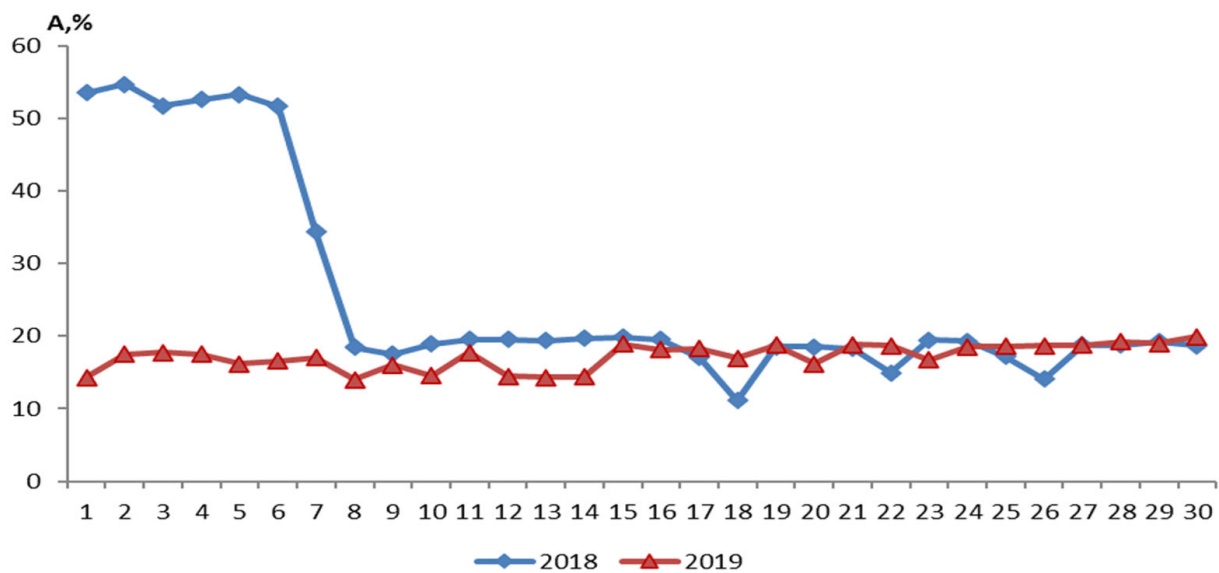


а

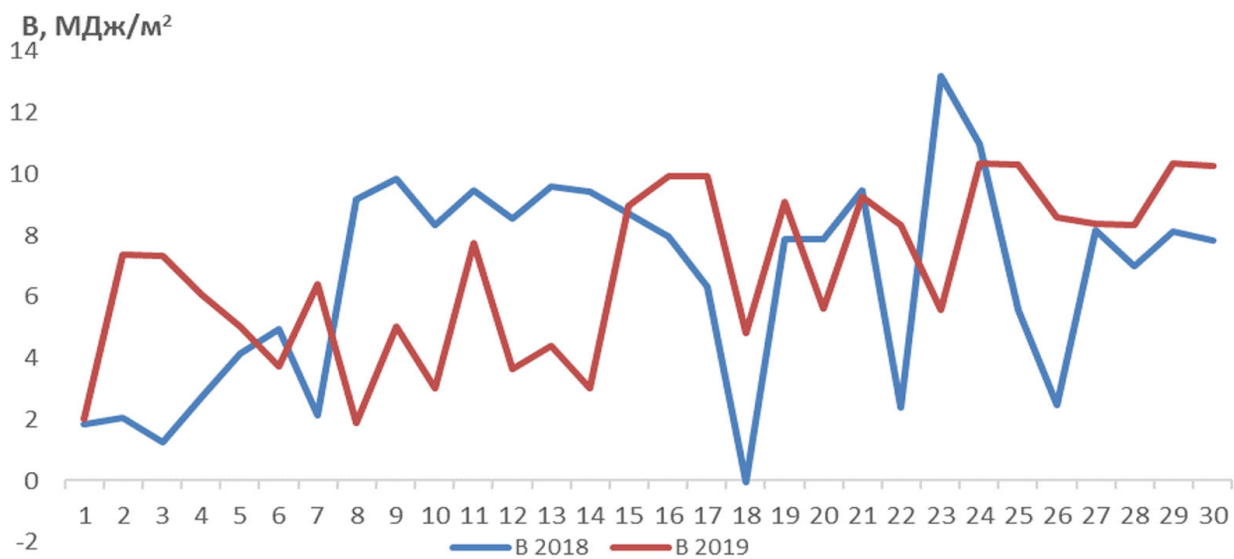


б

Рисунок 1.3.1.9. Межсуточная изменчивость отношения D/Q в период проведения эксперимента: а - 2018 г., б - 2019 г.



а



б

Рисунок 1.3.1.10. Межсуточная изменчивость альbedo поверхности (а) и радиационного баланса (б) в апреле 2018 и 2019 гг.

Таблица 1.3.1.3. Суточные суммы суммарной радиации. отклонение от нормы (МДж/м²)

апрель	1999-2018 (P1)	1981-2010 (P2)	2018	2019	2018-P1	2018-P2	2019-P1	2019-P2
1	10.58	10.40	7.64	7.11	-2.94	-2.76	-3.48	-3.29
2	10.32	10.68	9.31	18.15	-1.01	-1.37	7.82	7.47
3	11.29	13.73	7.79	18.29	-3.50	-5.94	7.00	4.56
4	12.76	12.06	14.98	16.55	2.22	2.92	3.79	4.49
5	12.52	11.45	16.97	12.06	4.45	5.52	-0.46	0.61
6	11.88	11.81	15.14	7.71	3.26	3.33	-4.17	-4.10
7	8.52	11.14	10.74	14.05	2.22	-0.40	5.53	2.91
8	12.79	11.51	19.26	5.01	6.47	7.75	-7.78	-6.51
9	12.22	11.58	19.94	9.91	7.72	8.36	-2.31	-1.68
10	14.06	13.70	17.30	6.72	3.24	3.60	-7.34	-6.98
11	14.05	12.76	19.47	18.90	5.42	6.72	4.85	6.15
12	15.32	13.19	20.56	6.15	5.24	7.37	-9.17	-7.04
13	13.78	12.50	20.91	7.83	7.13	8.41	-5.95	-4.66
14	12.29	11.31	21.32	5.15	9.03	10.01	-7.14	-6.16
15	12.83	12.34	20.30	18.03	7.47	7.96	5.20	5.69
16	11.73	12.85	18.06	22.11	6.33	5.21	10.38	9.26
17	14.40	12.09	14.17	22.20	-0.23	2.09	7.80	10.12
18	13.10	14.29	1.44	13.64	-11.66	-12.85	0.53	-0.66
19	14.44	12.13	16.51	21.95	2.07	4.38	7.51	9.82
20	14.07	13.18	18.06	13.02	3.99	4.88	-1.04	-0.16
21	13.51	12.71	16.91	20.76	3.40	4.20	7.25	8.05
22	15.72	15.40	5.41	20.25	-10.31	-9.99	4.53	4.86
23	16.17	13.73	24.94	13.83	8.77	11.21	-2.35	0.10
24	17.88	15.37	22.61	22.39	4.73	7.24	4.50	7.01
25	17.14	15.56	11.08	21.69	-6.06	-4.48	4.55	6.13
26	17.01	15.61	6.54	18.96	-10.47	-9.07	1.95	3.35
27	16.21	13.90	18.70	17.23	2.49	4.80	1.02	3.33
28	16.13	16.50	16.96	19.92	0.83	0.46	3.79	3.42
29	18.85	16.28	18.61	24.53	-0.24	2.33	5.68	8.25
30	16.10	16.80	16.32	23.95	0.22	-0.48	7.85	7.15

Таблица 1.3.1.3 Продолжение

май	1999-2018 (P1)	1981-2010 (P2)	2018	2019	2018-P1	2018-P2	2019-P1	2019-P2
1	18.41	17.83	19.05	24.21	0.63	1.22	5.80	6.38
2	18.61	15.72	18.90	5.80	0.29	3.19	-12.81	-9.92
3	18.76	18.66	24.46	14.26	5.70	5.80	-4.50	-4.40
4	17.09	16.86	17.39	22.43	0.30	0.53	5.34	5.58
5	17.95	17.31	22.00	18.44	4.05	4.69	0.49	1.13
6	17.49	18.42	5.62	20.88	-11.87	-12.81	3.39	2.46
7	18.19	18.50	22.32	22.18	4.13	3.82	3.99	3.67
8	19.87	17.38	24.95	13.05	5.08	7.57	-6.82	-4.34
9	20.60	18.23	26.10	13.02	5.50	7.87	-7.58	-5.20
10	20.19	19.33	27.71	16.08	7.52	8.38	-4.11	-3.26
11	18.56	18.73	27.16	15.77	8.60	8.43	-2.79	-2.96
12	16.87	17.14	24.37	19.00	7.50	7.23	2.13	1.86
13	16.96	18.19	25.78	14.97	8.83	7.59	-1.99	-3.22
14	18.89	18.16	25.79	13.67	6.90	7.63	-5.21	-4.49
15	17.36	19.45	12.83	11.97	-4.53	-6.62	-5.39	-7.49
16	17.23	19.16	21.95	26.77	4.72	2.78	9.54	7.61
17	16.22	18.15	19.74	28.30	3.52	1.59	12.08	10.15
18	19.56	20.94	16.35	28.10	-3.20	-4.59	8.54	7.16
19	19.20	20.09	7.99	27.63	-11.21	-12.10	8.43	7.54
20	16.90	18.17	5.04	26.12	-11.86	-13.12	9.22	7.95
21	21.05	18.73	28.63	22.01	7.58	9.91	0.96	3.28
22	19.28	19.13	15.71	24.66	-3.57	-3.42	5.38	5.53
23	18.12	19.16	23.24	16.10	5.12	4.08	-2.02	-3.06
24	18.55	18.87	25.09	17.08	6.54	6.22	-1.47	-1.79
25	22.13	20.61	28.93	15.77	6.80	8.32	-6.35	-4.83
26	22.05	20.12	28.83	18.53	6.79	8.71	-3.52	-1.59
27	21.56	21.63	28.15	21.93	6.59	6.52	0.37	0.30
28	19.65	20.77	29.67	24.82	10.02	8.90	5.18	4.05
29	20.99	21.81	29.03	24.54	8.04	7.22	3.55	2.73
30	21.46	21.09	25.53	18.08	4.07	4.44	-3.38	-3.01
31	18.88	18.93	15.82	15.40	-3.06	-3.11	-3.48	-3.54

Примечание: жирным шрифтом выделены экстремальные значения

1.3.2 УФ радиация 300-380 нм

В МО МГУ с ноября 1967 г. проводится мониторинг суммарной ультрафиолетовой (УФ) радиации в области спектра 300-380 нм (Q380). Результаты многолетних измерений УФ радиации в области спектра 300-380 нм используются для валидации спутниковых данных по восстановлению УФ радиации, для оценки аэрозольного и облачного ослабления в УФ диапазоне спектра вне полосы поглощения озона, а также для валидации многолетних восстановлений УФ радиации по химико-климатическим моделям (Chubarova N. Ye., Yurova A. Yu, Krotkov N., et al., 2002, Chubarova N. Ye., and Zhdanova Ye., 2013, Чубарова и др. 2018). В данной работе на основе данных многолетних измерений анализируются особенности режима суммарной УФ радиации в области спектра 300-380 нм в 2018 и 2019 гг.

1.3.2.1 Методические аспекты

За время проведения мониторинга Q380 использовались различные широкополосные приборы: до декабря 2008 г. уфиметр МО МГУ с эффективной длиной волны 347-348 нм, лежащей во внеозонной области спектра, разработанный и сконструированный в МО МГУ (Ультрафиолетовые измерительные приборы, 1977; Chubarova, Nezval, 2000), с декабря 2008 г. по настоящее время УФ пиранометры UVA-1 фирмы Yankee Environmental Systems LTD (YES), а с декабря 2012 г. и приборы UV-S-A-T фирмы Kipp&Zonen. Приборы UVA-1 YES и UVS-A-T предназначены для измерения радиации в УФ-А области спектра (в диапазоне 320-400 нм и 315-400 нм, соответственно). Возможность их использования для измерения суммарной радиации в области спектра 300-380 нм при сохранении однородности ряда наблюдений в МО МГУ была показана в работах (Nezval' and Chubarova 2007; Nezval' and Chubarova 2008; Незваль, Чубарова, 2011; Незваль, 2014).

Контрольные приборы МО МГУ были проградуированы в Медицинском университете г. Инсбрука по спектрорадиометру Bentham DTM-300, входящему в группу приборов, по которым осуществляется градуировка УФ приборов в Европе (уфиметр МО МГУ – в июле 2005 г., УФ пиранометр UVA-1 YES №060902 – в июле 2008 г. и в сентябре 2011 г.). Это дало возможность привести показания контрольных приборов МО МГУ к международному стандарту. При обработке данных учитываются переводные множители, а также спектральные и косинусные погрешности УФ приборов.

С 4 июля по 1 августа 2017 г. прибор UV-S-A-T фирмы Kipp&Zonen №110062 принимал участие в Международных сравнениях УФ приборов, проводившихся в Давосе (Швейцария), расположенном на высоте 1610 м, на базе Physikalisch-Meteorologisches Observatorium Davos and World Radiation Center. На основании калибровки, проведенной по спектрорадиометру Да-

восской обсерватории, был получен переводный множитель UV-S-A-T фирмы Kirr&Zonen №110062 в области 300-380 нм для высоты Солнца $h=50^\circ$ и общего содержания озона $X=300$ ед. Добсона. В МО МГУ предоставлены официальные результаты градуировки: переводный множитель, спектральные и косинусные поправки.

Было показано, что транспортировка прибора на Международные сравнения в Давосе и обратно не повлияла на показания прибора №110062 (Рис. 1.3.2.1). Сопоставление показаний прибора №110062 до транспортировки в Давос (14 - 25 апреля 2017 г.) и после его возвращения (26 сентября - 20 октября) было проведено опосредованно через переводные множители контрольного прибора UVA-1 YES №060902, проградуированного по прибору №110062 с использованием градуировки в Давосе, при сплошном покрове облаков, так как с 26 сентября по 20 октября солнечная погода практически отсутствовала. На Рис. 1.3.2.1 приведены переводные множители прибора, отягощенные спектральными и косинусными погрешностями (C^*).

C^* , (Вт/м²)/В

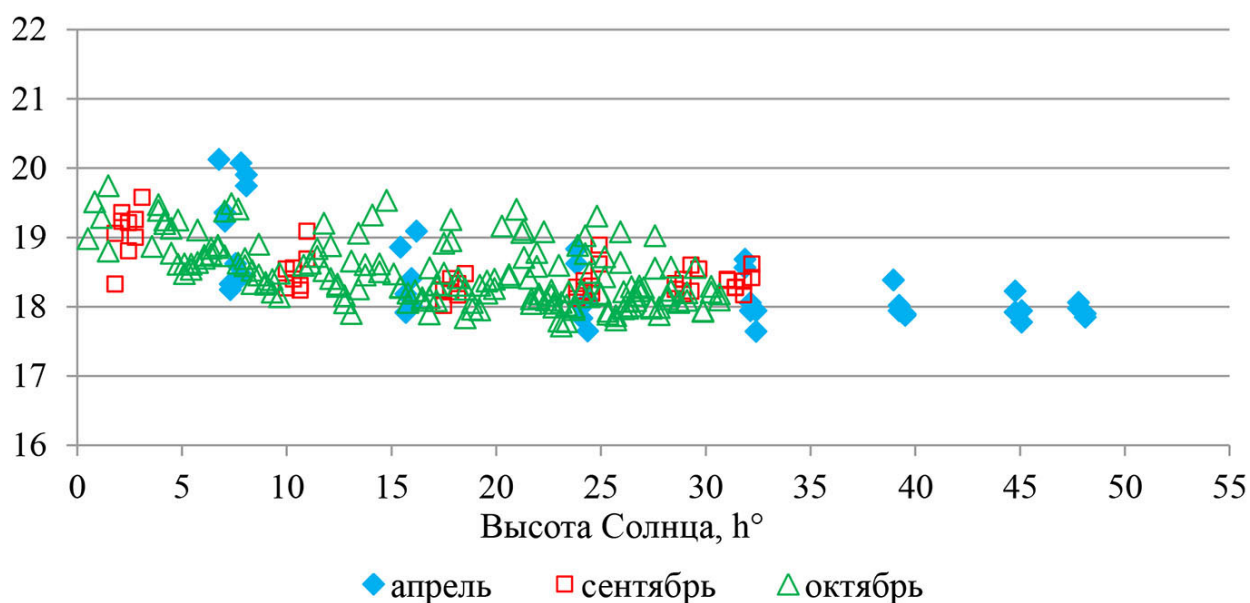


Рисунок 1.3.2.1. Переводные множители прибора UVA-1 YES №060902 (контрольный), отградуированного по прибору UV-S-A-T фирмы Kirr&Zonen №110062 с использованием градуировки, полученной в Давосе. Пасмурное небо. (апрель – до градуировки, сентябрь-октябрь – после градуировки)

После получения результатов международных сравнений необходимо было провести сопоставление показаний второго прибора МО МГУ фирмы Kirr&Zonen №110061 с показаниями прибора, участвующего в международных сравнениях. В связи со спецификой установки приборов на площадке обсерватории не представлялось возможным провести параллельные измерения по двум приборам. Поэтому сопоставление проводилось опосредованно

но. Сравнивались переводные множители контрольного прибора UVA-1 YES №060902, полученные по данным приборов Kipp&Zonen №110062 и №110061, отградуированных по переводному и поправочным множителям, полученным в Давосе для прибора №110062. Результаты таких сравнений за апрель 2017 и май-июнь 2018 гг., полученные в условиях солнечной погоды, приведены на Рис. 1.3.2.2. Результаты свидетельствуют о том, что различия в показаниях приборов №110061 и №110062 лежат в пределах погрешностей измерений. Поэтому при обработке данных измерений по прибору №110061 использовались переводный и поправочные множители прибора №110062. Отметим, что приведенные в паспорте приборов при их покупке переводные множители для области спектра 315-400 нм, очень близки: $30.085 \text{ (Вт/м}^2\text{)/В}$ для №110061 и $30.114 \text{ (Вт/м}^2\text{)/В}$ для №110062. Кривые спектральной чувствительности обоих приборов также практически совпадают.

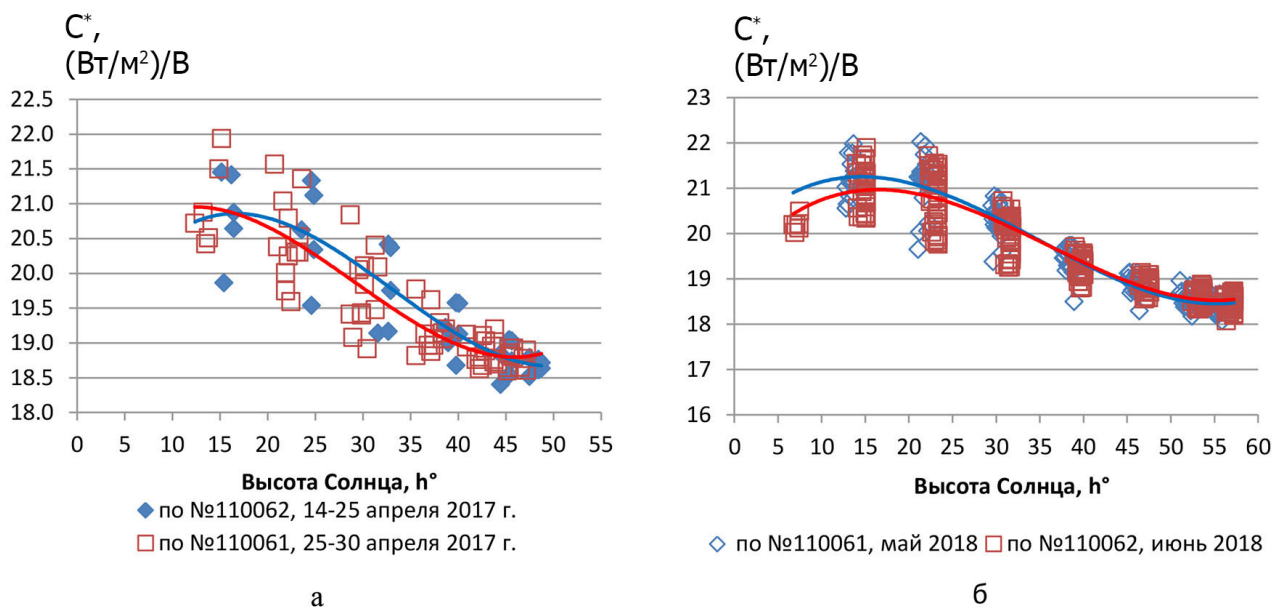


Рисунок 1.3.2.2. Переводные множители УФ пиранометра UVA-1 YES №060902, полученные по двум приборам Kipp&Zonen с использованием градуировки прибора №110062 в Давосе в 2017 г.

Сопоставление значений Q_{380} , полученных по контрольному прибору UVA-1 YES №060902 в 2017 г. с использованием принятой ранее методики, с аналогичными данными по прибору UV-S-A-T Kipp&Zonen №110062 показало наличие небольших различий при измерениях в солнечную погоду. При высотах Солнца $h=15-50^\circ$ значения Q_{380} по приборам UVA-1 YES в среднем на 1.0-3.5% выше, чем по данным приборам Kipp&Zonen, полученным по градуировке в Давосе. При сплошном покрове облаков различия существенно больше и колеблются в пределах 8-11%.

Поскольку переводный и поправочные множители прибора №110062 были получены в Давосе на Международных сравнениях УФ приборов (июль – ав-

густ 2017 г.), было принято решение внести коррекцию в данные измерений по приборам UVA-1 YES за предыдущие годы с учетом различий, выявленных в результате градуировки в Давосе в 2017 г.

Измерения приборами UV-S-A-T Kipp&Zonen начаты в декабре 2012 г. Однако до 2017 г. измерения приборами UV-S-A-T проводились эпизодически или неполный год. И только с октября 2017 г. начата непрерывная регистрация Q380 этими приборами. Поэтому, на основании параллельных измерений Q380 с помощью приборов UV-S-A-T №110061 и №110062 и UVA-1 №031201 и №060902 в 2017 г., были получены переводные множители контрольного и регистрирующего УФ пиранометров UVA-1 YES для высоты Солнца $h=30^\circ$ и рассчитаны относительные суммарные поправки, учитывающие спектральные и косинусные поправки приборов UVA-1 YES для условий солнечной погоды и пасмурного неба.

По полученным уравнениям были обработаны данные мониторинга суммарной УФ радиации в области спектра 300-380 нм, проводившегося по регистратору и контрольному приборам UVA-1 YES, начиная с декабря 2008 г. В те периоды, когда проводилась регистрация суммарной УФ радиации и по приборам UV-S-A-T Kipp&Zonen №110061 и №110062, были использованы результаты этих измерений, обработанные по переводному и поправочным множителям, полученным в обсерватории в Давосе.

За более чем 10-летний период наблюдений чувствительность приборов может измениться. Поэтому необходимо оценить, насколько стабильно работали приборы в течение рассматриваемого времени.

На протяжении всех лет работы УФ пиранометров UVA-1 YES периодически проводились параллельные наблюдения по контрольному прибору (№060902) и прибору, стоящему на регистрации (№031201). Сопоставление полученных данных показало, что в течение всего периода различия колебались в основном в пределах $\pm 2\%$ (Рис. 1.3.2.3). Исключение составляют данные за лето 2010 г., когда наблюдалась очень высокая температура воздуха и с конца июля на территории Московского региона отмечалась дымная мгла лесных и торфяных пожаров. За эти месяцы в данные прибора UVA-1 №031201 была внесена коррекция. Таким образом, можно считать, что показания двух приборов UVA-1 YES являются достаточно стабильными и вполне сопоставимыми.

Для контроля стабильности работы приборов Kipp&Zonen с 2013 по 2019 гг. были рассмотрены значения переводных множителей УФ пиранометров UVA-1 YES, полученных по данным приборов UV-S-A-T фирмы Kipp&Zonen с учетом градуировки в Давосе в 2017 г.

Результаты, полученные на основании уравнений, представлены в Табл. 1.3.2.1. Можно видеть, что наибольшие отклонения от значений в 2017 г. имели место в 2013 г. для переводных множителей UVA-1 YES №131201. К сожа-

лению, параллельные измерения по контрольному прибору №060902 и по прибору Kipp&Zonen в этот год проводились непродолжительное время только в мае, в течение которого пасмурная погода не наблюдалась. Переводные множители для обоих приборов имеют тенденцию к небольшому уменьшению в годы до 2015-2016 гг. и к небольшому увеличению после 2017 г. По-видимому, это обусловлено изменениями чувствительности приборов Kipp&Zonen.

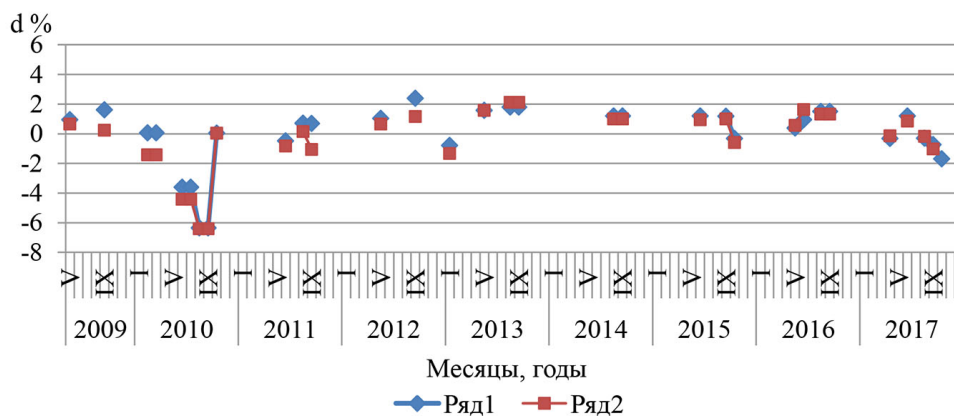
Таким образом, для обработки данных измерений по приборам UVA-1 YES были использованы переводный и поправочные множители, полученные на основании их градуировки по приборам Kipp&Zonen за 2017 г. с учетом их переводного и поправочных множителей, полученных в Давосе. В те месяцы, когда проводилась регистрация по приборам Kipp&Zonen, использовались данные Q380, полученные по этим приборам.

Данные уфиметра МО МГУ были «привязаны» к показаниям спектрорадиометра Bentham DTM-300 Медицинского университета г. Инсбрука. По этому же спектрорадиометру осуществлялась градуировка контрольного прибора UVA-1 YES в 2008 и в 2011 гг. В условиях малооблачной погоды или при наличии тонкой перистой облачности в апреле-июне 2017 г. было определено отношение суммарной УФ радиации в области 300-380 нм по приборам Kipp&Zonen к соответствующим величинам по контрольному прибору UVA-1 YES №060902, отградуированному в Инсбруке в 2011 г.. Это отношение было получено для высоты Солнца $h=30^\circ$, для которой определялись переводные множители уфиметра и контрольного прибора UVA-1 YES. Отношение составило 0.972. Учитывая достаточно стабильную работу приборов UVA-1 YES, можно предположить, что эти различия обусловлены неопределенностями спектрорадиометров в Инсбруке и Давосе. Для привязки данных Q380, проводившихся по уфиметру, к показаниям прибора в Давосской обсерватории, они были умножены на множитель 0.972, т.е. данные измерений Q380 за период с ноября 1967 г. по ноябрь 2008 г. были уменьшены примерно на 3%. Спектральные и косинусные поправки уфиметров определялись в МО МГУ (Chubarova, Nezval, 2000).

Таблица 1.3.2.1. Отклонение (d%) переводных множителей регистрирующего (№031201) и контрольного (№060902) приборов UVA-1 YES (С*), проградуированных по приборам UV-S-A-T Kipp&Zonen при солнечной погоде и при пасмурном небе от переводных множителей, полученных в 2017 г.

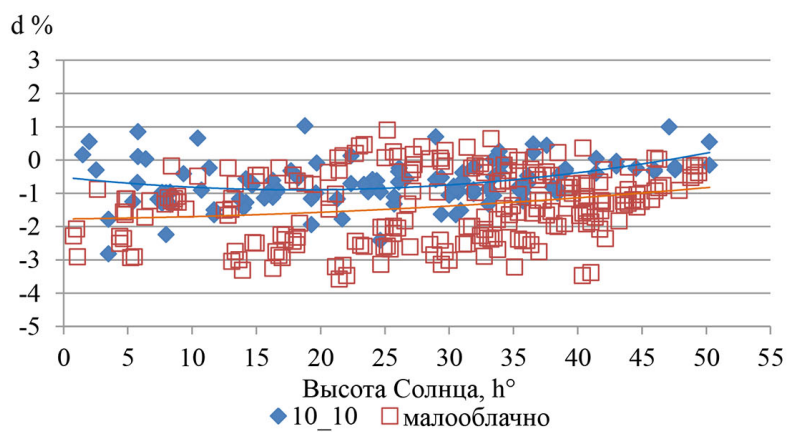
UVA-1 №031201 (регистрирующий), при наличии Солнца								
Годы	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019	2019
R ²	0.704	0.673	0.847	0.792	0.774	0.705	0.846	0.701
Месяцы	II, V, VIII,	IV-IX	V-VII	V-VIII	IV-VI,	IV-V	IV-VII	VII-IX
h°	IX, XI							
20	-5.7	-3.3	0.1	-1.7	0.0	-0.5	1.7	0.4
30	-4.0	-2.7	0.9	-0.6	0.0	0.4	1.9	1.9
40	-3.7	-2.7	0.8	-0.4	0.0	0.7	1.8	2.3
50	-5.0	-3.4	-0.2	-0.9	0.0	1.1	1.9	2.8
UVA-1 №031201(регистрирующий), пасмурно								
Годы	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019	2019
R ²	0.510	0.496	0.324	0.552	0.459	0.533	0.315	0.486
Месяцы	II, V, VIII,	III-IX	III-VII,	V-VIII	IV-X	IV-V, IX	IV-VII	VII-IX
h°	IX, XI							
20	-4.8	-2.4	0.5	2.6	0.0	1.2	3.2	3.1
30	-4.1	-2.7	0.5	2.1	0.0	1.5	3.1	2.8
40	-3.8	-2.9	0.6	1.4	0.0	2.0	2.8	2.7
50	-5.5	-2.5	1.3	1.1	0.0	2.2	2.7	3.2
UVA-1 №060902 (контрольный), при наличии Солнца								
Годы	2013	2014	2015	2016	2017	2018		2019
R ²	0.246	0.773	0.671	0.778	0.767	0.867		0.654
Месяцы	V	VIII-IX, XII	IV, IX, XI	IV-V	IV-VI,	V-IX		VII-IX
h°								
20	-5.3	-1.7	-1.9	-0.3	0.0	1.2		-0.3
30	-1.8	-1.2	-1.6	-0.3	0.0	1.9		1.2
40	0.2	-0.9	-1.1	0.1	0.0	1.6		1.9
50	-2.0	-0.3	-0.2	0.4	0.0	0.3		2.0
UVA-1 №060902 (контрольный), пасмурно								
Годы		0.528	0.292	0.617	0.336	0.361		0.286
R ²								
Месяцы		VIII, IX, XII	IV, X, XI	III-V,	IV-VI,	V-X		VII-X
h°								
20		-0.6	-0.8	0.7	0.0	2.1		2.2
30		-1.1	-1.1	0.9	0.0	1.9		2.1
40		-1.8	-1.3	0.9	0.0	1.5		1.7
50		-2.3	-0.9	-0.1	0.0	1.2		1.6

Примечание: R² – коэффициент детерминации уравнения.

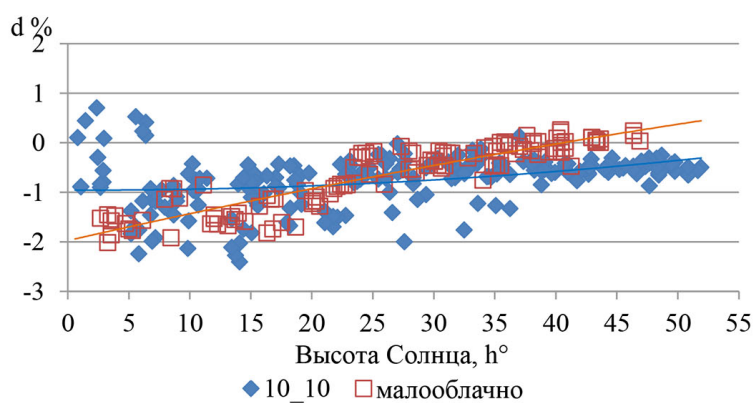


1- При пасмурном небе, 2 – при наличии прямой радиации.

а



б



в

Примечание: 10_10 – сплошной покров облаков нижнего яруса 10/10.

Рисунок 1.3.2.3. Отклонения ($d\%$) показаний прибора UVA-1 №031201 от показаний контрольного прибора UVA-1 №060902 за период 2009-2017 гг. (а), за IV-IX 2018 г. (б) и за IV-IX 2019 г. (в)

1.3.2.2 Месячные, сезонные и годовые суммы суммарной УФ радиации в области спектра 300-380 нм

Годовой приход суммарной УФ радиации в области спектра 300-380 нм (Q_{380}) в 2018 г. оказался самым высоким за весь период наблюдений (с 1968 г.) и превысил на 2 МДж/м^2 (1.3%) максимум за предыдущие 50 лет, наблюдавшийся в 1999 г. (Табл. 1.3.2.2). Это обусловлено в основном особенностями режима облачности и связанной с ней продолжительности солнечного сияния (см. раздел 1.1.2). Годовая сумма Q_{380} за 2018 г. на 9% выше средней величины за период с 1999 по 2018 гг. (20-летний период мониторинга эритемной УФ радиации в МО МГУ) и почти на 12% выше средней годовой суммы за 30-летний период с 1981 по 2010 гг., принятый в настоящее время за климатическую норму. В 2019 г. годовой приход близок к норме.

На Рис. 1.3.2.4 представлен годовой ход месячных сумм Q_{380} за 2018 и 2019 гг., а также средних месячных величин за 20-летний период (1999-2018 гг.) и период 1981-2010 гг.) и период 1981-2010 гг.

С апреля по сентябрь средние месячные значения Q_{380} за 20-летний период на 2-5% выше соответствующих величин за период климатической нормы 1981-2010 гг., а в феврале и в октябре – декабре на 6-9% ниже (см. Табл. 1.3.2.2, Рис. 1.3.2.4). В январе и марте эти значения были близки.

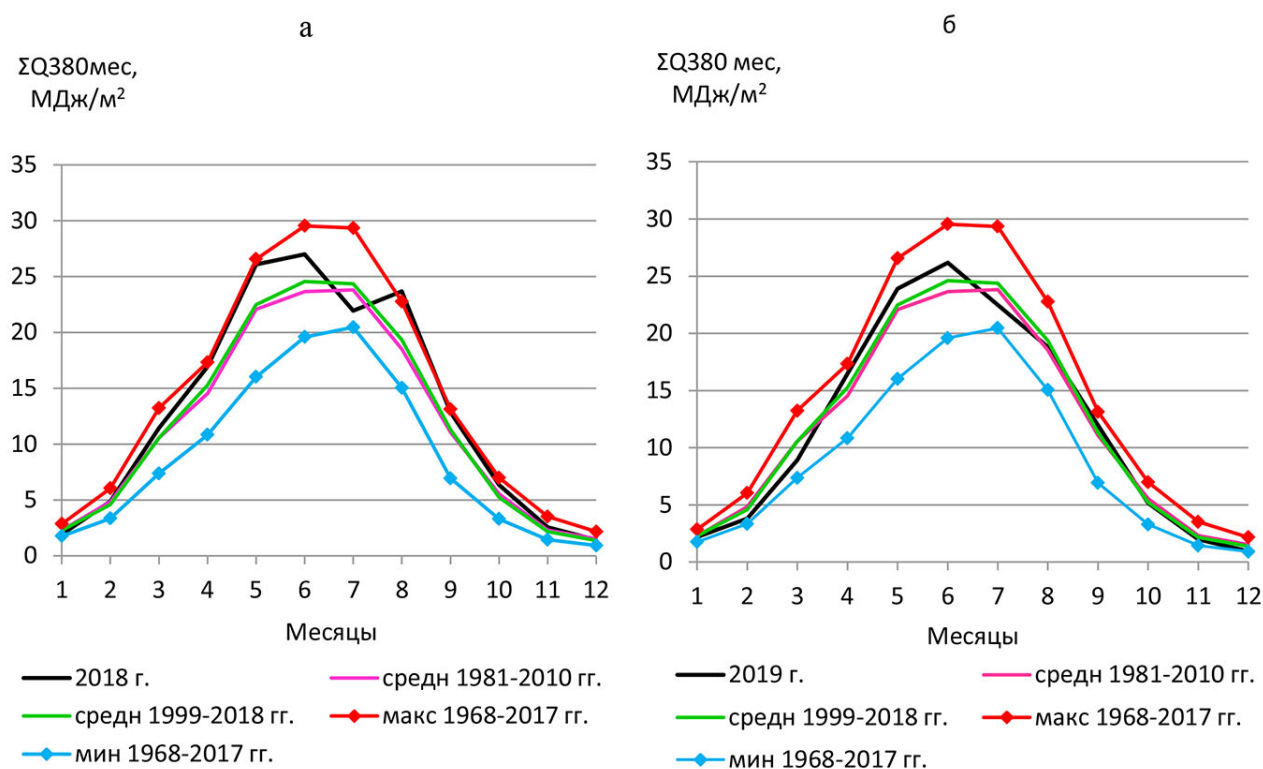


Рисунок 1.3.2.4. Годовой ход месячных сумм Q_{380} ($\sum Q_{380\text{мес}}$): а – 2018 г., б – 2019 гг.

Таблица 1.3.2.2. Месячные и годовые суммы УФ радиации в области спектра 300-380 нм (Q380), МДж/м²

Период (годы)	январь	февраль	март	апрель	май	июнь	июль	август	сентябрь	октябрь	ноябрь	декабрь	Год
2018	1.90	4.88	11.46	16.93	26.10	27.01	21.94	23.68	12.85	6.35	2.55	1.42	157.1
2019	2.18	3.82	8.92	16.49	23.90	26.17	22.49	18.81	11.95	5.18	1.98	0.95	142.8
Среднее 1999-2018	2.28	4.58	10.57	15.28	22.48	24.61	24.37	19.36	11.30	5.22	2.17	1.38	143.6
1981-2010	2.27	4.85	10.56	14.54	22.08	23.65	23.82	18.53	11.07	5.54	2.31	1.52	140.8
Отклонение от нормы (1999-2018)	-0.38	0.3	0.89	1.65	3.62	2.4	-2.43	4.32	1.55	1.13	0.38	0.04	13.5
2019	-0.10	-0.76	-1.65	1.21	1.42	1.56	-1.88	-0.55	0.65	-0.04	-0.19	-0.43	-0.8
Отклонение от нормы (1981-2010)	-0.37	0.03	0.9	2.39	4.02	3.36	-1.88	5.15	1.78	0.81	0.24	-0.1	16.3
2019	-0.09	-1.03	-1.64	1.95	1.82	2.52	-1.33	0.28	0.88	-0.36	-0.33	-0.57	2.0
Отклонение от нормы (1999-2018), %	-17	7	8	11	16	10	-10	22	14	22	18	3	9
2019	-4	-17	-16	8	6	6	-8	-3	6	-1	-9	-31	-1
Отклонение от нормы (1981-2010), %	-16	1	9	16	18	14	-8	28	16	15	10	-7	12
2019	-4	-21	-16	13	8	11	-6	2	8	-6	-14	-38	1
Максимум 1968-2017	2.85	6.04	13.24	17.33	26.57	29.55	29.35	22.77	13.13	6.99	3.51	2.16	155.0
Год	1972	1986	1996	2014	2002	1999	2010	1971	1970	1994	1998	2002	1999
Минимум 1968-2017	1.76	3.35	7.37	10.83	16.02	19.60	20.46	15.05	6.93	3.29	1.44	0.92	128.4
Год	1989	1974	1979	1986	1980	2003	1984	2008	2013	1982	1976	2017	1980

Примечания: Красным цветом выделены значимые положительные аномалии,
синим – значимые отрицательные аномалии

В течение большей части 2018 г. отмечались существенные положительные аномалии как по сравнению с 20-летним периодом наблюдений (с февраля по ноябрь, за исключением июля), так и по сравнению с периодом климатической нормы (с марта по ноябрь, за исключением июля). Наибольшей величины (22%) положительная аномалия по сравнению с 20-летним периодом достигла в августе. В августе 2018 г. месячная сумма превысила на 0.9 МДж/м² (4%) абсолютный максимум за предыдущие 50 лет (см. Табл. 1.3.2.2, Рис. 1.3.2.4). Как показано в разделе 1.1.2, балл нижней облачности в этом месяце был самым низким за все годы наблюдений, а величина ПСС одной из самых высоких. Лишь в январе и июле имели место значимые отрицательные аномалии Q380: соответственно -17% и -10% по сравнению с периодом 1999-2018 гг.

В 2019 г. значимые положительные аномалии наблюдались лишь для трёх месяцев по отношению к средним за 20 лет (апрель-июнь) и были не столь значительными по сравнению с 2018 г. Низкий приход Q380 наблюдался в феврале, марте, июле, ноябре и особенно в декабре. В декабре отрицательная аномалия достигала -31% по отношению к периоду 1999-2018 гг. Месячная сумма в декабре 2019 г. (0.95 МДж/м²) была второй после абсолютного минимума (0.92 МДж/м²), наблюдавшегося в 2017 г. (см. Табл. 1.3.2.2).

В 2018 г. для весны, лета и осени отмечались существенные положительные аномалии, достигающие по отношению к средним значениям наибольших величин весной и осенью: соответственно 13% и 18% по сравнению со средними за 20-летний период (Табл. 1.3.2.3). Весной 2018 г. приход Q380 превысил максимальную сумму за все предыдущие годы на 2 %, а в целом за тёплый период (май-сентябрь) – на 3 %. Летом из-за низкого прихода Q380 в июле эта сумма стала лишь четвертой по величине. В 2019 г. приход Q380 весной, летом и осенью близок к средним величинам за период 1999-2018 гг. Приход Q380 зимой как в 2018 г., так и в 2019 г. был заметно ниже средних величин: на -7% и -10% по сравнению с периодом 1999-2018 гг.

Рост суммарной УФ радиации в основном хорошо согласуется с увеличением продолжительности солнечного сияния и уменьшением балла нижней облачности и наоборот (Рис. 1.3.2.5). В ноябре же значимая отрицательная аномалия Q380 при положительной аномалии продолжительности солнечного сияния и отрицательной аномалии балла нижней облачности, по-видимому, обусловлена резким снижением вторичного рассеяния отраженной от земной поверхности УФ радиации при отсутствии снежного покрова в ноябре 2019 г. Полное отсутствие снежного покрова в декабре 2019 г. наряду с ростом нижней облачности также способствовало понижению прихода Q380 в этом месяце. Наиболее тесная связь наблюдается между приходом Q380 и продолжительностью солнечного сияния ПСС. По данным за весь период наблюдений наиболее высокая корреляция наблюдается в теплое время года. Весной

и летом коэффициенты корреляции между приходом Q380 и ПСС достигают 0.81 и 0.82 (Табл. 1.3.2.4).

Таблица 1.3.2.3. Сезонные суммы суммарной УФ радиации в области спектра 300-380 нм (Q380), МДж/м²

Период	Характеристики	Зима	Весна	Лето	Осень
2018 г.		7.70	54.50	72.63	21.75
2019 г.		7.41	49.30	67.47	19.11
1999-2018 гг.	Среднее	8.26	48.34	68.35	18.51
	σ	0.69	3.01	3.43	2.30
	d % 2018 г.	-7	13	6	18
	d % 2019 г.	-10	2	-1	3
1981-2010 гг.	Среднее	8.64	47.18	66.00	18.92
	σ	0.99	2.55	3.75	1.73
	d % 2018 г.	-11	16	10	15
	d % 2019 г.	-14	4	2	1
1968-2017 гг.	Максимум	10.58	53.28	73.71	22.52
	год	1999	2018	2011	1999
	Минимум	7.03	43.65	61.80	13.13
	год	2009	2008	2008	2017

Примечание: В сумму за зиму входит сумма с декабря предыдущего года по февраль текущего.

Красным и синим цветом отмечены положительные и отрицательные значимые аномалии.

σ – среднее квадратическое отклонение.

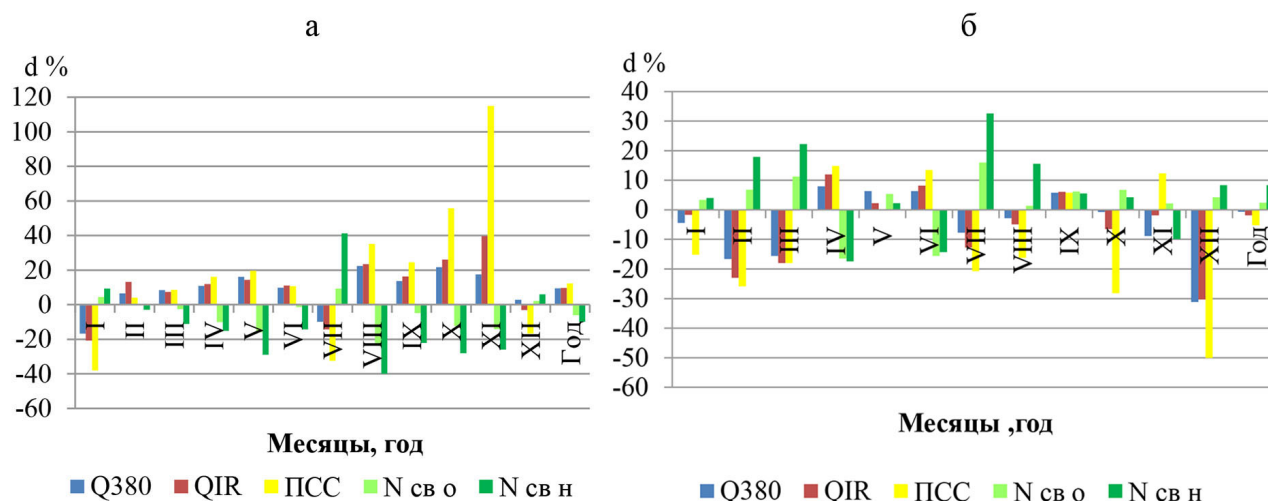


Рисунок 1.3.2.5. Отклонения от средних значений за период 1999-2018 гг. значений суммарной УФ (Q380), суммарной коротковолновой (QIR) радиации, балла общей (No св) и нижней (Nн св) облачности за светлую часть суток и продолжительности солнечного сияния (ПСС) за 2018 и 2019 гг. для месяцев года и года целом: а за 2018 г., б – за 2019 г.

Высокая корреляция отмечается с баллом нижней облачности. Весной и летом коэффициенты корреляции достигают 0.75. Связь Q380 с баллом общей

облачности выражена слабее. Хорошо согласуются изменения в приходе Q380 и суммарной коротковолновой радиации (QIR).

Таблица 1.3.2.4. Коэффициенты корреляции между суммами Q380 за различные периоды года и за год в целом и продолжительностью солнечного сияния ПСС, баллом общей (N_о св) и нижней (N_н св) облачности за светлую часть суток, а также с суммами коротковолновой солнечной радиации (QIR)

Период	Q380/U _н	Q380/N _о св	Q380/N _н св	Q380/ QIR
Год	0.75	-0.45	-0.58	0.73
V-IX	0.80	-0.58	-0.74	0.73
XI-III	0.65	-0.51	-0.49	0.82
Зима	0.59	-0.53	-0.54	0.75
Весна	0.81	-0.60	-0.75	0.84
Лето	0.82	-0.59	-0.75	0.74
Осень	0.74	-0.72	-0.72	0.82

1.3.2.3 Суточные суммы суммарной УФ радиации в области спектра 300-380 нм

Суточные суммы Q380 и некоторые их статистические характеристики за 2018 и 2019 гг., а также средние величины за периоды 1999-2018 гг. и 1981-2010 гг. представлены в Табл. 1.3.2.5 и на Рис. 1.3.2.6. Несмотря на очень высокий приход суммарной УФ радиации в 2018 г. не было отмечено абсолютного максимума суточных сумм ни для одного месяца или сезона года. Однако достаточно велико число дней, когда имели место максимальные за весь период наблюдений суточные суммы для отдельных дат. Это хорошо видно на Рис. 1.3.2.7, где представлен годовой ход суточных сумм с дискретностью в один день. В 2018 г. максимальные суточные суммы были отмечены для 23 апреля, 21, 25 и 27 мая, 20 июня, 3, 10, 11, 14 августа, 14, 26 сентября и 11 октября. В основном эти превышения по сравнению с предыдущими максимумами невелики и составляют 1-2%. Однако, в отдельных случаях аномалии были существенными (11% - 11 августа, 5% - 14 сентября, 6% - 11 октября).

В 2019 гг. в теплое время года также отмечен ряд дней с максимальной для этой даты суточной суммой: 17-19 мая, 5, 24 июня, 11, 29 августа. Наибольшие превышения было зарегистрированы 17 мая (4%), 24 июня (6%), 11 августа (11%). Экстремально низкие суммы и в 2018 и 2019 гг. отмечались, главным образом, в холодное время года (2018 г.: 1, 2, 21 января, 2 февраля, 8 ноября; 2019 г.: 1 февраля, 23, 26, 27 декабря). В 2018 г. экстремально низкая сумма Q380 наблюдалась также весной - 18 апреля. В отдельные дни (2 января 2018 г. и 27 декабря 2019 г.) суточные сумм Q380 были на 26-28% ниже предыдущего минимума для соответствующего дня. Однако существенные уменьшения минимальных значений, отмечались и в теплое время года (28, 29 июня, 9, 17 августа 2019 г.).

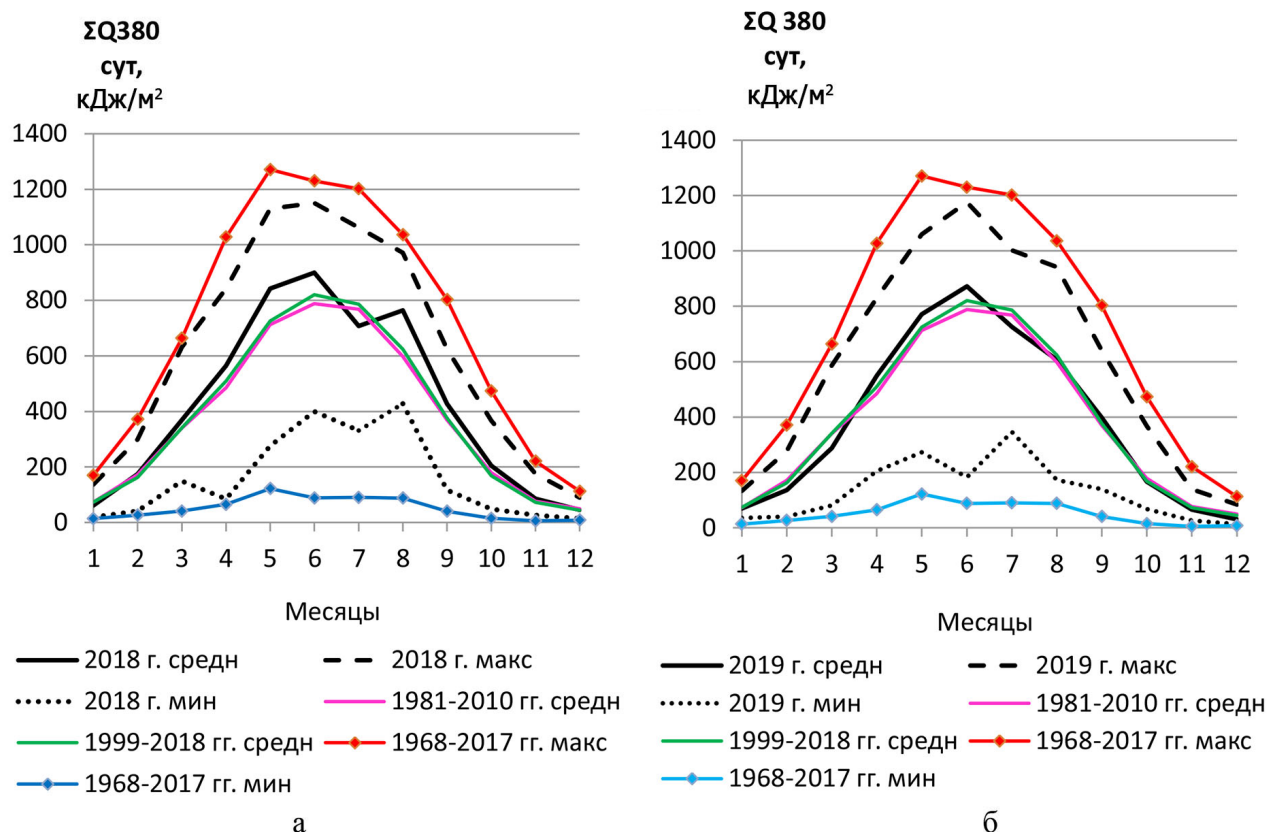


Рисунок 1.3.2.6. Годовой ход средних за месяц, максимальных и минимальных суточных сумм ($\Sigma Q_{380\text{сут}}$) за 2018 и 2019 гг., средних величин за периоды 1999-2018 гг. и 1981-2010 гг., а также максимальных и минимальных сумм за период 1968-2017 гг.: а – 2018 г., б – 2019 г.

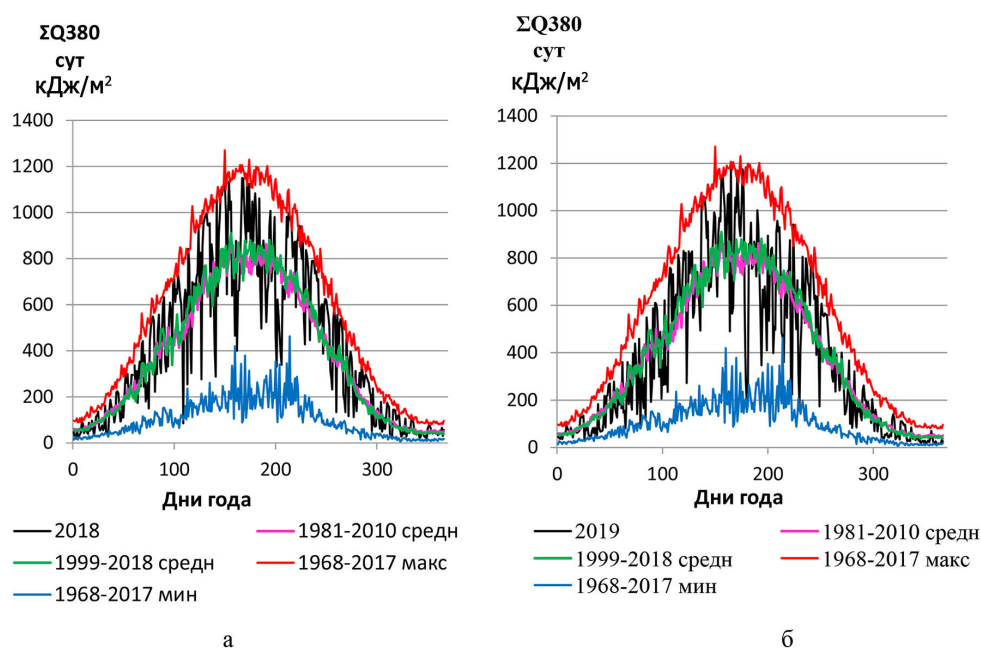


Рисунок 1.3.2.7. Годовой ход суточных сумм в 2018 (а) и в 2019 (б) гг., за периоды 1999-2018 гг. и 1981-2010 гг. и максимальных и минимальных суточных сумм за 1968-2017 гг.

В 2018 г. изменчивость суточных сумм Q_{380} , начиная с марта за исключением июля и ноября, была ниже средних величин за 1999-2018 гг. и за 1981-2010 гг. (Рис. 1.3.2.8). Наименьшие значения коэффициента вариации ($V\%$) были отмечены в июне ($V=22\%$) и в августе ($V=20\%$). В отдельные месяцы холодного периода 2019 г. коэффициент вариации заметно превышал среднюю величину за 1999-2018 гг. и за 1981-2010 гг. Так, в феврале, марте и декабре значения V составляли 56, 49 и 52% при 44, 41 и 43% для 1999-2018 гг. Низкое значение V отмечено в октябре 2019 г. (42%), что ниже средней величины за 1999-2018 гг. на 12%.

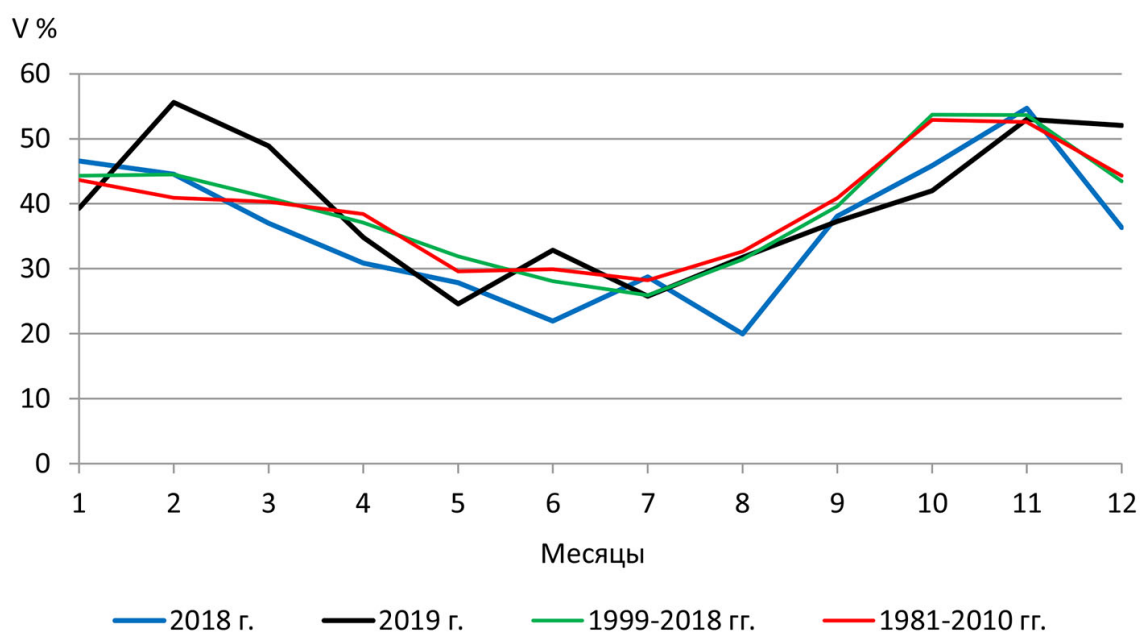


Рисунок 1.3.2.8. Годовой ход коэффициента вариации ($V\%$) суточных сумм за 2018, 2019 гг. и за периоды 1999-2018 гг. и 1981-2010 гг.

Таблица 1.3.2.5. Суточные суммы УФ радиации в области спектра 300-380 нм (Q380), кДж/м²

	Период												
	(годы)												
	янв	фев	март	апр	май	июнь	июль	авг	сен	окт	ноя	дек	
Среднее	2018	61	174	370	564	842	900	708	764	428	205	85	46
	2019	70	136	288	550	771	872	725	607	398	167	66	31
	1999-2018	74	162	341	509	725	820	786	624	377	168	72	44
	1981-2010	73	172	341	485	712	788	768	598	369	179	77	49
Стандартное отклонение	2018	29	78	137	174	235	197	203	153	163	94	47	17
	2019	28	76	141	192	190	287	187	193	148	70	35	16
	1999-2018	33	72	140	189	231	230	204	196	149	90	39	19
	1981-2010	32	70	137	186	211	236	217	195	151	95	40	22
Коэффициент вариации, %	2018	47	45	37	31	28	22	29	20	38	46	55	36
	2019	39	56	49	35	25	33	26	32	37	42	53	52
	1999-2018	44	44	41	37	32	28	26	31	40	54	54	43
	1981-2010	44	41	40	38	30	30	28	33	41	53	53	44
Минимум	2018	19	41	149	85	276	400	331	428	116	49	27	14
	2019	35	40	81	205	272	183	347	173	139	68	27	13
	1999-2018	18	26	41	85	136	146	190	88	56	15	17	9
	1981-2010	14	38	50	84	144	88	109	88	56	15	11	9
Квартиль 25%	2018	44	115	254	466	691	788	587	707	320	127	45	36
	2019	54	70	166	388	661	797	575	511	284	121	42	19
Квартиль 50%	2018	55	164	353	626	927	937	692	790	492	236	82	45
	2019	65	107	266	595	745	962	758	631	391	153	54	28
Квартиль 75%	2018	73	224	488	682	992	1048	867	874	555	278	117	55
	2019	81	191	379	707	920	1068	882	748	553	199	96	37
Максимум	2018	136	299	632	843	1130	1150	1061	971	625	366	175	90
	2019	134	278	587	830	1060	1176	1002	942	640	367	140	84
	1999-2018	170	349	664	875	1142	1205	1174	1016	735	455	208	112
	1981-2010	170	371	664	913	1142	1205	1202	1036	803	473	211	112

1.3.2.4 Многолетние изменения суммарной УФ радиации в области спектра 300-380 нм

В работе (Незваль, Чубарова, 2017) были показаны многолетние изменения суммарной УФ радиации в области спектра 300-380 нм с 1968 по 2014 гг., проанализированы характер и тенденции изменений Q_{380} в зависимости от изменения основных геофизических факторов: облачности и аэрозольной оптической толщины атмосферы. В настоящей работе рассмотрены изменения прихода суммарной УФ радиации в области 300-380 нм за весь период измерений, включая 2019 г. относительно периода 1999-2018 г. с учетом уточнений выполненных на основании результатов градуировки в Давосе летом 2017 г. (Рис. 1.3.2.9 а, б). Как уже неоднократно отмечалось ранее, например, в работе (Незваль, Чубарова, 2017), характер многолетних изменений прихода Q_{380} за год и теплый период схожи, что объясняется тем, что вклад УФ радиации за теплый период (май-сентябрь) в годовую сумму в среднем за весь период наблюдений составляет 71%, изменяясь от 66 до 74%. Минимальный приход Q_{380} за все годы наблюдений с 1968 по 2019 гг. приходится на вторую половину 70-х и первую половину 80-х годов XX столетия. Для годовых сумм отрицательные аномалии достигали в 1978 и 1980 гг. соответственно -10 и -11%. по отношению к данным за 1999-2018 гг. Наибольшие отрицательные аномалии для мая-сентября (-13%) были отмечены в 1978, 1980, 1984 и 1987 гг.

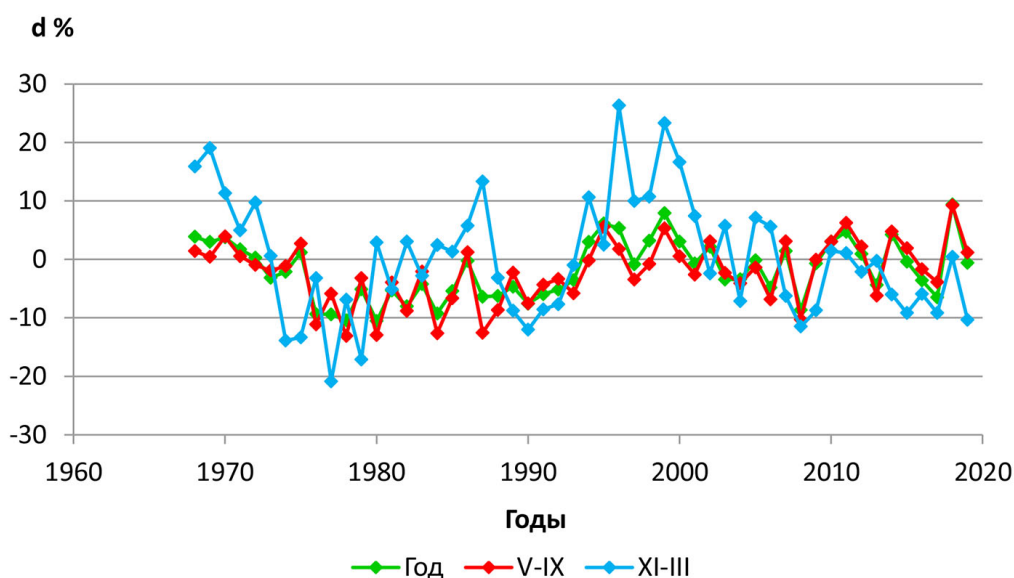


Рисунок 1.3.2.9. Многолетние изменения годовых сумм, сумм за теплый (V-IX) и холодный (XI-III) периоды года относительно средних значений 1999-2018 гг.

В последующие годы в целом отмечается тенденция к росту Q_{380} . Максимальные величины и за год, и за теплый период имели место в 2018 г. В этот год положительные аномалии составили 9% относительно средних за 1999-2018 гг. Лишь в 2008 г. имели место существенные отрицательные аномалии.

малии, составлявшие для года и теплого периода соответственно -9% и -10% относительно периода 1999-2018 гг.

За холодный период экстремальные отклонения Q_{380} от средних данных за 1999-2018 гг. значительно больше, чем для года или теплого периода. Наибольшие положительные аномалии относительно средних за 1999-2018 гг. имели место в 1996 г. (26%) и в 1999 г. (23%), наибольшие отрицательные аномалии в 1977 г. (-21%) и в 1979 г. (-17%).

За период с 1978 г. по 2019 гг. имеет место положительный линейный тренд, составивший за 10 лет 2.9% с коэффициентом детерминации $R^2=0.25$ для годовых сумм Q_{380} и 2.6% с $R^2=0.32$ для сумм за теплый период. За тот же период до коррекции данных на основании градуировки в Давосе тренд был несколько больше: 3.4% ($R^2=0.31$) для годовых сумм Q_{380} и 2.8% ($R^2=0.34$) для сумм за теплый период. Как показано в работе (Незваль, Чубарова, 2017), подобный характер многолетних изменений УФ радиации наблюдался и в Европе. По данным спутниковых измерений ламбертовской эквивалентной отражательной способности (LER) на длине волны 340 нм тренды в УФ-А области спектра за период 1979-2011 гг. составляют 1.4-1.9% за 10 лет (UNEP, 2014).

После уточнения данных измерений с учетом градуировки в Давосе по-прежнему отмечается тесная связь между характером изменения в приходе Q_{380} , полученной по измерениям за 1968-2014 гг. и по модели реконструкции (Чубарова, 2008). Коэффициент корреляции между годовыми суммами составляют 0.78, а между суммами за май-сентябрь 0.82, что совпадает с прежними данными, приведенными в работе (Незваль, Чубарова, 2017).

1.3.2.5 Особенности прихода суммарной УФ радиации в области спектра 300-380 нм в апреле и мае 2018 и 2019 гг.

Остановимся более подробно на особенностях прихода суммарной УФ радиации в области 300-380 нм во время проведения эксперимента в апреле-мае 2018 и 2019 гг.

Средние месячные величины за 1981-2010 гг. на 5% для апреля и на 2% для мая ниже соответствующих величин за 1999-2018 гг. Как уже было сказано выше, в апреле и мае 2018 г. преобладала солнечная погода. Положительные аномалии месячных сумм составили для апреля и мая соответственно 11% и 16% относительно периода 1999-2018 г. и 16% и 18% относительно климатической нормы 1981-2010 гг. Для 2019 г. в эти месяцы также наблюдались положительные аномалии относительно средних значений за выбранные периоды осреднения, но они оказались несколько меньше, особенно в мае (8% и 6% по сравнению со средними значениями для периода 1999-2018 гг. и 13% и 8% по сравнению с климатической нормой).

На Рис. 1.3.2.10 приведены суточные суммы Q_{380} с 1 апреля по 31 мая 2018 и 2019 гг., а также средние значения для рассматриваемых периодов и максимальные и минимальные суточные суммы за предшествующие годы наблюдений 1968-2017 гг. для каждого числа за апрель и май.

Как уже отмечалось выше, в апреле и мае 2018 и 2019 гг. не были зафиксированы абсолютные максимумы или минимумы суточных сумм Q_{380} в целом для месяца. Однако достаточно велико число случаев, когда имели место максимальные за весь период наблюдений суточные суммы Q_{380} для отдельных дат. В Табл. 1.3.2.6. представлены экстремальные за весь период наблюдений суммы Q_{380} для данного дня месяца, отмеченные в 2018 и 2019 гг., и их отклонения от максимальных или минимальных суточных сумм Q_{380} за весь предыдущий период наблюдений.

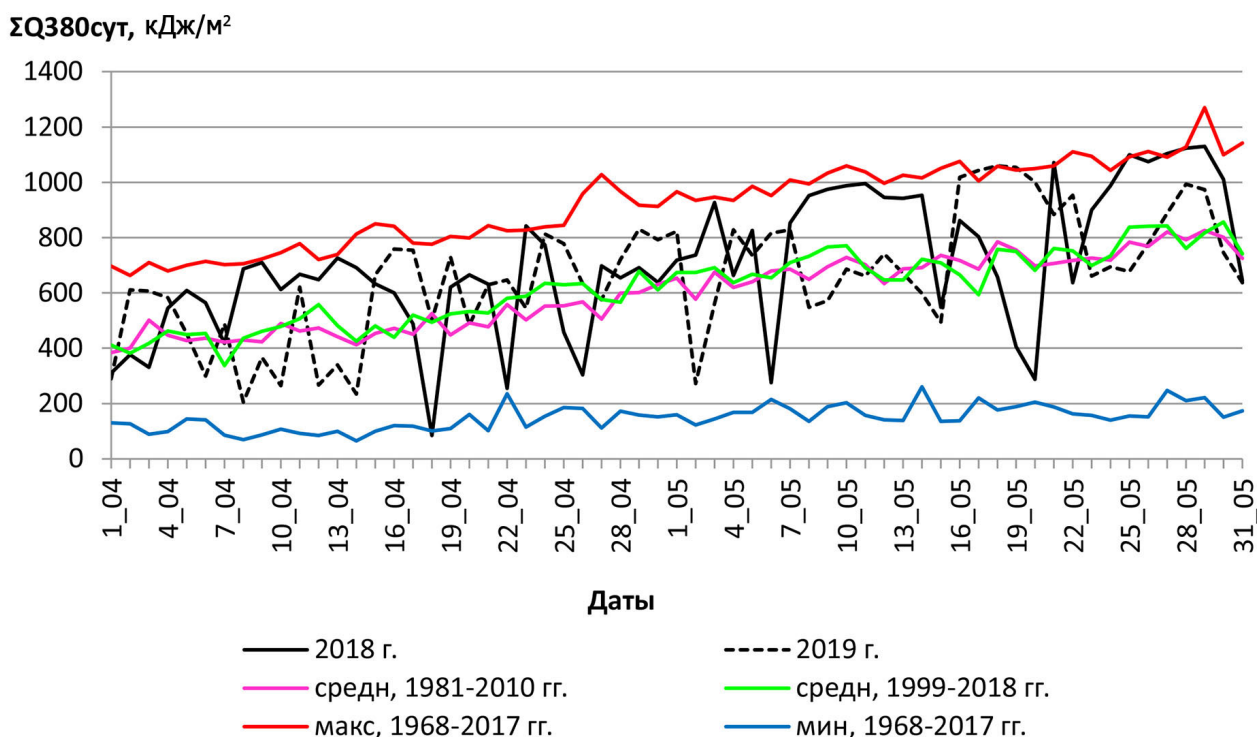


Рисунок 1.3.2.10. Суточные суммы суммарной УФ радиации Q_{380} за апрель и май 2018 и 2019 гг., средние значения суточных сумм за 1999-2018 гг. и 1981-2010 гг., максимальные и минимальные суточные суммы для каждого числа за период 1968-2017 гг.

Таблица 1.3.2.6. Экстремальные за весь период наблюдений суточные суммы Q380 за апрель-май 2018 и 2019 гг. и отклонения (d%) их значений от максимальных и минимальных $\sum Q380$ за данное число за период 1968-2017 гг., кДж/м²

2018 г.			
Максимальные $\sum Q380$			
Дата	Q380сут	d %	Год предыдущего экстремума
23.04	843	1.8	2004
21.05	1072	1.2	2014
25.05	1100	0.8	2011
27.05	1104	1.2	2000
Минимальные $\sum Q380$			
18.04	85	-20	1975
2019 г.			
Максимальные $\sum Q380$			
17.05	1044	3.6	2012
18.05	1060	0.2	1999
19.05	1054	0.9	2011

В апреле 2018 г., несмотря на высокую положительную аномалию Q380 в целом для месяца, только 23 апреля суточная сумма Q380 превысила максимальную величину для этого дня за все годы наблюдений. В мае 2018 г. таких дней, приходящихся на 3-ю декаду мая, было 3. В то же время в апреле и мае 2018 г. были отмечены дни, когда приход Q380 был очень низок: 18, 22, 26 апреля и 6 и 20 мая, но лишь 18 апреля был отмечен абсолютный минимум для этого числа за все годы наблюдений (85 кДж/м²). В 2019 г. экстремально высокие значения суточных сумм наблюдались для трех дней в середине мая (см. Табл. 1.3.2.6). Дни с экстремально низкими суточными суммами Q380 в апреле и мае 2019 г. отсутствуют, однако существенные понижения, достигающие 45-60% от средних значений за указанные периоды, отмечались 8, 14 апреля и 2 мая (см. Рис. 1.3.2.10).

Суточный ход часовых сумм Q380 за апрель и май 2018 и 2019 г. представлен на Рис. 1.3.2.11.

В среднем за апрель и май 2018 г. в дневные часы часовые суммы Q380 существенно выше средних величин за периоды 1999-2018 гг. и 1981-2010 гг. Околополуденные значения (11-12 и 12-13 ч) Q380 в мае 2018 г. выше на 18-22 % относительно средних за 20-летний период осреднения. В апреле 2019 г. значения часовых сумм Q380 близки соответствующим значениям за 2018 г., а в мае 2019 г. заметно ниже их.

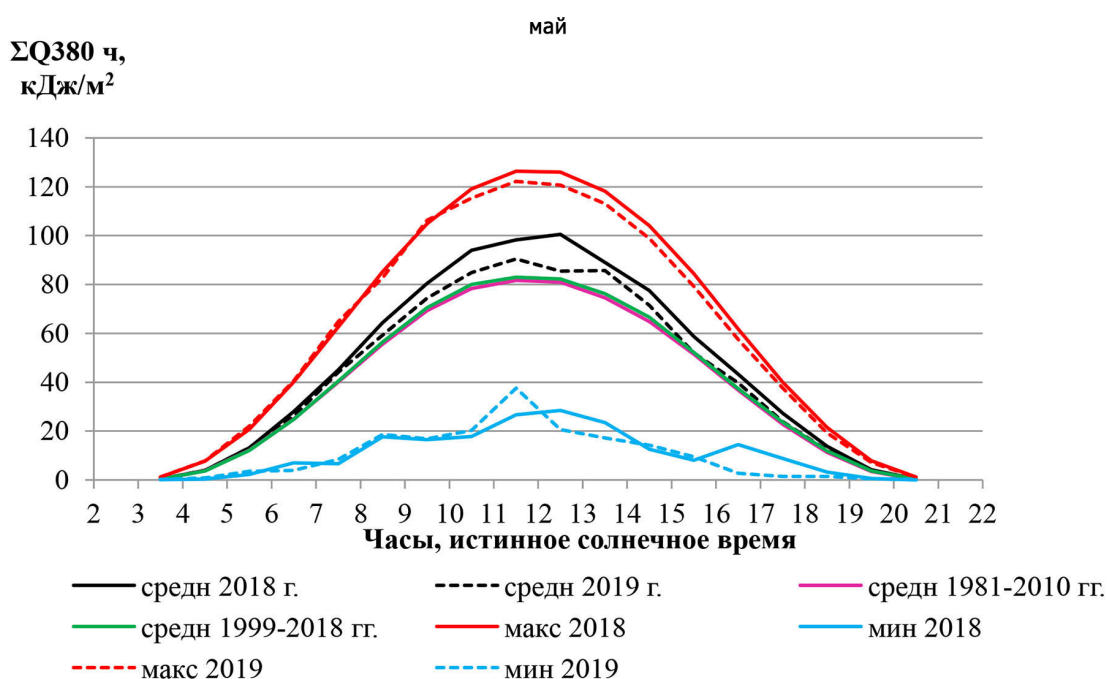
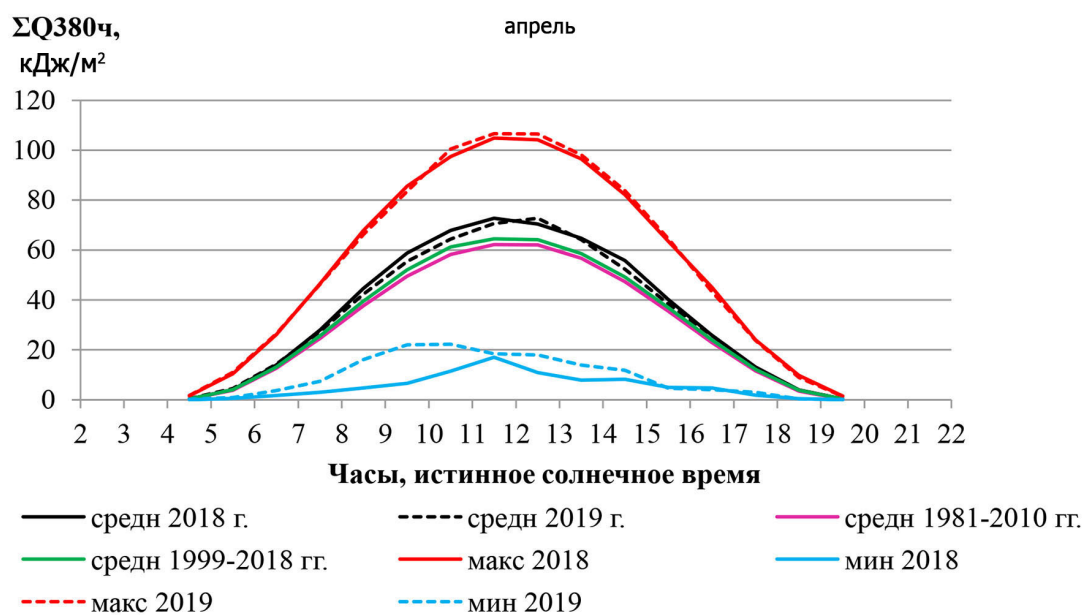


Рисунок 1.3.2.11. Суточный ход средних, максимальных и минимальных часовых сумм Q_{380} ($\Sigma Q_{380\text{ч}}$) за апрель и май 2018 и 2019 гг. и в среднем для периодов 1999-2018 гг. и 1981-2010 гг.

Таким образом, проведенный анализ данных УФ радиации 300-380 нм показал следующее:

В 2018 году годовая сумма Q_{380} составила 157.1 МДж/м^2 , что на 9% выше средней величины за 20-ти летний период 1999-2018 гг. и является самой высокой за весь период измерений с 1968 г. (на 1.3% выше предыдущего максимума в 1999 г.). Годовая сумма за 2019 г. 142.8 МДж/м^2 близка к средним значениям.

В 2018 г. с марта по октябрь, за исключением июля, отмечались существенные значимые положительные аномалии, а в августе ее величина достигла 22% относительно средней величине за период 1999-2018 гг. В 2019 г. значительные положительные аномалии отмечались в апреле-июне. В холодное время 2019 г.: наблюдались большие отрицательные аномалии, а в декабре ее величина составила -31% относительно периода 1999-2018 гг. (вторая месячная сумма после самой низкой за весь период измерений).

За все годы наблюдений минимальный приход годовых сумм Q380 и сумм Q380 за теплый период приходится на вторую половину 70-х и первую половину 80-х годов XX столетия. В отдельные годы отрицательные аномалии превышают 10%. В последующие годы имеет место тенденция к росту годовых сумм Q380 и сумм Q380 за теплый период. Максимальные положительные аномалии отмечены в 2018 г.: 9% для года и теплого периода относительно 20-летнего периода 1999-2018 г. За холодный период (ноябрь-март) наибольшие положительные аномалии Q380 относительно того же периода нормирования были отмечены в 1996 г. (26%) и в 1999 г. (23%), наибольшие отрицательные аномалии в 1977 г. (21%) и в 1979 г. (17%).

В период проведения эксперимента в апреле и мае 2018 и 2019 гг. месячные суммы были значительно выше средних величин за 20 лет (1999-2018 гг.) и климатической нормы (1981-2010 гг.), особенно в мае 2018 г.: на 16 и 18% по сравнению со средними значениями за рассматриваемые периоды. И в апреле, и в мае для отдельных чисел были отмечены абсолютные максимумы суточных сумм Q380 (23 апреля, 21, 25, 27 мая 2018 г. и 17-19 мая 2019 г.). Абсолютный минимум Q380 был отмечен только 18 апреля 2018 г.

1.3.3 Эритемная УФ радиация

Ультрафиолетовая радиация (УФР) оказывает влияние на многие процессы в биосфере: на здоровье человека, на наземные и водные экосистемы, биогеохимические циклы, на изменение качества и состава воздуха и др. (UNEP, 2014). При оценке воздействия УФ радиации используется понятие биологически активной УФР, которая рассчитывается в зависимости от объекта воздействия, и определяется спектрами биологического действия:

$$Q_{bio} = \int_{280}^{400} E_{\lambda} * Q_{\lambda} d\lambda$$

где λ - длина волны в нм, Q_{λ} - спектральная плотность потока, E_{λ} - спектр биологического действия

На Рис. 1.3.3.1 представлено несколько спектров биологического действия УФР. Одним из наиболее часто используемых является эритемный спектр действия (красная кривая), который ответственен за образование эритемы (первичное покраснение) на коже незагорелого человека. Из Рис. 1.3.3.1 следует, что наибольшей биологической эффективностью обладает излучение в УФ-В диапазоне спектра (длины волн 280-315 нм), в области сильного поглощения солнечного света озоном.

В связи с этим изменения общего содержания озона значительно влияют на приход эритемной УФР к поверхности Земли. Для удобства и с целью широкого оповещения населения об уровне УФР, опасным с точки зрения образования эритемы, используется понятие УФ-индекс (Vanisek et al., 2000), который определяется нормированием плотности потока эритемной УФР на 0.025.

Мониторинг суммарной биологически активной эритемной ультрафиолетовой радиации (Q_{er}) в МО МГУ осуществляется с 1999 г. широкополосными приборами типа UVB-1 YES и UV-S-E-T Kipp&Zonen.

1.3.3.1 Методические аспекты мониторинга в 2018 и 2019 гг.

Для обеспечения качественного мониторинга биологически активной ультрафиолетовой радиации необходимо проводить регулярные сравнения измерений приборов между собой и их калибровку по эталонным инструментам. Необходимость регулярных сравнений и калибровок обусловлена тем, что с течением времени чувствительность приборов может изменяться, в частности, за счет изменения спектральной кривой прибора.

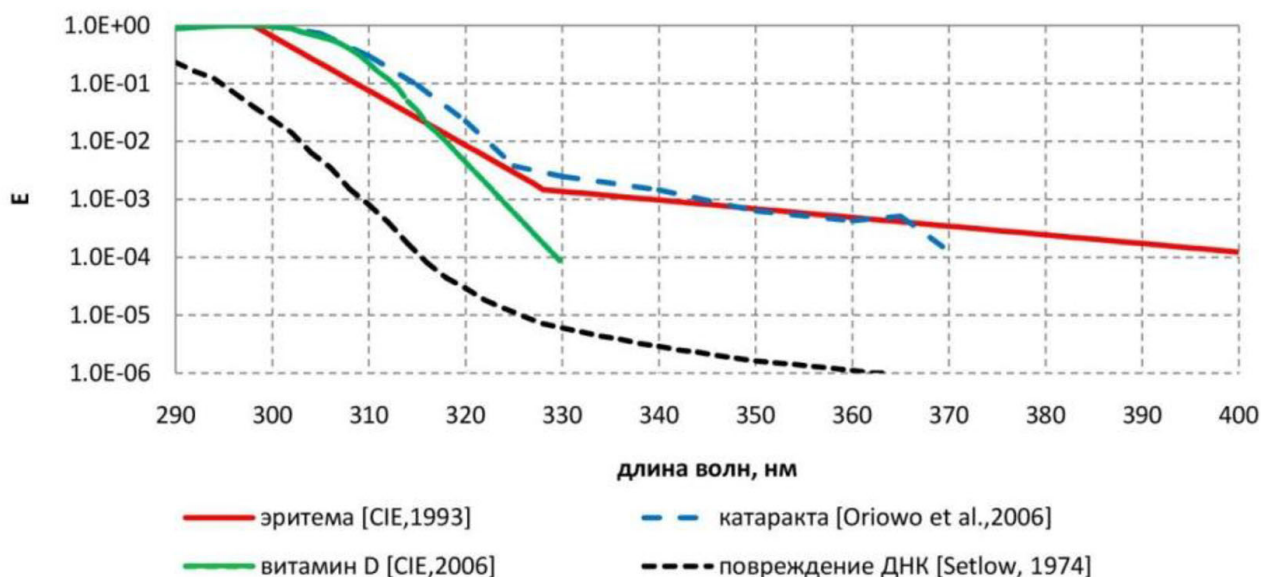


Рисунок 1.3.3.1. Биологические спектры действия УФР, связанные с влиянием УФР на здоровье человека

Сравнения измерений приборов, имеющихся в распоряжении в МО МГУ, между собой были проведены в мае 2018 года, июне-июле 2019 года. В настоящее время контрольным прибором является прибор UVS-E-T №120056 фирмы Kipp&Zonen, прошедший в июле 2017 года калибровку по спектрорадиометру в Давосе на базе Physikalisch Meteorologisches Observatorium Davos and World Radiation Center.

С января по октябрь 2018 года регистрирующим прибором является прибор UVS-E-T №120057. В ноябре - декабре 2018 года в качестве регистрирующих использовались последовательно приборы UVS-E-T №120057, UVS-E-T №120056, SUV-E UV №180014. Переводный множитель прибора UVS-E-T №120057 по результатам сравнений был увеличен на 12% (при высоте Солнца 30°, Рис. 1.3.3.2).

В 2019 году в качестве основного регистрирующего прибора использовался прибор UVB-1 YES №060904. Переводный множитель прибора UVB-1 YES №060904 также был скорректирован относительно показаний прибора UVS-E-T №120056, а именно увеличен на +10-13% по результатам сравнений параллельных измерений с контрольным прибором.

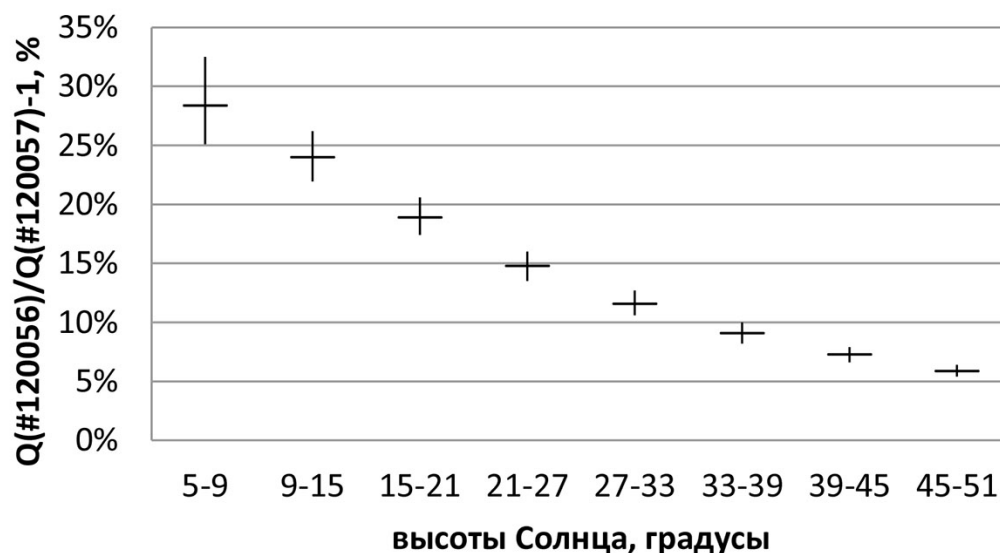


Рисунок 1.3.3.2. Отношения измерений приборов UVS-E-T №120056 и UVS-E-T №120057 в зависимости от высоты Солнца (квартили 25%(вертикальная линия), 50%(горизонтальная линия), 75%(вертикальная линия)) за период 4-12 мая 2018 года

1.3.3.2 Месячные, сезонные и годовые суммы суммарной эритемной УФ радиации

Годовая сумма $Q_{\text{гг}}$ в 2018 г. оказалась самой высокой за весь период наблюдений (с 1999 г.) и составила 496.5 кДж/м^2 , что на 14% больше среднего значения за период 1999-2018 гг. В 2019 году годовая сумма $Q_{\text{гг}}$ составила 458.4 кДж/м^2 , что выше нормы на 5% (Табл. 1.3.3.2, Рис. 1.3.3.3). Такие положительные отклонения годовых сумм $Q_{\text{гг}}$ от средних многолетних значений в указанные годы обусловлены положительными отклонениями $Q_{\text{гг}}$ от средних многолетних значений в теплый период года (Рис. 1.3.3.3).

Отклонения средних суточных сумм $Q_{\text{гг}}$ от средних многолетних значений для каждого месяца года показаны на Рис. 1.3.3.4. В 2018 году максимальные положительные отклонения $Q_{\text{гг}}$ от средних многолетних значений наблюдались в мае (+26%) и в августе (+30%). В мае 2018 года общее содержание озона (СО) было ниже среднего значения (1999-2018 гг.) на 3% (Рис. 1.3.3.5), что привело к росту $Q_{\text{гг}}$ на 4% (Рис.1.3.3.6). Наблюдаемое значительное превышение $Q_{\text{гг}}$ от средних многолетних значений в этот месяц, главным образом, объясняется преобладанием малооблачных условий. Август 2018 года охарактеризовался чрезвычайно ясными условиями: продолжительность солнечного сияния в этот месяц была максимальной за весь период наблюдений (см. раздел 1.1.2). Годовой минимум отклонений $Q_{\text{гг}}$ от средних многолетних значений в 2018 году наблюдался в январе (-21%), и был связан с пасмурными условиями. В 2019 году наибольшие положительные отклонения $Q_{\text{гг}}$ от средних многолетних значений наблюдались в период с апреля по июнь: +18% – в апреле, +16% – в мае, +19% – в июне (Табл. 1.3.3.2). Фак-

торами, ответственными за такие изменения $Q_{\text{ср}}$ в апреле и июне 2019 года, являются меньшие относительно средних значения ОСО (Рис. 1.3.3.5) и ясные условия погоды (см. раздел 1.1.2). В мае 2019 года также как в смежные месяцы, ОСО было меньше среднего, что привело к росту $Q_{\text{ср}}$ на 4%. Наряду с этим балл общей и нижней облачности в мае 2019 года был близок к средним значениям, однако облачность была оптически тонкой (во все дни месяца наблюдался диск Солнца), что послужило причиной высоких среднемесячных сумм $Q_{\text{ср}}$.

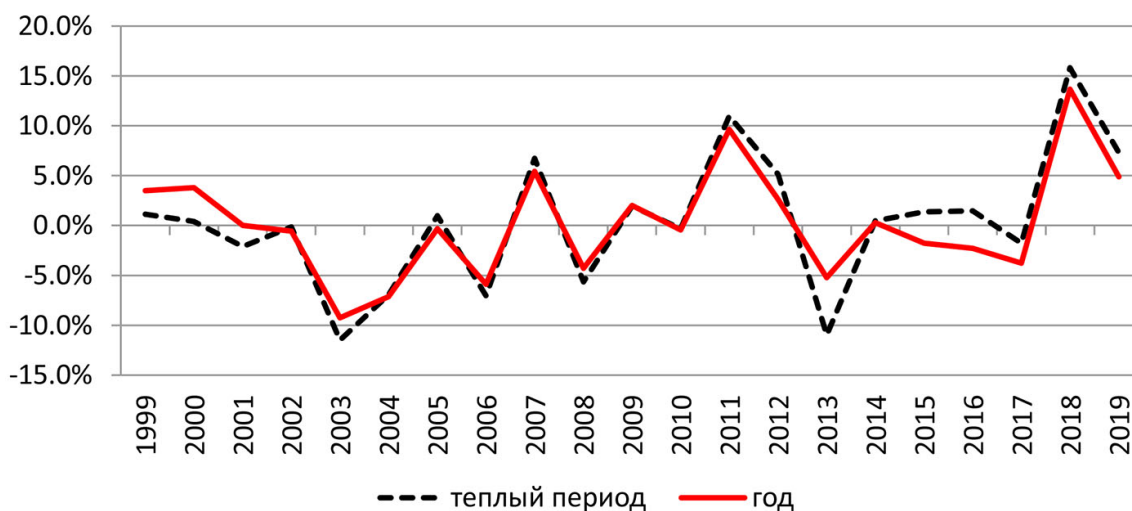


Рисунок 1.3.3.3. Многолетние изменения годовых сумм $Q_{\text{ср}}$, сумм $Q_{\text{ср}}$ за теплый (май-сентябрь) период года относительно средних значений 1999-2018 гг.

Отличительными особенностями 2018 и 2019 гг. являются положительные отклонения $Q_{\text{ср}}$ от средних многолетних значений в теплый период года, особенно велики отклонения $Q_{\text{ср}}$ были весной, летом и осенью 2018 года, +17%, +13%, +15%, соответственно (Табл. 1.3.3.1).

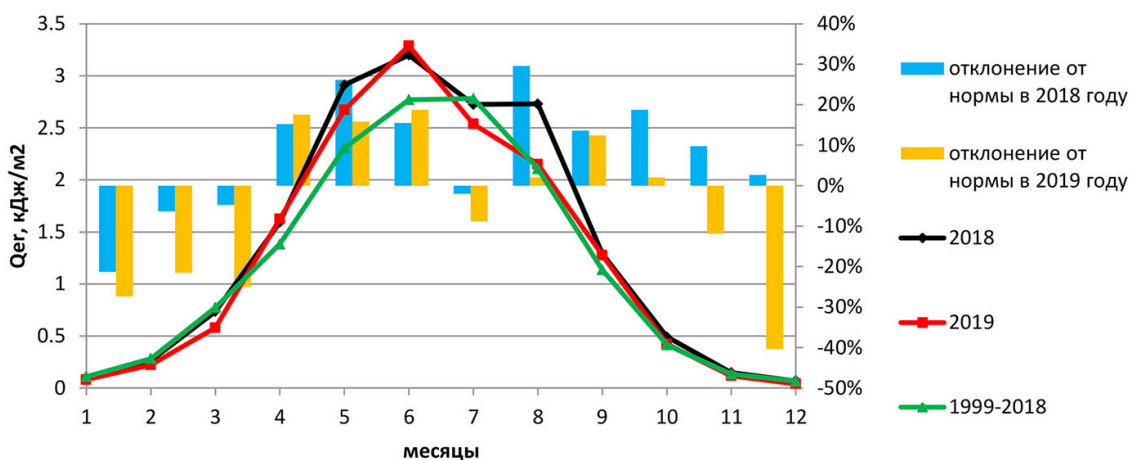


Рисунок 1.3.3.4. Годовой ход средних за месяц суточных сумм $Q_{\text{ср}}$ в 2018, 2019 гг., среднемноголетних значений за период 1999-2018 гг. (левая ось) и относительные изменения $Q_{\text{ср}}$ в 2018 и 2019 гг. по сравнению со средними значениями (правая ось)

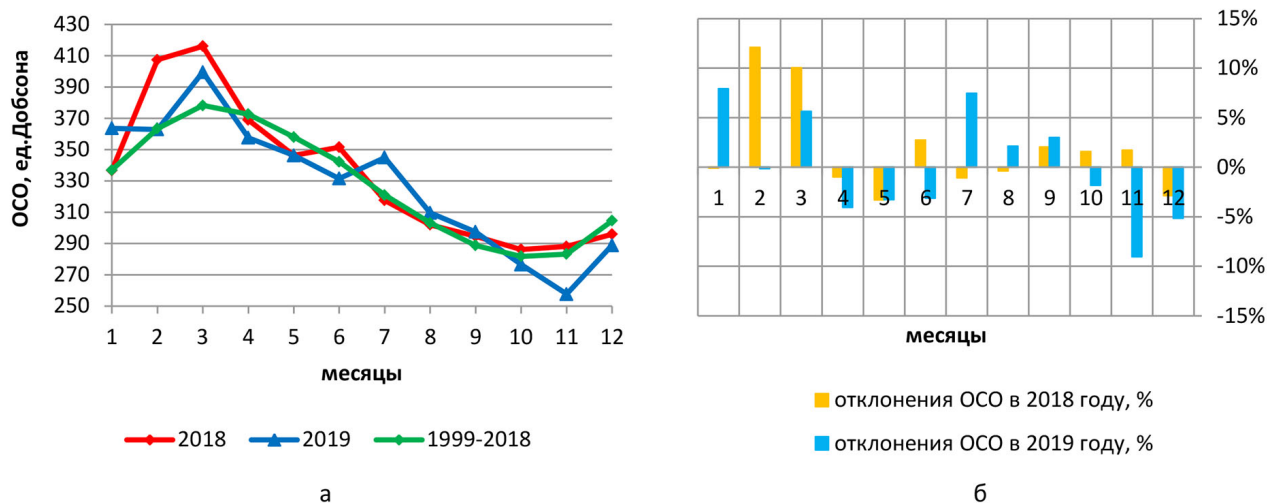


Рисунок 1.3.3.5. Среднемесячные значения общего содержания озона (ОСО), единицы Добсона в 2018 г., 2019 г., за период 1999-2018 гг. (а), Отклонения ОСО от средних многолетних значений (1999-2018 гг.) в 2018 и 2019 гг. (б)

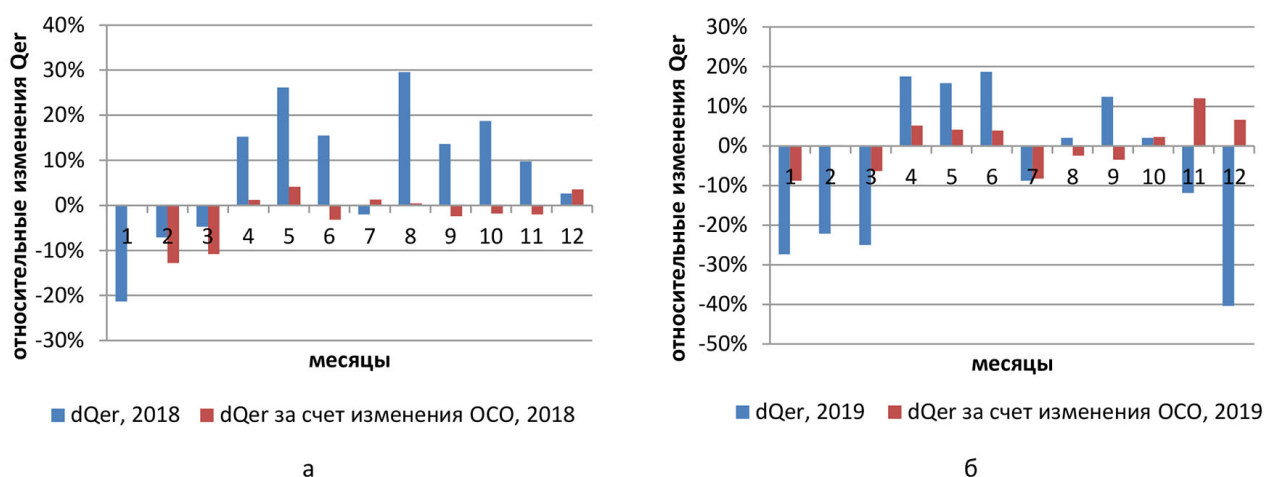


Рисунок 1.3.3.6. Относительные изменения месячных сумм Q_{er} и за счет поглощения Q_{er} озоном в 2018 году (а), в 2019 году (б)

Таблица 1.3.3.1. Сезонные суммы Q_{er} , кДж/м² в 2018, 2019 гг., и за период 1999-2018 гг., стандартное отклонение сезонных сумм Q_{er} , кДж/м² за период 1999-2018 гг. (σ), относительные отклонения сезонных сумм Q_{er} в 2018 и 2019 гг. относительно периода 1999-2018 гг., %

Период	Характеристики	Зима	Весна	Лето	Осень
2018 г.	Среднее	4.8	160.8	265.1	58.3
2019 г.	Среднее	3.7	149.5	244.0	54.9
1999-2018 гг.	Среднее	5.5	136.9	234.6	50.9
	σ	0.9	11.8	17.0	5.7
	d % 2018 г.	-12%	17%	13%	15%
	d % 2019 г.	-32%	9%	4%	8%

Таблица 1.3.3.2. Месячные и годовые суммы эритемной УФ радиации (Q_{er}), кДж/м²

	Период (годы)	январь	февраль	март	апрель	май	июнь	июль	август	сентябрь	октябрь	ноябрь	декабрь	год
		янв	фев	март	апр	май	июнь	июль	август	сен	окт	ноя	дек	год
Среднее	2018	2.7	7.4	22.8	47.8	90.2	96.0	84.5	84.6	38.7	15.2	4.4	2.1	496.5
	2019	2.5	6.2	18.0	48.7	82.8	98.7	78.7	66.6	38.3	13.1	3.5	1.2	458.4
	1999-2018	3.4	8.0	24.0	41.4	71.5	83.1	86.2	65.3	34.1	12.8	4.0	2.1	437.0
Отклонение от нормы (1999-2018)	2018	-0.7	-0.6	-1.1	6.3	18.7	12.9	-1.8	19.3	4.6	2.4	0.4	0.1	59.6
	2019	-0.9	-1.8	-6.0	7.3	11.3	15.6	-7.6	1.3	4.2	0.3	-0.5	-0.8	21.4
Отклонение от нормы (1999-2018), %	2018	-21%	-7%	-5%	15%	26%	16%	-2%	30%	14%	19%	10%	3%	14%
	2019	-27%	-22%	-25%	18%	16%	19%	-9%	2%	12%	2%	-12%	-40%	5%
Максимум	1999-2017	4.8	10.6	30.2	49.1	84.0	100.0	102.5	77.4	38.0	15.5	6.2	3.6	479.1
	Год	2010	2007	2000	2011	2000	1999	2010	2017	2009	1999	1999	2002	2011
Минимум	1999-2017	2.5	6.5	19.9	35.0	60.4	56.7	67.5	51.4	18.8	9.6	3.1	1.6	396.6
	Год	2015	2014	2008	2015	2001	2003	2013	2010	2013	2016	2003	2011	2003

Сезонный ход максимальных значений УФ индексов в 2018, 2019 гг. и за весь период наблюдений представлен на Рис. 1.3.3.7. Абсолютный максимум УФ индекса, равный 7, был зарегистрирован в околополуденное время 29.05.2018. В 2019 году макс. значение УФ-индекса достигло 4.5 (3.09.2019).

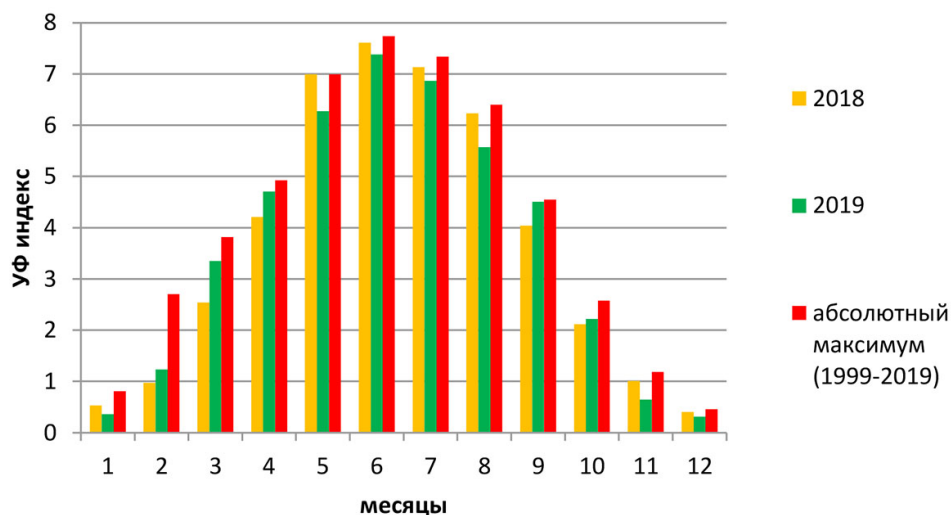


Рисунок 1.3.3.7. Абсолютные максимумы УФ индексов в 2018, 2019 гг. и за период 1999-2019 гг.

1.3.3.3 Суточные суммы суммарной эритемной УФ радиации

Статистические оценки суточных сумм эритемной УФ радиации представлены в Табл. 1.3.3.3. Максимум суточной суммы Q_{er} в 2018 и 2019 гг., как и в среднем за многолетний период, приходится на июнь. Отличительной особенностью июня 2019 года является высокая изменчивость суточных сумм Q_{er} , что проявилось в их большем значении стандартного отклонения в этом месяце. В то же время наименьшие значения коэффициента вариации суточных сумм Q_{er} обычно приходятся на летний период и возрастают в холодный за счет большей повторяемости разных по своим условиям типов погоды: случаев ясного неба и условий с оптически плотной облачностью на фоне низких абсолютных значений Q_{er} за счет малых высот Солнца. В 2018 году максимальные коэффициенты вариации суточных сумм Q_{er} наблюдались в октябре-ноябре, в 2019 году – в ноябре-декабре, феврале-марте. Минимальные суточные суммы Q_{er} были близки к абсолютным минимумам за период наблюдений в апреле и декабре 2018 года. Отметим, что средние многолетние значения 75% квартиля суточных сумм Q_{er} были превышены в апреле, мае, июне 2019 года. В июле 2019 года, напротив, значения 75% квартиля суточных сумм Q_{er} не достигли средних многолетних значений. Абсолютный максимум суточной суммы Q_{er} за весь период наблюдений был достигнут в июне 2019 года. Близкие значения к абсолютным максимумам (отклонения от абсолютных максимумов менее 5 %) отмечались в мае 2018 и 2019 гг.

Таблица 1.3.3.3. Статистические оценки суточных сумм эритемной УФ радиации, Дж/м²

	Период (годы)	январь	февраль	март	апрель	май	июнь	июль	август	сентябрь	октябрь	ноябрь	декабрь
		январь	февраль	март	апрель	май	июнь	июль	август	сентябрь	октябрь	ноябрь	декабрь
Среднее	2018	77.2	237.1	657.5	1421.6	2607.9	2857.0	2433.2	2437.7	1151.6	439.0	156.4	18.5
	2019	79.8	222.6	580.0	1623.7	2684.8	3289.0	2537.2	2149.8	1276.0	422.6	117.9	40.1
	1999-2018	109.0	282.1	769.9	1372.5	2289.2	2774.6	2765.4	2092.1	1123.2	408.2	133.3	64.1
Стандартное отклонение	2018	36.1	100.9	264.2	478.0	807.3	753.0	715.9	597.9	490.8	234.6	99.2	18.5
	2019	27.2	140.5	340.5	654.7	760.4	1178.8	775.1	711.9	615.2	198.3	60.0	40.1
Коэффициент вариации, %	1999-2018	54.2	152.1	373.6	574.8	835.5	880.2	787.6	750.2	496.9	248.8	83.3	32.9
	2018	47%	43%	40%	34%	31%	26%	29%	25%	43%	53%	63%	38%
	2019	34%	63%	59%	40%	28%	36%	31%	33%	48%	47%	51%	58%
Минимум	1999-2018	50%	54%	49%	42%	36%	32%	28%	36%	44%	61%	62%	51%
	2018	24.2	61.1	266.5	196.9	774.6	1143.7	1127.0	1283.6	282.3	81.1	43.5	5.7
	2019	31.1	56.6	156.5	438.9	719.6	533.5	1111.9	574.2	396.5	121.7	41.9	13.5
Квартиль 25%	1999-2018	17.8	37.4	97.3	194.2	337.8	458.5	522.4	211.5	135.2	35.2	24.7	5.7
	2018	54.2	153.0	434.6	1222.2	2126.1	2378.8	1991.8	2065.1	783.7	246.1	82.8	13.6
	2019	64.3	105.3	309.2	1079.6	2265.5	2775.6	1849.4	1819.7	798.3	288.7	76.0	21.6
Квартиль 50%	1999-2018	67.9	165.2	465.5	956.2	1708.1	2161.3	2275.9	1537.5	742.6	209.9	68.9	39.1
	2018	72.0	227.3	642.0	1545.0	2803.0	2991.6	2392.6	2427.4	1280.3	476.4	115.3	17.9
	2019	75.7	155.6	528.5	1738.6	2614.3	3607.2	2628.9	2320.3	1139.0	367.0	98.0	34.5
Квартиль 75%	1999-2018	99.0	249.1	716.3	1391.6	2344.0	2890.9	2841.4	2159.7	1140.5	356.7	111.8	57.5
	2018	95.7	321.2	828.3	1760.5	3017.7	3393.3	2933.3	2767.2	1571.2	597.2	217.2	22.6
	2019	93.0	342.3	760.3	2082.8	3351.0	4080.7	3058.9	2581.7	1871.3	522.4	159.1	55.0
Максимум	1999-2018	139.2	367.5	1016.2	1783.7	2924.2	3405.8	3325.6	2685.7	1483.8	559.5	178.7	84.7
	2018	179.3	395.3	1217.3	2045.1	3972.3	4149.6	3740.7	3411.3	1814.7	905.5	416.6	36.0
	2019	144.8	538.6	1729.3	2729.7	3914.0	4853.2	4002.8	3292.6	2343.7	1100.3	250.9	112.9
1999-2018	321.1	956.2	2010.7	2846.4	4099.5	4674.5	4741.1	3910.3	2478.8	1191.3	513.0	176.2	

1.3.3.4 Особенности прихода суммарной эритемной УФ радиации в апреле и мае 2018 - 2019 гг.

В апреле-мае 2018-2019 гг. наблюдались положительные отклонения средних суточных сумм $Q_{\text{ср}}$ от средних многолетних значений (Табл. 1.3.3.2). За счет особенностей циркуляционных условий (см. раздел 1.1) в первой половине апреля 2018 года суточные суммы $Q_{\text{ср}}$ были выше, чем в 2019 г., а во вторую - наоборот, ниже (Рис. 1.3.3.8а). В мае 2018 года практически в течение всего месяца отмечались более высокие значения $Q_{\text{ср}}$: значения, близкие к абсолютным максимумам, были зафиксированы в периоды 7-14 мая и 25-29 мая. Первая половина мая 2019 года, наоборот, за счет активной циклонической деятельности и формирования мощной облачности в период 6-14 мая характеризовалась низкими суточными суммами $Q_{\text{ср}}$, близкими к абсолютным минимумам (Рис. 1.3.3.8б). Абсолютные максимумы суточных сумм $Q_{\text{ср}}$ были зарегистрированы 13-14 апреля 2018 г., 16-17 апреля 2019 г., 24 апреля 2019 г., 29 мая 2018 г., 16-18 мая 2019 г. и 22 мая 2019 г.

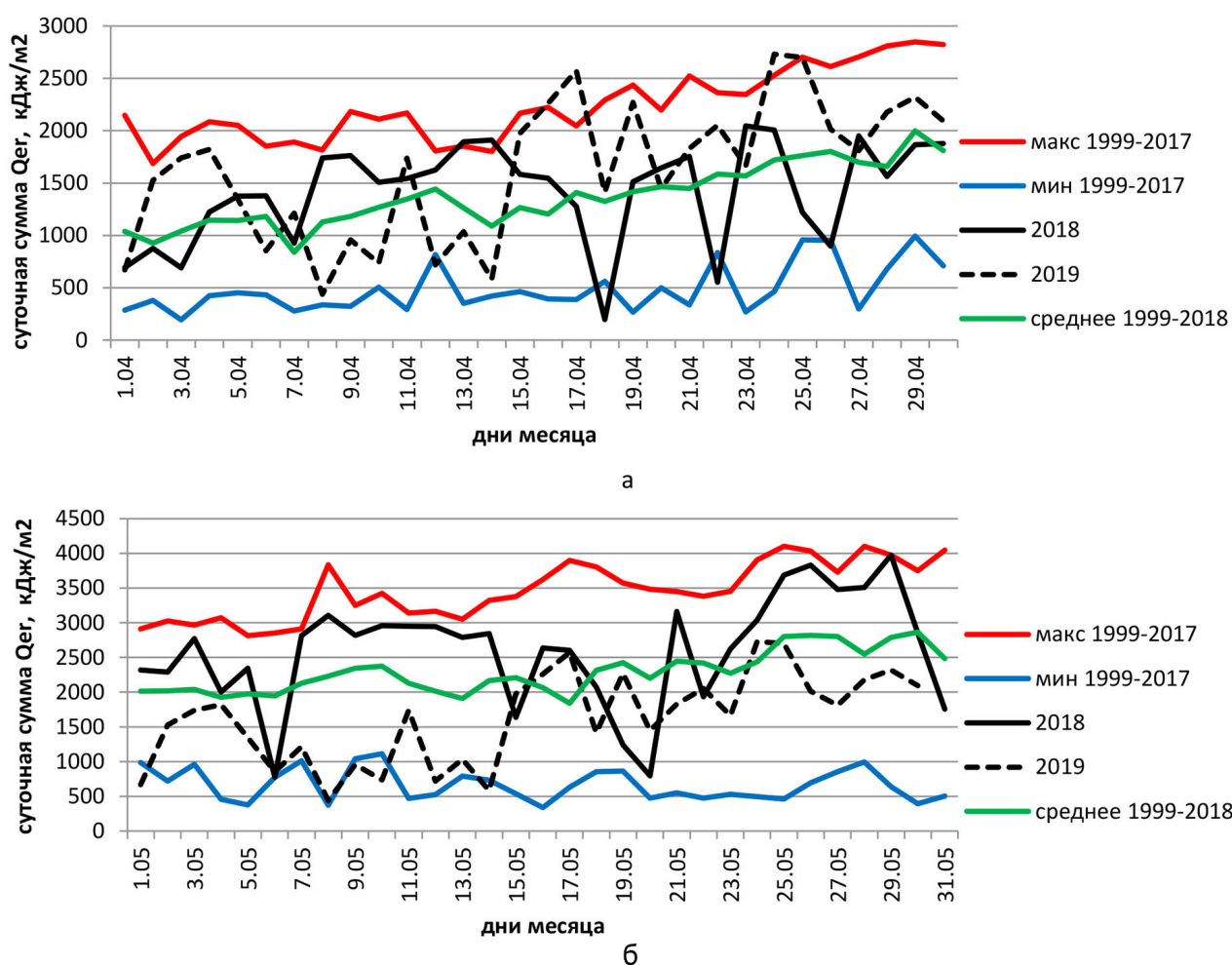


Рисунок 1.3.3.8. Суточные суммы $Q_{\text{ср}}$ в апреле (а) и мае (б) 2018 и 2019 гг., средние значения суточных сумм $Q_{\text{ср}}$ за 1999-2018 гг., максимальные и минимальные для каждого числа суточные суммы $Q_{\text{ср}}$ за период 1999-2017 гг.

Влияние УФР на здоровье населения является как отрицательным, связанным с образованием эритемы, так и положительным, способствующим образованию витамина D под действием УФ-В излучения. Согласно методике, описанной в (Chubarova, Zhdanova 2013), на основании данных измерений Q_{er} , информации о типе кожи человека и доли открытости кожи человека были оценены УФ ресурсы в апреле-мае 2018-2019 гг. УФ-ресурсы определяют УФ-недостаточность, УФ-оптимум и УФ-избыточность, поступающих к поверхности земли доз эритемной радиации. Условия УФ-недостаточности характеризуют условия, при которых витамин D в коже человека под воздействием солнечного излучения не производится; условия УФ-оптимума характеризуют условия, при которых витамин D под воздействием солнечного света образуется, но не возникает негативного действия УФ излучения в виде образования эритемы; при условиях УФ-избыточности дозы УФ-радиации велики и происходит образование эритемы (Chubarova, Zhdanova 2013).

Для человека со вторым типом кожи (Fitzpatrick, 1988), наиболее распространенным на европейской территории России, пороговым значением для образования эритемы служит часовая сумма $Q_{\text{er}} 250 \text{ Дж/м}^2$. Это пороговое значение Q_{er} называется минимальной эритемной дозой (МЭД). Для человека с IV типом кожи МЭД составляет 450 Дж/м^2 . Для образования витамина D под действием УФ излучения необходимы дозы Q_{er} меньшие, чем МЭД.

Известно, что при облучении МЭД (MED) всего тела, человек получает $W=10000-25000 \text{ МЕ}$ витамина D (МЕ – международные единицы). Уровень витамина D, необходимый для человека, составляет по последним рекомендациям 1000 МЕ (СІЕ, 2014). Следовательно, минимальная доза Q_{er} для образования определяется: $P_{\text{vitD}} = \text{MED}(1000/W)/s$, где s - доля открытости кожи человека, от 0 до 1. Доля открытости кожи человека определялась в зависимости от эффективной температуры воздуха (Chubarova, Zhdanova, 2013).

Количество дней с определенными категориями УФ ресурсов для II и IV типов кожи в апреле-мае 2018-2019 гг. представлены в Табл. 1.3.3.4. В околополуденное время в апреле 2018 и 2019 гг. всего 5 дней наблюдались условия с недостаточной суммой Q_{er} для образования витамина D для человека со II типом кожи. Количество дней, когда околополуденная доза Q_{er} превысила значение МЭД для II типа кожи, в апреле 2018 года – 16, 2019 года – 17. В мае, в связи с ростом высоты Солнца, количество дней, когда околополуденная доза Q_{er} превышает значение МЭД для II типа кожи, увеличивается, в 2018 году – 28 дней и в 2019 году – 27 дней. В мае околополуденная доза Q_{er} превышает значение МЭД для IV типа кожи – 16 дней в 2018 году и 11 дней в 2019 году. Только несколько дней в мае 2018-2019 гг. околополуденная сумма Q_{er} была меньше порогового значения для образования витамина D (Рис. 1.3.3.9).

Таблица 1.3.3.4. Количество дней в апреле-мае 2018-2019 гг. с определенными категориями УФ ресурсов

II тип кожи/ IV тип кожи	апрель 2018г.	май 2018г.
УФ недостаточность	5/18	1/2
УФ оптимум	9/12	2/13
УФ избыточность	16/0	28/16
II тип кожи/ IV тип кожи	апрель 2019г.	май 2019г.
УФ недостаточность	5/15	2/4
УФ оптимум	8/15	2/15
УФ избыточность	17/0	27/11

Таким образом, выявлено, что в 2018 г. годовая сумма $Q_{ег}$ оказалась самой высокой за весь период наблюдений (с 1999 г.) и составила 496.5 кДж/м^2 , что на 14% выше среднего значения за период 1999-2018 гг. В 2018 году максимальные положительные отклонения $Q_{ег}$ от средних многолетних значений наблюдались в мае (+26%) и в августе (+30%).

В 2019 году $Q_{ег}$ также была высокой и превосходила норму (1999-2018 гг.) на 5%. Наибольшие положительные отклонения $Q_{ег}$ от средних многолетних значений наблюдались в период с апреля по июнь: +18% – в апреле, +16% – в мае, +19% – в июне.

В 2018 году в мае был зарегистрирован абсолютный максимум УФ индексов, который был равен 7 (29.05.2018). В 2019 году рекордное значение УФ индекса (4.5) наблюдалось в сентябре (3.09.2019).

В период проведения эксперимента в апреле и мае 2018 и 2019 гг. месячные суммы $Q_{ег}$ были значительно выше средних величин за последние 20 лет (1999-2018 гг.). Особенно высокими значения $Q_{ег}$ наблюдались в мае 2018 г., когда превышение относительно среднего многолетнего значения составило +26%.

В апреле 2018-2019 гг. преобладали условия УФ избыточности для II типа кожи, в среднем за многолетний период в апреле большую повторяемость имеют условия УФ оптимума (Zhdanova et al., 2014). Для IV типа кожи в апреле 2018 года преобладали условия УФ недостаточности, а в апреле 2019 года половина месяца характеризовалась условиями УФ недостаточности и половина месяца - условиями УФ оптимума. В мае 2018 года для II и IV типов кожи преобладали условия УФ избыточности. В мае 2019 года также преобладали условия УФ избыточности для II типа кожи, в то же время для IV типа кожи преимущественно наблюдались условия УФ оптимума.

1.4 Химический состав осадков

1.4.1 Общая характеристика химического состава атмосферных осадков в 2018 и 2019 гг.

В МО МГУ измерения химического состава атмосферных осадков основаны на отборе единичных проб влажных выпадений в круглосуточном режиме. Анализ кислотности осадков проводится с 1980 г., а полный анализ ионного состава – с 1982 г. Ежегодное число проанализированных проб дождя и снега составляет 100-150, что составляет 98-99% от всех выпадающих в году осадков.

В каждой пробе определяются концентрации анионов: сульфатов (SO_4^{2-}), гидрокарбонатов (HCO_3^-), хлоридов (Cl^-), нитратов (NO_3^-) и катионов: кальция (Ca^{2+}), магния (Mg^{2+}), натрия (Na^+), калия (K^+) и аммония (NH_4^+). Кислотность проб определяют по показателю pH. Определяется также удельная электропроводность (УЭП), по величине которой можно сразу оценить общую загрязненность пробы. Показатель pH измеряется сразу после подготовки пробы и одновременно оценивается и содержание HCO_3^- . Это связано с быстрым изменением этих характеристик во времени при хранении пробы. Значение pH и концентрацию HCO_3^- (титрованием с соляной кислотой) определяли на иономере «Эксперт-001» («Эконикс», РФ). Концентрации остальных катионов и анионов определяли методом ионной хроматографии на приборе ДжетХром (Портлаб, РФ).

В среднем годовой ход кислотности осадков в Москве (Рис. 1.4.1) характеризуется более низкими значениями pH в теплый период с апреля по октябрь (средневзвешенное значение 4.78 ± 0.04 pH), при значении $\text{pH} < 5.0$ осадки являются кислотными. В холодные месяцы значения pH ближе к нейтральным величинам (5.52 ± 0.04 pH), то есть пробы снежных осадков в среднем не закислены.

В 2018 и 2019 гг. годовой ход pH осадков по виду почти одинаковый и соответствует среднему многолетнему ходу. Только заметим, что в последние 2 года в ноябре и декабре совсем не было кислотных осадков, и средние значения менялись от 6.2 до 6.7 pH в отличие от многолетних значений 5.7 и 5.8 в ноябре и декабре соответственно. Поэтому вид кривых 2018 и 2019 гг. в отличие от многолетнего годового хода менее симметричен. Зато довольно много кислотных осадков получено в марте и апреле 2018 г., что привело к уменьшению средних pH за эти месяцы, ниже отметки 5.0 pH, в отличие от многолетних данных.

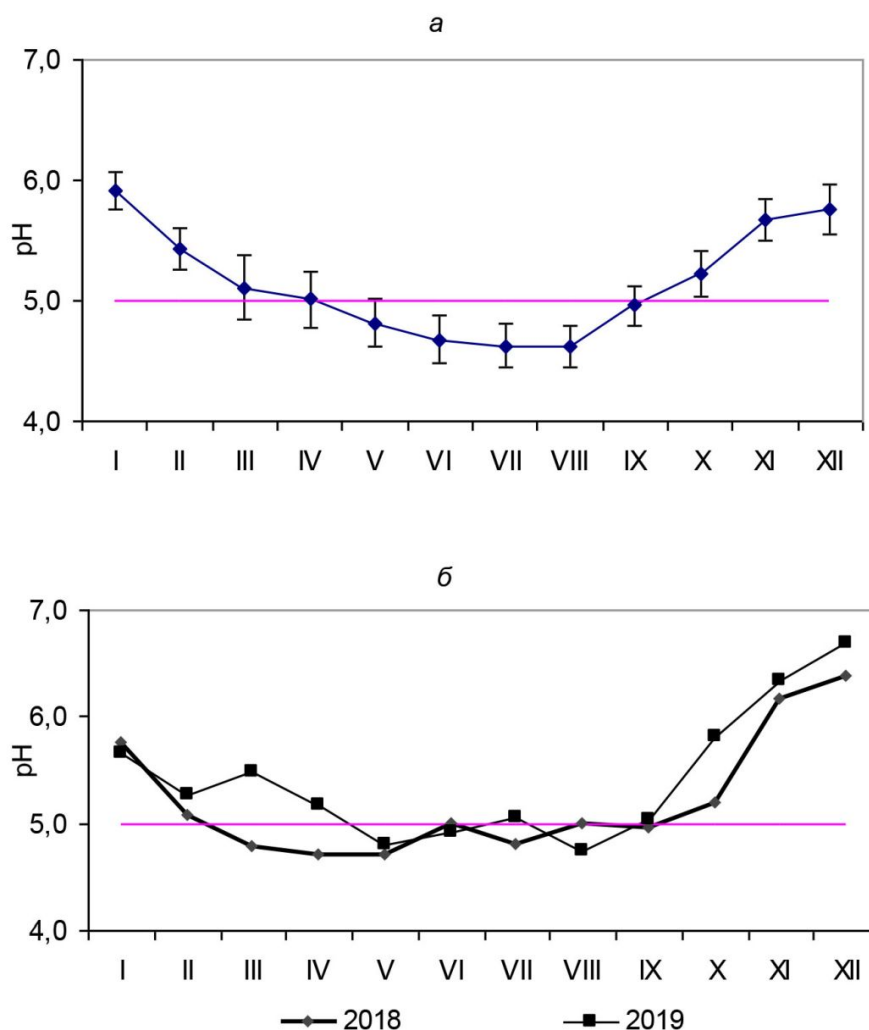


Рисунок 1.4.1. Годовой ход значений кислотности осадков: а – многолетний (1982-2017 гг.) и б – 2018 и 2019 гг.

Интегральным показателем загрязненности атмосферных осадков является суммарная концентрация всех ионов, или минерализация осадков. В Табл. 1.4.1 представлены средневзвешенные годовые и сезонные значения минерализации и концентрации всех определяемых ионов в 2018 и 2019 гг. и многолетние данные за период с 1982 по 2017 гг.

При среднем многолетнем годовом значении минерализации 17.1 мг/л наблюдаются значительные изменения в отдельные годы: от 11.8 мг/л в 2001 г. до 27.0 мг/л в 1991 г. Абсолютный минимум минерализации за весь период наблюдался для пробы дождя 31 мая 2001 г. (1.2 мг/л, количество осадков 28.7 мм) в условиях интенсивного периода выпадения осадков в течение предшествующих двух недель, причем отмечалось усиление их интенсивности накануне, когда за двое суток выпало 83 мм осадков. Абсолютный максимум минерализации наблюдался 6-7 апреля 1991 г. (363.5 мг/л). Отметим, что здесь, наоборот, количество осадков было почти минимальным (1 мм), и накануне неделю осадки не выпадали. Таким образом, видно, что в очищении атмосферы от примесей выпадение осадков играет существенную роль.

Таблица 1.4.1. Средние значения концентраций ионов в осадках в 2018 и 2019 гг. по сравнению с многолетними данными (1982-2017 гг.)

Концентрация ионов, мг/л											
Сезон	pH	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	NO_3^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	NH_4^+	Сумма ионов
2018 г.											
Год	4.98	0.9	1.5	6.1	1.65	2.9	0.13	0.77	0.19	0.93	15.1
Тепл. (IV-X)	4.86	0.4	1.3	6.4	1.51	3.0	0.14	0.38	0.19	0.99	14.3
Хол. (I-III. XI-XII)	5.27	1.7	1.8	5.7	1.87	2.8	0.09	1.41	0.18	0.83	16.4
2019 г.											
Год	5.10	1.9	1.8	7.8	2.4	3.9	0.14	0.91	0.33	1.42	20.6
Тепл. (IV-X)	4.95	1.6	1.6	7.8	2.53	3.8	0.16	0.43	0.38	1.46	19.9
Хол. (I-III. XI-XII)	5.60	2.5	2.2	7.8	2.18	3.9	0.12	1.73	0.24	1.36	22.0
Многолетние данные (1982-2017 гг.)											
Год	4.90	2.7	4.3	3.6	1.77	3.1	0.17	0.39	0.17	0.92	17.1
Тепл. (IV-X)	4.78	1.9	4.3	3.8	1.69	2.9	0.17	0.22	0.18	1.04	16.2
Хол. (I-III. XI-XII)	5.52	4.6	4.2	3.1	1.95	3.5	0.16	0.76	0.14	0.67	19.0

В целом, минерализация осадков в МО МГУ невысока и в 70% проб не превышает 30 мг/л. Причем, около 40 % проб осадков имеют значение минерализации $M \leq 15$ мг/л, а такие значения характерны для региональных фоновых станций наблюдения (Свистов и др., 2014), или небольших городов на севере европейской части страны (Котова, 2012).

Главные различия средних концентраций для проб дождей и снега получены для pH и ионов гидрокарбоната (HCO_3^-), натрия (Na^+) и аммония (NH_4^+) (см. Табл. 1.4.1). Кислотность проб (pH) и их щелочность (содержание HCO_3^-) находятся в обратной зависимости, и в кислых пробах, которых гораздо больше в теплый период, содержание гидрокарбонатов стремится к нулю, поэтому в теплый период их средние концентрации малы. Натрия больше зимой, по-видимому, в результате использования противогололедных реагентов, в состав которых он входит. А аммония больше летом, поскольку аммиак выделяется в результате жизнедеятельности животных и человека, и в теплый сезон он прекрасно растворяется в каплях влаги и в результате окислительно-восстановительных реакций образует ион аммония. Содержание остальных катионов и анионов в течение года различаются мало.

Катионный состав осадков очень постоянный, преобладающим в осадках почти всегда является ион кальция (около 90 % проб), остальные катионы

убывают в следующем порядке: $\text{Ca}^{2+} > \text{NH}_4^+ > \text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{H}^+ > \text{K}^+$. Главными источниками поступления кальция в атмосферу являются процессы химического выветривания и растворения минералов, в городах дополнительным источником служат продукты строительной индустрии. Вблизи морского побережья в осадках часто преобладает не кальций, а ион натрия, при вымывании осадками морских аэрозолей. Очень редко могут преобладать другие катионы, например в работе (Свистов и др., 2014) сообщается о превышении в Норильске магния над кальцием.

Что касается анионов, то по нашим наблюдениям в разные годы их соотношение менялось очень существенно. Если до 1998 г. преобладающим анионом в осадках практически всегда был сульфат-ион, то в последние годы среди анионов преобладающим стал ион хлорида. Причины указанных изменений анионного состава осадков и уменьшения сульфатов связаны с уменьшением эмиссий сернистого ангидрида в атмосферу после перехода московских ТЭЦ на природный газ. Первичными источниками хлоридов могут быть продукты выветривания магматических пород и морские аэрозоли. В городах основным источником являются промышленные предприятия, имеющие выбросы HCl и хлорсодержащих соединений. Может оказывать влияние и применение противогололедных реагентов в Москве (Еремина и др., 2015).

Состав проб 2018 и 2019 гг. существенно различается (Табл. 1.4.1). В 2018 г. значения минерализации как годовое, так и сезонные близки к средним многолетним значениям, потому что по количеству осадков год близок к норме. Более 45% проб имели минерализацию $M \leq 15$ мг/л, и только 3 пробы (2.5%) были очень загрязненные – более 100 мг/л. Содержание отдельных ионов в 2018 г. в теплый и холодный периоды различается незначительно. Исключение составляют ионы гидрокарбонатов и натрия, их гораздо больше в холодный период – 1.7 мг/л HCO_3^- и 1.41 мг/л Na^+ , чем в теплый 0.4 и 0.38 мг/л, соответственно. Отметим еще, что средние концентрации гидрокарбонатов и сульфатов за год и теплый сезон 2018 г. – наименьшие за все годы наблюдений! Зато содержание хлоридов по сравнению с многолетним увеличено, и хлоридов в осадках 2018 г. в среднем в 4 раза больше, чем сульфатов.

В 2019 г. количество осадков было гораздо меньше нормы (553.7 мм). Поэтому средние значения минерализации и годовое, и сезонные выше, чем прошлогодние и многолетние. Увеличились концентрации гидрокарбонатов, нитратов, аммония, калия и, особенно, хлоридов. Концентрации хлоридов выше во все периоды и по сравнению с многолетними данными и с 2018 г. Как и в 2018 г. натрия больше в зимних осадках (1.7 мг/л) по сравнению с летними (0.4 мг/л). Отметим, что для иона натрия это максимальное значение для холодных месяцев. Концентрации остальных ионов в снежных и дождевых осадках различаются незначимо. Повышение средних значений вызвано и большим количеством очень загрязненных проб. Так, в апреле выпало 7 проб

дождей с общим количеством 11 мм, и 5 из них были с количеством осадков ≤ 1 мм. Такие осадки всегда имеют очень высокую минерализацию, $M > 100$ мг/л. А всего в 2019 г. таких дождей было 9 (в среднем 4-5 проб за год).

Рассмотрим годовой ход минерализации осадков – многолетний и за 2018 и 2019 гг. В весенние месяцы наблюдается максимум минерализации осадков из-за малого количества осадков в эти месяцы, а также из-за отсутствия и снега, и травы, которые бы удерживали частицы почвы при увеличении ветра (Рис. 1.4.2а). Как мы уже отмечали, минерализация проб очень зависит от выпавшего количества осадков, поэтому годовой ход за каждый год может отличаться от многолетнего.

Из-за неравномерного выпадения осадков по месяцам средняя минерализация 2018 г. изменялась тоже скачкообразно (Рис. 1.4.2б). Кроме обычного весеннего максимума повышение минерализации наблюдалось еще в июне и августе благодаря малому количеству осадков, но ноябрьский максимум превзошел их и даже близок к весеннему, так как количество осадков было всего 20.6 мм при норме 56 мм. Зато в июле выпало 115 мм осадков при норме 80 мм, и минерализация в июле составила всего 8.3 мг/л. В 2019 г. годовой ход минерализации по виду больше похож на многолетний, чем в 2018 г. (Рис. 1.4.2в). Однако традиционный апрельский максимум 2019 г. (70.9 мг/л) в 2.5 раза превышает средний многолетний (28 мг/л) в результате того, что в апреле выпало только 25% осадков от нормы. Есть и вторичный максимум в сентябре, полученный тоже благодаря малому количеству месячных осадков, в 3 раза меньше нормы.

Таблица 1.4.2. Сравнение кислотности осадков в весенние месяцы в 2018 и 2019 гг. со средними многолетними значениями для тех же месяцев. теплого времени года и всего года

Период	Среднее значение рН	Минимум	Максимум
Апрель 2018 г.	4.71	4.05	6.35
Апрель 2019 г.	5.16	4.35	6.40
Среднее в апреле (1982-2017 гг.)	5.00	3.80* 4.37	7.85 6.94
Май 2018 г.	4.69	4.40	6.15
Май 2019 г.	4.79	4.15	6.80
Среднее в мае (1982-2017 гг.)	4.82	3.85 3.92	7.65 6.46
Среднее теплого времени года (1982-2017 гг.)	4.78	3.20 4.10	7.90 6.14
Среднее годовое (1982-2017 гг.)	4.90	3.20 4.22	9.65 6.25

* Полужирным шрифтом приведены абсолютные мин. и макс. значения рН

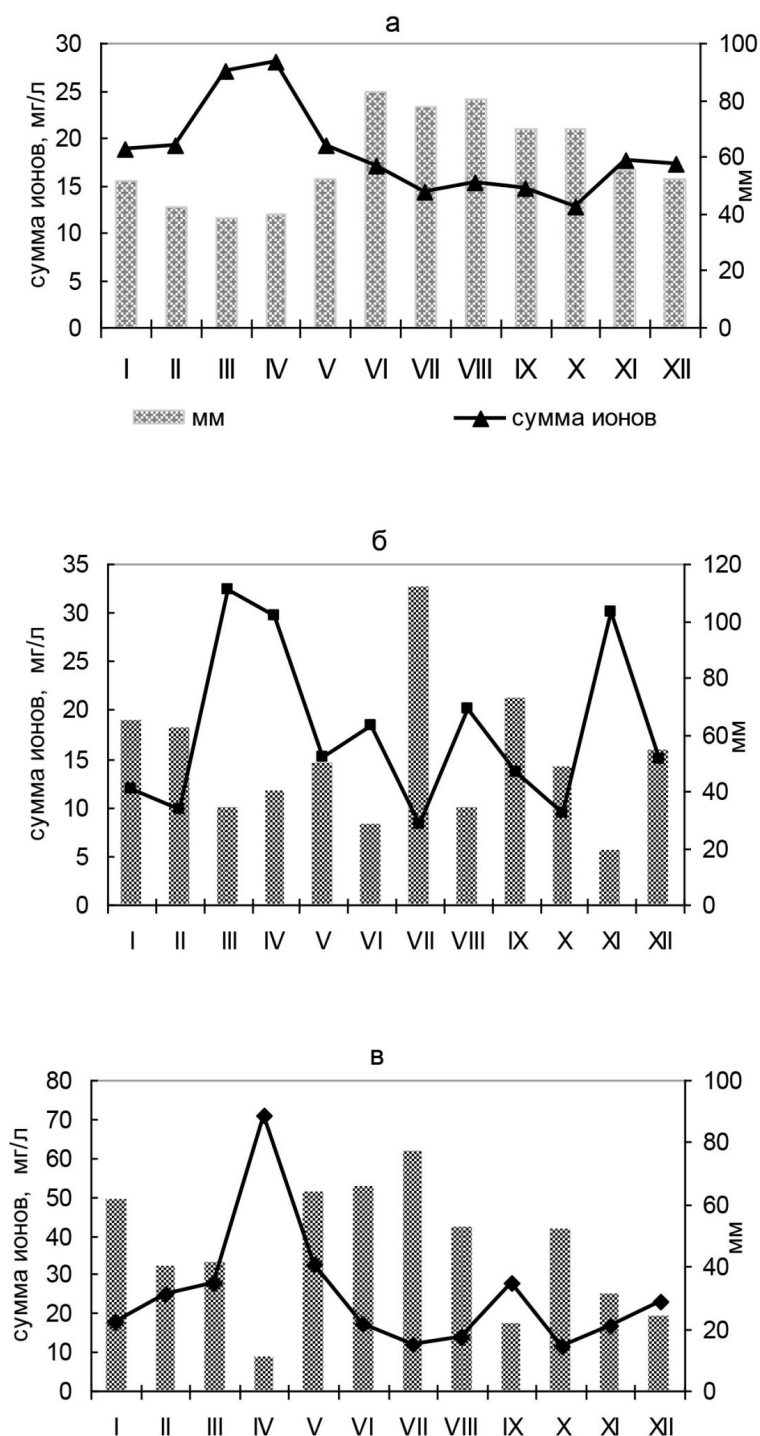


Рисунок 1.4.2. Годовой ход минерализации осадков: а – средний многолетний (1982-2017 гг); б – 2018 г. и в – 2019 г.

1.4.2 Результаты анализа химического состава атмосферных осадков в период весеннего эксперимента 2018-2019 гг.

Рассмотрим сначала кислотность проб осадков. В период весеннего эксперимента было отобрано 22 пробы в 2018 г. (4 из них проанализированы только

на рН из-за малого количества образца) и 18 проб атмосферных осадков в 2019 г. (всего 40). В 2018 г. в апреле 64%, а в мае 44% проб были кислыми. В 2019 г. в апреле кислыми были только 14% проб, а в мае – 64%. Отметим, что по многолетним данным в апреле бывает 19% кислотных проб, а в мае – 35%. Таким образом, весной 2018 г. количество кислотных проб было больше в апреле, чем в мае, а в 2019 г. – наоборот, в мае больше чем в апреле. По распределению наиболее кислых осадков в весенние месяцы в 2018 г. май был ближе к норме, а в 2019 г. – апрель.

Некоторое влияние на эти закономерности могло оказать различное количество атмосферных осадков: в апреле 2018 г. оно составило 39.9 мм, а в апреле 2019 г. – всего 11 мм. Сумма осадков в мае 2018 г. составила 49.6 мм, а в мае 2019 г. – 64 мм. По количеству осадков апрель и май в 2018 г. различались незначительно, а в 2019 г. в мае выпало осадков в 6 раз больше, чем в апреле, что повлияло, прежде всего, на увеличение минерализации апрельских проб, а следовательно, и на кислотность осадков. Надо сказать, что сильно загрязненные осадки чаще всего имеют нейтральную реакцию среды, около 6 рН, кислотность в них нейтрализована пылевыми частицами, поэтому они редко бывают кислыми.

В апреле 2018 г. значение рН осадков варьировало от 4.05 до 6.35 со средним значением 4.7, а в апреле 2019 г. от 4.35 до 6.40 со средним значением 5.2, то есть в апреле 2019 г. в среднем осадки не были кислотными (Табл. 1.4.2). В мае 2018 г. значение рН осадков варьировало от 4.40 до 6.15 со средним 4.7 рН, а в мае 2019 г. от 4.15 до 6.80 со средним 4.8 рН. Значение рН осадков в мае 2019 г. практически совпадает со средним многолетним значением характерным для мая, а в мае 2018 г. – оно чуть кислее. В Табл. 1.4.2 приведены и абсолютные минимальные и максимальные значения для всех представленных периодов. Видно, что весь диапазон рН проб атмосферных осадков составляет более 6 единиц рН (от 3.20 до 9.65 рН), что означает изменение кислотности (концентрации ионов H^+) на 6 порядков, так как рН есть показатель степени концентрации ионов водорода в растворе, $[H^+] = 10^{-pH}$.

Средние значения минерализации за апрель и май 2018 г. вполне согласуются с многолетними данными: в апреле – 29.7 и в мае – 15.2 мг/л, а по многолетним данным 28.0 и 19.2 мг/л соответственно (Табл. 1.4.3).

В ионном составе в апреле и мае 2018 г. выделяется содержание ионов гидрокарбоната, сульфата – их гораздо меньше по сравнению с многолетними данными, например, сульфатов – в 3 раза. Зато хлоридов – больше, особенно в апреле. Так, средняя концентрация хлоридов в осадках за апрель 2018 г. (14 мг/л) больше многолетней (6.2 мг/л) в 2.3 раза. Заметно повышено и содержание натрия и в апреле, и в мае – примерно в 4 раза по сравнению со средними многолетними значениями (Табл. 1.4.3). Опять, вероятно, сказывается влияние противогололедных реагентов, главный компонент которых –

хлорид натрия.

В апреле 2019 г. из-за малого количества осадков (11 мм по сравнению с нормой 41 мм) получено очень высокое среднее значение минерализации по сравнению с многолетними данными (соответственно 70.9 мг/л и 28 мг/л). Это среднее значение минерализации 70.9 мг/л является максимальным средним за все годы наблюдений в апреле. Также максимальные средние за весь период наблюдений для апреля получены и для ионов хлоридов, нитратов и кальция (28.4, 9.5 и 15.5 мг/л соответственно). По сравнению с апрельскими многолетними значениями концентрации хлоридов превышены более чем в 4 раза, в 3.3 раза – нитратов, более чем в 3 раза – концентрации кальция и аммония (Табл. 1.4.3). И по сравнению с апрелем 2018 г., в апреле 2019 г. увеличились средние концентрации почти всех ионов, и даже сульфатов, содержание которых в осадках в последние годы очень заметно уменьшилось. В мае 2019 г. минерализация осадков была ниже, чем в апреле, однако выше, чем в среднем за весь период наблюдений (соответственно 32.6 мг/л и 19.2 мг/л). В 2-3 раза выше многолетних средних концентрации хлоридов, нитратов и гидрокарбонатов, в 1.5-2 раза – кальция и аммония. И кстати, среднее месячное содержание нитратов в мае 2019 г. тоже рекордное для мая месяца (5.5 мг/л) за все годы наблюдений. Отметим, что при существенно более высокой минерализации в 2019 г., преобладающие ионы (хлорид и кальций) были теми же, что и в 2018 г.

В весенний период 2018 г. минерализация проб менялась довольно значительно: от 8.1 до 214.5 мг/л, среднее за период эксперимента 24.1 мг/л (Табл. 1.4.4). Главным образом, загрязненность проб определяется количеством выпавших осадков – чем обильнее дождь, тем чище проба и меньше минерализация. Самая большая минерализация 214.5 мг/л получена для пробы с минимальным количеством осадков (0.7 мм). В этой же пробе от 7.04.2018 найдены и максимальные концентрации главных ионов: сульфатов, хлоридов, нитратов, кальция, натрия и аммония за этот весенний период. Причем, содержание хлоридов (113.9 мг/л) и натрия (15.6 мг/л) оказалось максимумом для единичной пробы в апреле за все годы наблюдений. Если количество осадков более 10 мм, и дожди выпадают каждый день, их минерализация часто составляет < 10 мг/л (осадки 17-20 мая 2018 г.). Кислотность в обеих группах различается незначительно, а преобладающие ионы и порядок убывания концентраций катионов и анионов одинаковы (Табл. 1.4.4).

Таблица 1.4.3. Средние значения концентраций ионов в атмосферных осадках в период проведения весеннего эксперимента AeroRadCity в 2018 и 2019 гг. и средние многолетние значения

Сумма ионов	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	NH ₄ ⁺	
	Концентрации ионов, мг/л									
Апрель 2018 г.	0.5	2.5	14.0	2.8	5.6	0.2	1.9	0.2	2.1	29.7
Апрель 2019 г.	2.1	6.7	28.4*	9.5	15.5	0.5	1.2	1.0	6.0	70.9
Апрель 1982-2017 гг	3.6	7.6	6.2	2.9	4.8	0.3	0.5	0.2	1.9	28.0
Май 2018 г.	0.7	1.4	6.3	1.9	2.7	0.2	0.9	0.3	0.8	15.2
Май 2019 г.	5.0	2.7	9.9	5.5	5.4	0.3	0.4	0.6	2.8	32.6
Май 1982-2017 гг	1.7	5.2	5.1	1.8	3.3	0.2	0.2	0.3	1.4	19.2

*Полужирным шрифтом отмечены максимальные средние для данного месяца за все годы наблюдений с 1982 г.

Таблица 1.4.4. Химический состав проб осадков в период весеннего эксперимента 2018 г.

дата	мм	pH	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	мин.	
Концентрации ионов, мг/л												
27.3.18	5.9	4.40	0.0	2.7	23.8	3.5	6.0	0.2	4.3	0.2	3.6	44.4
31.3.18	1.4	4.15	0.0	3.1	48.5	8.3	20.3	0.8	7.1	0.5	3.8	92.3
3.4.18	2.2	4.10	0.0	4.3	27.0	3.5	6.9	0.4	4.9	0.2	4.3	51.5
7.4.18	0.7	4.05	0.0	14.6	113.9	13.0	37.2	1.1	15.6	2.0	17.2	214.5
11.4.18	2.4	5.05	0.0	4.0	18.3	4.3	9.8	0.3	1.4	0.3	1.5	40.0
17-18.4.18	12.4	4.75	0.0	2.4	16.7	3.2	6.9	0.2	2.0	0.3	2.3	33.9
19.4.18	5.2	4.65	0.0	2.6	3.0	2.3	1.6	0.1	0.8	0.2	0.6	11.2
21.4.18	4.1	6.35	4.8	2.0	13.1	3.8	6.2	0.2	1.9	0.4	2.2	34.5
22.4.18	2.7	5.40	0.7	1.6	3.6	1.0	1.6	0.1	0.6	0.1	0.6	9.9
25.4.18	2.4	4.90	0.0	3.7	23.0	4.4	10.0	0.4	3.6	0.3	3.0	48.4
26.4.18	7.8	4.75	0.0	0.6	4.4	0.5	1.2	0.1	0.3	0.1	0.9	8.1
1.5.18	4.3	5.35	0.9	2.7	10.9	2.4	4.5	0.3	2.0	0.4	2.0	25.9
2.5.18	1.2	5.85	7.4	4.9	39.5	6.5	21.0	1.6	2.6	2.9	4.2	90.5
4.5.18	1.3	6.15	5.1	4.0	18.1	4.3	11.3	0.6	2.4	0.6	1.7	48.0
5-6.5.18	5.1	5.15	0.0	2.7	8.9	3.2	4.2	0.4	1.3	0.4	1.3	22.3
17-18.5.18	14.9	5.30	1.0	1.1	3.7	1.9	1.7	0.2	0.8	0.1	0.7	11.1
19.5.18	15.4	4.40	0.0	0.8	4.0	1.4	1.1	0.1	0.6	0.1	0.3	8.4
20.5.18	7.4	4.45	0.0	0.7	4.2	0.8	1.4	0.1	0.5	0.1	0.3	8.2
Среднее 2018 г.		4.66	0.6	1.9	11.1	2.5	4.3	0.2	1.6	0.3	1.5	24.1
среднее. мк-экв/л			9	40	318	40	217	19	69	6	86	

*Полужирным шрифтом отмечены максимальные концентрации в единичной пробе для данного месяца за все годы наблюдений с 1982 г.

Таблица 1.4.5. Химический состав проб осадков в период весеннего эксперимента 2019 г.

	мм	pH	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	мин.	
дата	Концентрации ионов, мг/л											
1.4.19	0.7	6.00	3.5	4.7	54.1	13.6	28.7	0.7	2.8	1.5	8.1	117.7
8-9.4.19	1.0	4.35	0.0	16.9	80.0	31.8	38.4	1.1	2.4	1.8	20.0	192.5
10.4.19	0.6	5.50	2.6	26.5	71.6	30.0	42.6	1.5	2.1	1.8	18.6	197.3
13.4.19	0.5	6.40	8.8	11.8	66.1	24.0	38.4	1.1	3.5	3.0	12.1	168.8
14.4.19	4.1	6.30	3.5	3.7	10.1	2.6	6.2	0.2	0.3	0.4	2.9	30.0
15.4.19	3.6	5.20	0.0	0.7	7.7	1.9	3.5	0.1	0.1	0.1	1.5	15.6
28.4.19	0.5	5.15	0.0	27.9	100.0	31.8	58.5	2.7	7.2	6.2	13.1	247.3
2.5.19	3.9	4.15	0.0	3.7	26.4	2.5	10.6	0.4	1.4	0.5	2.8	48.3
3.5.19	1.3	5.90	5.2	3.9	27.9	5.6	12.0	0.4	0.7	1.6	6.7	64.0
5.5.19	2.2	4.35	0.0	2.6	31.2	5.3	12.9	0.4	0.3	1.0	5.0	58.8
8.5.19	9.2	6.80	31.2	4.4	9.6	22.0	9.0	0.6	0.9	2.1	10.2	90.0
9.5.19	11.8	5.70	2.0	2.5	5.6	1.9	3.6	0.1	0.1	0.2	1.6	17.6
10.5.19	3.4	5.00	0.0	1.9	10.2	2.8	5.1	0.2	0.1	0.4	1.6	22.2
13.5.19	1.6	4.55	0.0	3.2	35.9	3.9	16.4	0.7	0.2	1.2	3.0	64.5
15.5.19	11.3	4.70	0.0	1.4	5.2	1.4	2.5	0.2	0.1	0.3	0.8	11.9
16.5.19	5.2	4.60	0.0	2.2	3.1	1.6	1.7	0.1	0.1	0.1	0.5	9.3
23.5.19	1.7	4.45	0.0	1.8	15.0	1.3	6.5	0.4	0.3	0.5	2.0	27.7
30.5.19	12.4	4.95	0.0	2.6	6.2	4.5	3.7	0.1	0.4	0.4	0.9	18.8
Среднее. 2019 г.	75.0	4.83	4.5	3.3	12.6	6.1	6.9	0.3	0.5	0.7	3.3	38.1
среднее. мк-экв/л			74	68	355	98	345	24	21	17	182	74

*Полужирным шрифтом отмечены максимальные концентрации в единичной пробе для данного месяца за все годы наблюдений с 1982 г.

Осадки весеннего периода 2019 г. получились в среднем гораздо более загрязненными, чем в 2018 г. Как уже говорилось, это объясняется очень малым количеством осадков в апреле 2019 г. и большим количеством проб, минерализация которых превышала 100 мг/л (Табл. 1.4.5). Средняя минерализация за этот период составила 38.1 мг/л, что в 1.6 раза превышает этот показатель весеннего периода 2018 г. Самой грязной оказалась проба дождя от 28.04.2019 г. с минерализацией 247.3 мг/л и минимальным количеством осадков 0.5 мм. В этой пробе получены и наибольшие за этот период концентрации всех определяемых ионов, кроме иона аммония. Еще отметим пробу от 8.05.2019, в ней найдены максимальные концентрации гидрокарбонатов (31.2 мг/л) и нитратов (22.0 мг/л) в одной пробе для майских проб всего периода наблюдений (1982-2019 гг.). Наименьшая минерализация 9.3 мг/л отмечена для пробы дождя 16.05.2019 с количеством осадков 5.2 мм – не очень обильный дождь, но надо учесть, что накануне за сутки выпало 11.3 мм осадков, т.е. атмосфера уже была достаточно очищена.

Таким образом, в результате проведенных исследований получено, что пробы атмосферных осадков весной 2019 г. характеризовались высокой минерализацией и в ряде случаев для отдельных ионов были установлены абсолютные максимумы по концентрации для апреля и мая. В частности, для апреля 2019 г. максимальные средние значения за весь период наблюдений отмечены для хлоридов, нитратов и кальция. Для мая 2019 г. абсолютный максимум концентрации был установлен для нитратов. Для апреля 2019 г. также был установлен среднемесячный максимум минерализации (247.3 мг/л). В 2018 г. концентрации ионов и минерализация была в целом близка к средним значениям с небольшим преобладанием хлоридов в апреле 2018 г. Кислотность осадков в период весеннего эксперимента в 2018 и 2019 гг. находилась в обычных пределах для этих весенних месяцев.

Выводы по Главе 1

- В 2018 году положительные аномалии температуры воздуха наблюдались во все месяцы года, за исключением февраля, марта и декабря. Наибольшая положительная аномалия температуры воздуха наблюдалась в мае (+3°C). Лето и осень были теплее климатической нормы. Сентябрь был одним из самых теплых и солнечных за всю историю, аномалия температуры воздуха составила +3.3°C, большую часть месяца господствовала антициклональная погода. Октябрь также был теплее нормы почти на 2°C. Влажностный режим характеризовался условиями, близкими к климатическим значениям в зимне-весенний период и дефицитом увлажнения в летне-весенний период, за счет недостатка осадков в июне, августе.
- В 2019 году погодные условия характеризовались теплыми зимой, осенью и весной и аномально холодным летом. Наибольшие положительные аномалии среднемесячной температуры воздуха составили +4.9°C в феврале и +5.9°C в декабре. Наибольшая отрицательная аномалия среднемесячной температуры воздуха наблюдалась в июле, -2.9°C. Декабрь стал 2-ым самым теплым декабрем за период 1966-2019 гг. после рекордно теплого декабря 2006 года. Во все сезоны наблюдался дефицит осадков. Очень сухим выдался сентябрь (на 46 мм меньше климатической нормы), став 5-ым самым сухим сентябрем за период 1966-2019 гг.
- Температура воздуха в апреле-мае 2018-2019 гг. была выше современной климатической нормы. Майские месяцы 2018 и 2019 гг. были одними из самых теплых майских месяцев в Москве и заняли 6-ое и 8-ое ме-

сто, соответственно, в ранжированном ряду майских месяцев за период 1961-2019 гг. Положительные аномалии осадков были зарегистрированы в апреле-мае 2018 г. и мае 2019г. В апреле 2019 г. отмечался дефицит осадков.

- В целом 2018 г. и 2019 г. были более солнечными и малооблачными по сравнению со средними условиями. Большую половину года средние месячные значения ПСС превышали норму, продолжительность солнечного сияния в августе 2018 г. достигла абсолютного максимума за период наблюдений с 1958 г.
- В многолетней изменчивости годовых значений ПСС сохранилась тенденция к росту. Рост ПСС вызван значительным (более чем в 2 раза) уменьшением повторяемости сплошной облачности. Для общей и нижней облачности наблюдается тенденция к уменьшению количества облаков, для облаков нижнего яруса эта тенденция значима.
- В целом для Москвы сохраняется тенденция уменьшения аэрозольного загрязнения в последние годы. Однако в теплый период года в 2018 и 2019 гг. наблюдался небольшой рост значений АОТ по сравнению с 2017 годом. В 2018 году средние значения АОТ на длине волны 500 нм в теплый период составили 0.13 по сравнению со средней величиной АОТ, равной 0.19. В 2019 году средние значения АОТ 500 нм в теплый период года оказались равными средним многолетним значениям. В 2018 и 2019 гг. практически во все месяцы по данным наблюдений проявлялись аэрозольные моды мелкодисперсного и грубодисперсного аэрозоля. Аномально высокая объемная концентрация грубодисперсного аэрозоля относительно его мелкодисперсной концентрации наблюдалась в июле 2019 г., что также соответствует и пониженным значениям волнового параметра Ангстрема.
- Анализ стандартной версии 3 базы данных AERONET показал хорошую согласованность с данными, полученными после дополнительной фильтрации МО МГУ. Незначительное завышение значений АОТ при недостаточной фильтрации облачных случаев прослеживается на всех длинах волн (в среднем оно не превышает 0.003, что значительно меньше погрешности измерений). Единственные месяцы, когда разница превышает пределы погрешности измерений – январь и февраль.
- В 2018 и 2019 гг. продолжилась тенденция роста годовых значений радиационного баланса, начавшаяся с середины 1990-х годов. Увеличение общего радиационного баланса происходит за счет роста коротковолновой составляющей и в большей степени за счет роста длин-

новолновой составляющей. Средние годовые значения радиационного баланса в 2018 и 2019 гг. оказались практически одинаковыми.

- 2018 и 2019 гг. характеризовались большим приходом суммарной солнечной радиации. Ее годовая сумма в 2018 году была на 10-12% выше нормы. Значение суммарной радиации в августе 2018 года стало абсолютным максимумом за весь период наблюдения в этом месяце. В 2019 году поступление суммарной радиации было типичным, однако в апреле 2019 года, в период проведения эксперимента, суммарная радиация была также существенно (на 12%) выше нормы.
- В 2018 г. годовая сумма ультрафиолетовой радиации в области 300-380 нм (Q_{380}) составила 157.1 МДж/м², что на 9% выше средней величины за 20-ти летний период 1999-2018 гг. и является самой высокой за весь период измерений с 1968 г. (на 1.3% выше предыдущего максимума в 1999 г.). Годовая сумма Q_{380} за 2019 г. (142.8 МДж/м²) близка к средним значениям.
- В 2018 г. с марта по октябрь, за исключением июля, отмечались существенные значимые положительные аномалии Q_{380} , а в августе ее величина достигла 22% относительно средней величины за период 1999-2018 гг. В 2019 г. значительные положительные аномалии отмечались в апреле-июне. В холодное время 2019 г. наблюдались большие отрицательные аномалии Q_{380} , а в декабре ее величина составила -31% относительно периода 1999-2018 гг. (вторая месячная сумма после самой низкой за весь период измерений).
- В период проведения эксперимента в апреле и мае 2018 и 2019 гг. месячные суммы Q_{380} были значительно выше средних величин за 20 лет (1999-2018 г.) и климатической нормы (1981-2010 гг.), особенно в мае 2018 г., соответственно, на 16 и 18% по сравнению со средними значениями за рассматриваемые периоды. И в апреле, и в мае для отдельных чисел были отмечены абсолютные максимумы суточных сумм Q_{380} (23 апреля, 21, 25, 27 мая 2018 г. и 17-19 мая 2019 г.). Абсолютный минимум Q_{380} был отмечен только 18 апреля 2018 г.
- В 2018 г. годовая сумма эритемной УФ радиации ($Q_{\text{ер}}$) оказалась самой высокой за весь период наблюдений (с 1999 г.) и составила 496.5 кДж/м², что на 14% выше среднего значения за период 1999-2018 гг. В 2018 году максимальные положительные отклонения $Q_{\text{ер}}$ от средних многолетних значений наблюдались в мае (+26%) и в августе (+30%). В 2019 году $Q_{\text{ер}}$ также была высокой и превосходила норму (1999-2018 гг.)

на 5%. Наибольшие положительные отклонения Q_{exp} от средних многолетних значений наблюдались в период с апреля по июнь: +18% – в апреле, +16% – в мае, +19% – в июне.

- В 2018 г. в мае был зарегистрирован абсолютный максимум УФ индексов, который был равен 7 (29.05.2018). В 2019 году рекордное значение УФ индекса (4.5) наблюдалось в сентябре (3.09.2019).
- В период проведения эксперимента в апреле и мае 2018 и 2019 гг. месячные суммы Q_{exp} были значительно выше средних величин за последние 20 лет (1999-2018 гг.). Особенно высокими значения наблюдались в мае 2018 г., когда превышение относительно среднего многолетнего значения составило +26%.
- В апреле 2018-2019 гг. преобладали условия УФ избыточности для II типа кожи, в среднем за многолетний период в апреле большую повторяемость имеют условия УФ оптимума. Для IV типа кожи в апреле 2018 года преобладали условия УФ недостаточности, а в апреле 2019 года половина месяца характеризовалась условиями УФ недостаточности и половина месяца - условиями УФ оптимума. В мае 2018 года для II и IV типов кожи преобладали условия УФ избыточности. В мае 2019 года также преобладали условия УФ избыточности для II типа кожи, в то же время для IV типа кожи преимущественно наблюдались условия УФ оптимума.
- Пробы атмосферных осадков весной 2019 г. характеризовались высокой минерализацией и в ряде случаев для отдельных ионов были установлены абсолютные максимумы концентрации. В частности, для апреля 2019 г. максимальные средние значения за весь период наблюдений отмечены для хлоридов, нитратов и кальция. Для мая 2019 г. абсолютный максимум концентрации был установлен для нитратов. Для апреля 2019 г. также был установлен среднемесячный максимум минерализации (247.3 мг/л). В 2018 г. концентрации ионов и минерализация были в целом близка к средним значениям с небольшим преобладанием хлоридов в апреле 2018 г. Кислотность осадков в период весеннего эксперимента в 2018 и 2019 гг. находилась в обычных пределах для этих весенних месяцев.

Литература к Главе 1

Горбаренко Е. В. Изменчивость солнечного сияния в Москве за период 1955-2017 гг. // Метеорология и гидрология. — 2019. — № 6. — С. 24–36.

Горбаренко Е. В. Климатические изменения радиационных параметров атмосферы по данным наблюдений в Метеорологической обсерватории МГУ // Метеорология и гидрология. — 2016. — № 12. — С. 5–17.

Горбаренко Е. В., Шиловцева О. А., Бунина Н. А. Климатические характеристики облачности в Москве // Труды Главной геофизической обсерватории им. А.И.Воейкова. — 2017. — № 585. — С. 126–141.

Еремина И.Д., Алоян А.Е., Арутюнян В.О., Ларин И.К., Чубарова Н.Е., Ермаков А.Н. Кислотность и минеральный состав осадков в Москве. Влияние противогололедных реагентов // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2015. Том 51. №6. С. 700-709.

Котова Е.И. Формирование химического состава осадков на севере европейской территории России // Вестник Северного (Арктического) федерального университета. Серия: Естественные науки. 2012. № 4. С. 116-122.

Незваль Е.И. Особенности прихода УФ радиации 300-380 нм. / В кн.: Эколого-климатические характеристики атмосферы в 2013 г. по данным метеорологической обсерватории МГУ, под редакцией Н.Е.Чубаровой. М., МАКС Пресс, 2014, CD-ROM 978-5-317-03592-1, с. 95-113.

Незваль Е.И., Чубарова Н.Е. Разработка методики сохранения однородности ряда УФ радиации в диапазоне длин волн 300-380 нм при переходе на современную аппаратуру. /В кн.: Эколого-климатические характеристики атмосферы в 2010 г. по данным метеорологической обсерватории МГУ. М., Макс Пресс, 2011, CD-ROM 978-5-317-03592-1, с. 155-170.

РД 52.04.562-96 Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 5, часть I. Актинометрические наблюдения на станциях. Росгидромет, М. 1997.

Свистов П.Ф., Полищук А.И. Атмосферные осадки над городами и регионами России // Природа. 2014. № 3. С. 28-36 Ультрафиолетовые измерительные приборы. Пушино, координационный центр стран СЭВ и СФРЮ по проблеме «Исследования в области биологической физики», 1977, с. 35-38.

Чубарова Н.Е., Пастухова А. С., Галин В.Я. Смышляев С.П. Многолетняя изменчивость УФ радиации в Московском регионе по данным измерений моделирования. Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана, 2018, т. 54, №2, с. 160-167.

Chubarova N. YE. and Nezval' YE. I. Thirty year variability of UV irradiance in Moscow. // Journal of Geophysical Research, 2000, Vol. 105, No D10, pp. 12,529-12,539.

Chubarova N. Ye., Yurova A. Yu, Krotkov N., et al. Comparisons between ground measurements of broadband ultraviolet irradiance (300 to 380 nm) and Total Ozone Mapping Spectrometer ultraviolet estimates at Moscow from 1979 to 2000 . // Optical Eng, 2002, Vol. 41, No.12, pp. 3070-3081.

Chubarova N.E. UV variability in Moscow according to long-term UV measu-

rements and reconstruction model // *Atmos. Chem. Phys.*, 2008, Vol. 8, pp. 3025-3031.

Chubarova N., Smirnov A., Holben B.N. Aerosol properties in Moscow according to 10 years of AERONET measurements at the Meteorological Observatory of Moscow State University // *J. GES* — 2011— Vol. 4, no 1 — P. 19-32.

Chubarova N., Zhdanova Y. Ultraviolet resources over Northern Eurasia // *Journal of Photochemistry and Photobiology B: Biology.* — 2013. — V. 127. — p. 38-51.

Chubarova, N. Y., Poliukhov, A. A., and Gorlova, I. D.: Long-term variability of aerosol optical thickness in Eastern Europe over 2001–2014 according to the measurements at the Moscow MSU MO AERONET site with additional cloud and NO₂ correction // *Atmos. Meas. Tech.* — 2016 — V.9 — P. 313-334.

Eck T.F., Holben B.N., Reid J.S., Dubovik O., Smirnov A., O’Neill N.T., Slutsker I., Kinne S. Wavelength dependence of the optical depth of biomass burning, urban, and desert dust aerosols//*J. of Geophys. Res.* —1999 — Vol.104, no D24 — P. 31333-31349.

Eck T., Giles D., Holben B., Slutsker I., Schafer J., Sinyuk A., Smirnov A., Sorokin M. AERONET Version 3 Database Update and Evaluation // *AeroCom.* — Finland, 2017. — 2017.

Fitzpatrick T.B. The validity and practicality of sun-reactive skin types I through VI // *Arch. Dermatol.* — 1988. — Vol. 124. — P. 869–871

Giles D., Sinyuk A., Sorokin M., Schafer J., Smirnov A., Slutsker I., Eck T., Holben B., Lewis J., Campbell J., Welton E., Korokin S., Lyapustin A. Advancements in the Aerosol Robotic Network (AERONET) Version 3 database – automated near-real-time quality control algorithm with improved cloud screening for Sun photometer aerosol optical depth (AOD) measurements// *Atmos. Meas. Tech.*— 2019. — V. 12 — P. 169–209.

Holben B.N., Eck T.F., Slutsker I., Tanre D., Buis J.P., Setzer A., Vermote E., Reagan J.A., Kaufman Y., Nakajima T., Lavenu F., Jankowiak I., and Smirnov A. (1998). AERONET—A federated instrument network and data archive for aerosol characterization. *Remote sensing of environment*, 66(1), pp 1-16.

Nezval’ YE. I. and Chubarova N. YE. An applicability of the UVA-1 YES to the continuation of long-term monitoring of UV irradiance 300-380 nm in Moscow. / In: *Proceedings of the UV Conference “One Century of UV Radiation Research”*, 18-20 September 2007, Davos, Switzerland, pp. 51-52.

Nezval’ YE. I. and Chubarova N. YE. Optimal conditions for longwave UV monitoring by a UVA-1 YES pyranometer. / In: *Preprint of Russian Research Centre “Kurchatov Institute, IAE-6506.16, “Determination of NO₂ in the surface layer of the atmosphere”*, Moscow, 2008, pp. 13-19.

Rationalizing nomenclature for UV doses and effects on humans : Rep. / WMO/GAW ; Executor: CIE : 2014. Tomasi C., Caroli E., Vitale V. Study of

the relationship between Angstrom's wavelength exponent and Junge particle size distribution exponent // J. of Clim. Appl. Meteorol. — 1983 — Vol. 22 — P. 1707-1716.

UNEP, 2014 Environmental effects of ozone depletion and its interactions with climate change: Assessment, 2014 J. Photochem. and Photobiol. Sciences. 2015. pp. 7–184.

UV-Index for the Public / K. Vanicek, T. Frei, Z. Litynska, A. Schmalwieser. — Publication of the European Communities, Brussels, Belgium., 2000.

Zhdanova E. Y., Chubarova N. Y., Blumthaler M. Biologically active UV-radiation and UV-resources in Moscow (1999-2013) // Geography, Environment, Sustainability. — 2014. — V. 7. — №. 2. — p. 71-85.

Ежемесячные обзоры особенностей атмосферной циркуляции в северном полушарии - <https://meteoinfo.ru/circulation-review>

www.kippzonen.com/Product/26/UVS-A-T-UV-Radiometer/html

www.yesinc.com/products/data/uvb1/index/html

Глава 2

Результаты весеннего аэрозольного эксперимента AeroRadCity 2018-2019 гг.

Н.Е. Чубарова, Е.Е. Андросова, А.А. Кирсанов, Д.В. Власов,
О.Б. Поповичева, И.Д. Еремина, Е.В. Вольперт, А.С.Иванов, Г.С. Ривин

Для детального изучения свойств атмосферного аэрозоля и его городской составляющей, а также для оценки аэрозольных радиационных эффектов в Метеорологической обсерватории МГУ (МО МГУ) в апреле-мае 2018 и 2019 гг. был проведен аэрозольный эксперимент AeroRadCity, который состоял из непосредственно измерительной кампании и модельных экспериментов, выполненных с помощью химико-транспортной модели COSMO-ART.

МО МГУ расположена на территории Ботанического сада МГУ в парковой зоне на удалении от локальных источников загрязнения, что позволяет причислить ее к типу фоновых городских станций и рассматривать измерения газовой-аэрозольного состава в качестве показателей фонового городского загрязнения (Чубарова и др., 2014).

Работа проводилась по двум направлениям. Первая часть исследований была посвящена изучению динамики городского аэрозоля, его радиационных эффектов, выявлению городской компоненты аэрозоля и его связей с газами-предшественниками. Для этого во время измерительной кампании проводились различные газовой-аэрозольные измерения в столбе атмосферы и у поверхности Земли, а также комплекс радиационных и метеорологических наблюдений. Одновременно выполнялись модельные эксперименты для выявления городской компоненты аэрозольного загрязнения с помощью химико-транспортной модели COSMO-ART. Вторая часть исследования была посвящена изучению особенностей влажного осаждения аэрозоля по данным расчетов по модели COSMO-ART и измерений. В период эксперимента проводился химический анализ растворенной и взвешенной фракций аэрозоля в атмосферных осадках, включая потенциально токсичные элементы – тяжелые металлы и металлоиды (ТММ).

2.1 Особенности городского аэрозоля в Московском регионе в период эксперимента и его влияние на радиационный режим

2.1.1 Описание данных измерений и модельных экспериментов

2.1.1.1 Описание данных измерений

В течение эксперимента проводились различные газовой-аэрозольные измерения в столбе атмосферы и у поверхности Земли, а также комплекс радиационных и метеорологических наблюдений (Рис. 2.1.1.1). Измерения аэрозоля в столбе атмосферы осуществлялись с помощью солнечно-небесного фотометра CIMEL, который работает в МО МГУ в рамках программы AERONET (Holben et al. 1998; Chubarova et al., 2011). Анализировались следующие данные измерений CIMEL: аэрозольная оптическая толщина (АОТ) в спектральном диапазоне от 340 нм до 1020 нм, ее мелкодисперсная и грубодисперсная компоненты на длине волны 500 нм (O'Neill et al., 2001), волновой параметр Ангстрема в спектральном диапазоне 440-870 нм, а также волновой параметр Ангстрема поглощения (для спектральных диапазонов 440-870 нм и 675-870 нм), альbedo однократного рассеяния и фактор асимметрии индикатрисы рассеяния (Dubovik, King, 2000). Измерения характеристик аэрозоля в столбе проводились в условиях, когда солнечный диск не был закрыт облаками с использованием дополнительного облачного фильтра (Chubarova et al., 2016). Для МО МГУ использовались данные Cimel последней версии 3 с окончательной калибровкой приборов для 2018 г. (уровень 2) (Giles et al., 2019) и данные уровня 1.5 – для 2019 г. Дополнительно для оценки городского загрязнения были использованы аналогичные измерения солнечного фотометра CIMEL уровня 1.5 версии 3 на Звенигородской научной станции ИФА имени А.М. Обухова РАН. Уровень 1.5 данных использовался ввиду отсутствия в настоящее время окончательной калибровки приборов. Однако погрешность за счет использования не окончательной калибровки невелика и, как правило, не превышает 0.01 АОТ в видимом спектральном диапазоне. Для сопоставления измеренных и модельных данных по АОТ результаты измерений были пересчитаны для длины волны 550 нм с помощью волнового параметра Ангстрема.



Рис. 2.1.1.1. Представление основного комплекса измерений в период AeroRadCity

Одновременно у поверхности земли на крыше МО МГУ проводились непрерывные измерения эквивалентной массовой концентрации черного углерода (black carbon, BC) с 1-минутным разрешением с использованием мобильного аэталометра, разработанным совместно группой из МГУ и Центральной Аэрологической Обсерватории (ФГБУ «ЦАО») (Porovicheva et al., 2020a). Портативный аэталометр «Портаэталометр-1А» предназначен для изучения оптических свойств аэрозолей в атмосфере, измерений в реальном времени поглощательной способности частиц и ее спектральной зависимости. Аэталометр обладает высокой чувствительностью для мониторинга низкого уровня поглощающего аэрозоля и изменений продуктов горения в атмосфере.

На Рис. 2.1.1.2 показаны фотография Портаэталометра-1А и схема устройства, включающая PMT – фотоэлектронный умножитель (ФЭУ); LED (Light emission diode) – светодиод; Photodiode – контрольный фотодиод; Flow sensor – датчик количества прокаченного воздуха; Pump – воздушный насос; Filter – фильтр (материал, на который оседают частицы в процессе прокачки воздуха).

Работа Портаэталометра-1А основана на измерении ослабления сигнала излучения, проходящего через фильтр, при непрерывном отборе аэрозолей из атмосферы. В процессе прокачки на фильтре оседает аэрозоль, что вызывает изменение сигнала. Далее, микроконтроллер, установленный в данном приборе, записывает на карту памяти с периодичностью 1 минута величину сигнала, измеренного ФЭУ, для каждого из светодиодов. В процессе измерений определяется величина ослабления света ATN:

$$ATN = 100 \cdot \ln\left(\frac{I_0}{I}\right) \quad (2.1.1.1)$$

где I_0 – интенсивность света в начальный момент времени, I – интенсивность света в данный момент времени.

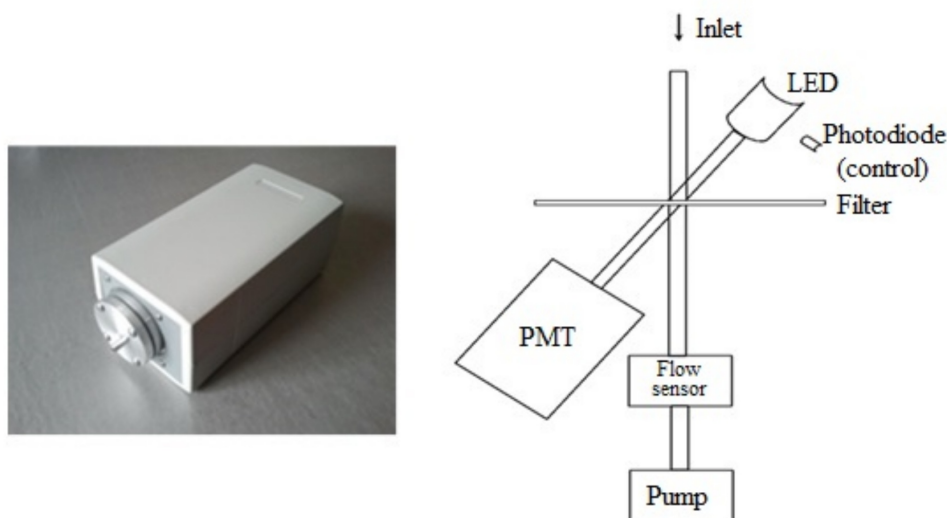


Рис. 2.1.1.2. Портаталометр-А1 и схема его устройства

Массовая концентрация хорошо поглощающей фракции черного углерода в атмосфере определяется как

$$BC = A \cdot \ln\left(\frac{I_{k1}}{I_{k2}}\right) / tF\sigma \quad (2.1.1.2)$$

где A - площадь поверхности фильтра отбора аэрозолей, t - время прокачки, F - поток воздуха через фильтр, σ - массовый коэффициент поглощения, I_{k1} - интенсивность света в k_1 момент времени, I_{k2} - интенсивность света в k_2 момент времени. Измерения проводятся на трех длинах волн: синей 450 нм, зеленой 550 нм и красной 650 нм. При измерениях спектральной зависимости поглощения аэрозоля массовая концентрация BC определяется по красной длине волны. В процессе измерений величина BC оценивается в $\text{мкг}/\text{м}^3$ и пересчитывается как

$$BC = K(\Delta ATN / \Delta t) \quad (2.1.1.3)$$

где K – калибровочный коэффициент, ΔATN – изменение величины ATN за время Δt . Коэффициент K определялся из калибровочных измерений на станции GAW, выполненных в серии непрерывных одновременных измерений с сетевым аэталометром AE33. Более детальное описание процедуры калибровки описано в (Porovicheva et al., 2017).

В процессе роста нагрузки на фильтр в результате многократного рассеяния и поглощения внутри осажденного вещества сигнал ATN начинает отклоняться от линейной зависимости. Условие для замены фильтра и проведения новой серии измерений выбирается, когда I падает в два раза относительно I_0 , что случается, когда $ATN(r)$ становится равным 70.

С суточной дискретностью на основе приземных измерений по кварцевым фильтрам рассчитывались значения волнового параметра Ангстрема поглощения в спектральном диапазоне 350-670 нм.

Непрерывные измерения массовой концентрации черного углерода и оценки волнового параметра Ангстрема поглощения проводились в период с 19 апреля по 23 мая в 2018 году и с 31 марта по 30 мая в 2019 году.

В период эксперимента также проводились измерения концентрации взвешенных частиц с диаметром менее 10 мкм (PM10) и газов-предшественников городского аэрозоля. Наблюдения осуществлялись с помощью автоматической станции мониторинга загрязнения воздуха Государственного агентства по охране окружающей среды «Мосэкомониторинг», с 20-минутным временным разрешением. Для измерения PM10 применяется прибор TEOM 1400a (Thermo Environmental Instruments Inc., США). Описание других приборов можно найти на сайте Мосэкомониторинга (<http://mosecom.ru>).

Стандартные метеорологические наблюдения (температуры воздуха на 2-х метрах, относительной влажности, атмосферного давления, количества осадков, скорости и направления ветра на 10 метрах) проводились с использованием автоматизированной метеостанции Vaisala с временным разрешением в 1 минуту. Радиационные измерения включали в себя суммарное коротковолновое излучение (менее 4 мкм) и ультрафиолетовое (УФ) излучение в спектральном диапазоне 300-380 нм. Плотность потока суммарной коротковолновой радиации была получена как сумма прямой радиации (данные актинометра М-3), приходящую на горизонтальную площадку, и рассеянной радиации (данные пиранометра М-10 с теневым кольцом). Кроме этого, использовались и данные измерений коротковолновой радиации по балансомеру CNR-4 фирмы Kipp&Zonen. Измерения в УФ области 300-380 нм были выполнены прибором UVS-A-T фирмы KIPP&Zonen, откалиброванным для измерения суммарного УФ излучения в спектральном диапазоне 300-380 нм в рамках калибровочной кампании UVC-II GAW в региональном центре PMOD/WRC в Давосе, Швейцария (<http://projects.pmodwrc.ch/bb2017/project.php>). Подробный анализ результатов калибровок приведен в разделе 1.3.2 настоящей монографии.

В качестве индикатора формирования неблагоприятных метеорологических условий, способствующих городскому загрязнению, был использован разработанный в ФГБУ «Гидрометцентр России» интегральный параметр интенсивности рассеивания примесей (ИРП), значение которого варьируется от 1 до 3 и определяется с учетом комплекса метеорологических параметров (тип атмосферной циркуляции, тип стратификации, скорость ветра в пограничном слое, наличие осадков) (Кузнецова и др., 2014). Например, ИРП=1 характеризуется слабым перемешиванием атмосферы, когда наблюдается устойчивая стратификация атмосферы, малоградиентное барическое

поле, штилевые условия, а также отсутствие осадков. При этих условиях в атмосфере происходит накопление примесей. При ИРП=3 наблюдается обратная картина – условия рассеивания примесей (интенсивное перемешивание) при высоких скоростях ветра, осадках, неустойчивой стратификации, прохождении фронтальных зон. Типизация метеорологических и синоптических условий для определения значения ИРП приведена в Табл.2.1.1.1.

Таблица 2.1.1.1. Метеорологические характеристики, определяющие интегральный параметр интенсивности рассеивания примесей, и синоптическое описание ИРП (Кузнецова и др., 2014) (в статье ИРП обозначается как метеорологический показатель загрязнения (МПЗ))

Характеристика интенсивности рассеивания	Скорость ветра в АПС (м/с)	Барическое поле, перенос, стратификация, осадки
Слабое (ИРП1)	Слабая:	Малоградиентное барическое поле.
	в нижнем 1–1,5 км слое	Устойчивая стратификация.
	$V(0 - 850) = 2-5$	Нет осадков.
Умеренное (ИРП2)	Умеренная	
	в приземном слое	Периферия малоградиентного барического образования с выраженным направлением переноса.
	$V_0 = 1-3,$ в слое 0.5–1.5 км	Возможны слабые непродолжительные осадки.
Интенсивное (ИРП3)	$V_{925-850} = 6-7$	
	Сильная	Периферия градиентного барического образования с выраженным направлением переноса, сменой воздушной массы.
	в слое 0.5 -1.5 км $V_{925-850} = 8$	Сильные осадки.

В результате для периода весеннего эксперимента 2018 и 2019 гг. была создана база данных, которая включала атмосферные характеристики с единым разрешением в 1 час. Использовались также дополнительно и мгновенные данные измерений с 1-минутным разрешением.

2.1.1.2 Описание модели COSMO-ART и численных экспериментов

Параллельно с организацией экспериментальных исследований проводилось моделирование аэрозоля с помощью химико-транспортной модели COSMO-ART (Vogel et al., 2010; Вильфанд и др., 2017) с 7-километровой сеткой.

Система COSMO-Ru7-ART воспроизводит химические трансформации веществ в газовой фазе, фотолиз, коагуляцию, конденсацию, нуклеацию, су-

хое и влажное осаждение аэрозолей, а также позволяет учитывать аэрозольную химию, аэрозольно-радиационное взаимодействие, выбросы морской соли, минеральной пыли и пыльцы, биогенные выбросы гидрокарбонатов и гетерогенные реакции. Всего в блоке используется 172 реакции для описания химических процессов в тропосфере. Одна из наиболее важных особенностей COSMO-Ru7-ART – это параллельный расчет метеорологических параметров и химических преобразований на каждом временном срезе, позволяющий учитывать обратное влияние аэрозолей на радиационный и метеорологический режимы атмосферы (Вильфанд и др., 2017).

Организация работы блока ART модели COSMO-Ru представлена на Рис. 2.1.1.3.

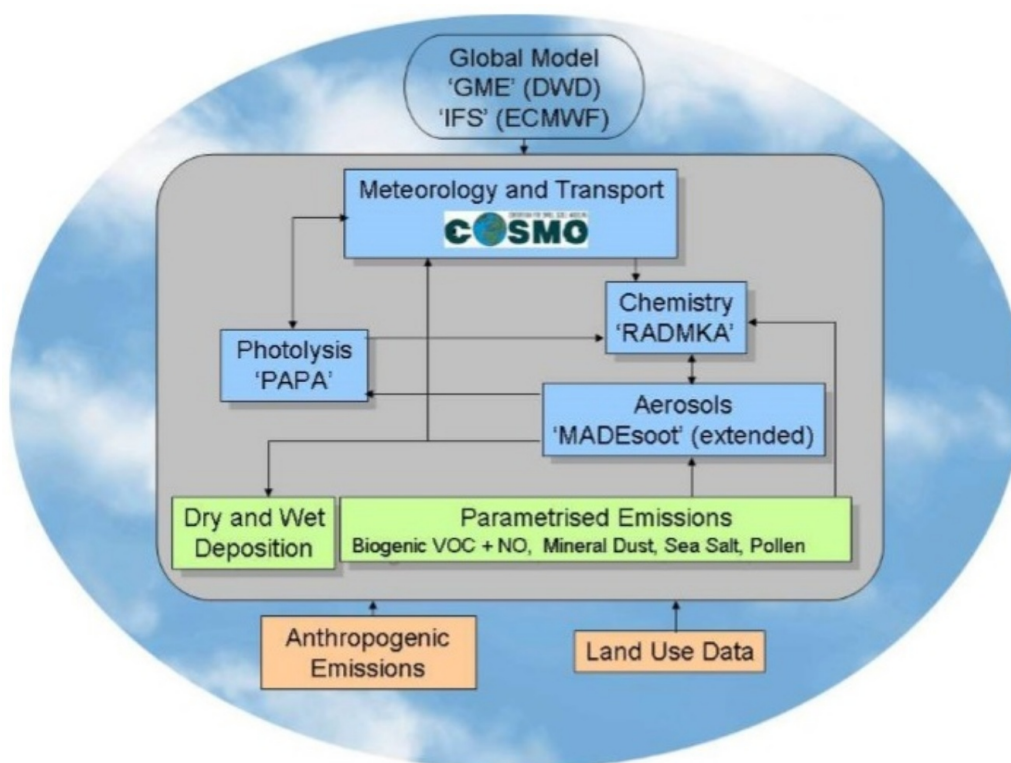


Рис. 2.1.1.3. Схема функционирования модели COSMO-ART (Vogel et al., 2010)

В качестве начальных и граничных условий были использованы метеорологические поля конфигурации COSMO-Ru6-ENA (для 2019 года), а также глобальной модели ICON (для 2018 года). Кроме того, для работы химического блока были необходимы данные проекта Global Land Cover 2000 о землепользовании и данные инвентаризации TNO (Нидерландская организация прикладных научных исследований) для определения антропогенных выбросов загрязняющих веществ.

Концентрации аэрозоля на границах принимались близкими к нулю, поэтому величина моделируемой компоненты связана, главным образом, с городскими эмиссиями. Время, задаваемое для генерации аэрозоля, составляло 31 час в соответствии с рекомендациями разработчиков модели. Были выпол-

нены численные эксперименты с эмиссиями загрязняющих веществ, приводящих к формированию городского аэрозоля по данным ТНО за 2010 год и на кадастровый период 2003-2007 годов. Их пространственное распределение выбросов аэрозольных газовых предшественников за апрель и май показано на Рис. 2.1.1.4. Видно, что выбросы загрязняющих веществ по данным инвентаризации ТНО2010 гораздо меньше, чем по данным 2003-2007 годов. Основные модельные эксперименты в этом исследовании были выполнены с новыми данными об эмиссиях (ТНО2010). Оценка чувствительности формирования городского аэрозоля к использованию эмиссий 2003-2007 г. приведена в (Chubarova et al., 2019), где, в частности, показано, что различия в АОТ на длине волны 550 нм за счет эмиссий при безоблачных условиях могут достигать 0.01-0.02.

Для 2018 г. были рассчитаны прогнозы на 24 часа, при этом в качестве начальных данных химического блока (начальные поля концентраций загрязняющих веществ) использованы результаты прогноза с предыдущих суток, в то время как для 2019 г. были использованы результаты оперативных прогнозов, стандартно считаемых с нулевых полей (происходит формирование аэрозолей) на вторые сутки (24-48 часов). Такие параметры были выбраны в целях экономии машинного времени, при этом результаты моделирования в таком временном масштабе практически не отличаются.

В рамках исследования городского аэрозольного загрязнения в Московском мегаполисе моделировались только антропогенные компоненты аэрозольной оптической толщины АОТ550, приземных концентраций РМ и ВС, а также вклад различных аэрозольных фракций и газов-предшественников городского аэрозоля. Граничные условия задавались близкими к нулю для исключения влияния естественной компоненты аэрозоля и газового загрязнения.

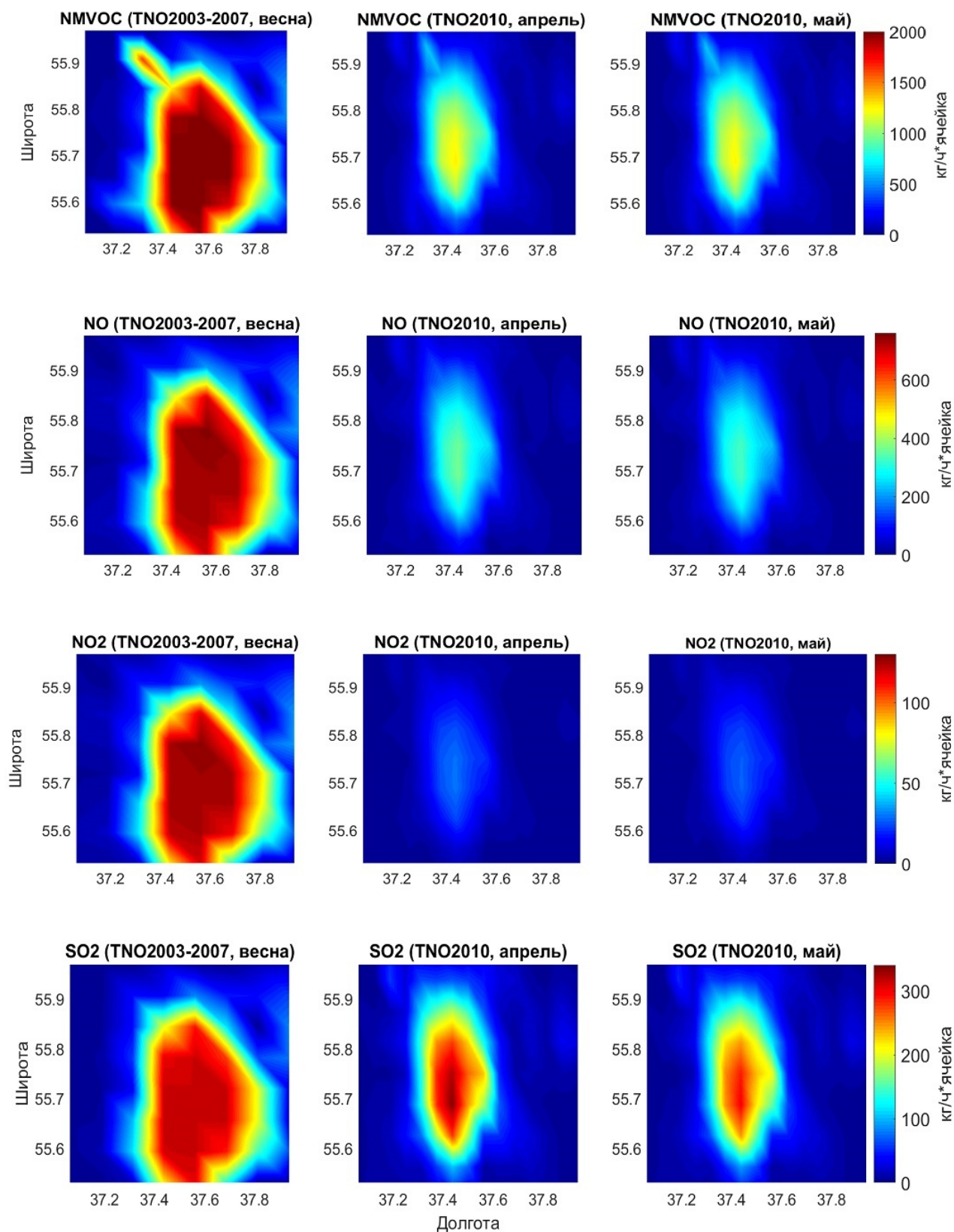


Рис. 2.1.1.4. Выбросы газов-предшественников аэрозоля по данным инвентаризации TNO2003-2007 (слева) и TNO2010 (по центру – для апреля и справа – для мая)

2.1.2 Анализ аэрозольных свойств атмосферы в период эксперимента AeroRadCity

Проанализируем газовой-аэрозольные свойства атмосферы в период проведения эксперимента. В Табл. 2.1.2.1 представлены величины некоторых статистических показателей для различных аэрозольных и газовых параметров за весь период эксперимента 2018-2019 гг. Среднее значение в апреле-мае АОТ500 было ниже на 0.03-0.05 относительно типичного АОТ, которая составляет 0.18-0.20 за период 2001-2017 гг. (см. раздел 1.2). Отметим, что это соответствует отрицательному тренду АОТ в последние годы в московском регионе (Chubarova et al., 2016). Доля грубодисперсной фракции в АОТ500 в среднем составляет 36%, что говорит о преобладании мелкодисперсного аэрозоля естественного и городского происхождения. Средняя концентрация РМ10 оказалась чуть выше климатической на 0.006 мг/м^3 и составила 0.028 мг/м^3 . Такие результаты позволяют говорить о сопоставимости концентраций РМ10 в Москве с аналогичными величинами в крупных европейских городах (около $0.015\text{-}0.030 \text{ мг/м}^3$). Отметим, что в китайских мегаполисах, в частности, в Пекине, концентрации гораздо выше и превышают 0.1 мг/м^3 (Климат Москвы в условиях глобального потепления, 2017). В то же время и в Москве уровень аэрозольного загрязнения может быть выше ПДК. Так, в течение эксперимента, превышение среднесуточного значения ПДК ($\text{PM}_{10}=0.06 \text{ мг/м}^3$) наблюдалось для четырех дней – 16 апреля 2018 года, 22, 25 и 27 апреля 2019 года.

Средние массовые концентрации черного углерода за период эксперимента (1.35 мкг/м^3) в целом соответствуют рассчитанным значениям черного углерода ($1.101\text{-}1.376 \text{ мкг/м}^3$) в микрофизическом блоке базы GADS для московского региона (Кюерке et al., 1997). Результаты 2018-2019 годов немного выше аналогичного среднего значения, полученного за апрель-май 2017-2018 годов – 1.1 мкг/м^3 (Porovichcheva et al., 2020a). Однако эта величина втрое меньше, чем полученные значения для московских автомагистралей по результатам измерений 2014-2016 гг. (Копейкин и др., 2018).

Доля черного углерода в общей концентрации взвешенных частиц в среднем составила 4.7%, но могла в некоторых случаях превышать 26% при низкой концентрации аэрозольных частиц.

Для характеристики особенностей аэрозольного режима в период эксперимента были выделены периоды с квазиоднородными метеорологическими условиями (ПКМУ). Всего выделено 25 периодов (12 – для 2018 года и 13 – для 2019 года), которые представлены в Табл. 2.1.2.2. В основе этого разделения лежит анализ состояния барического поля (преобладающий циркуляционный режим), а также преобладающее направление переноса частиц и отсутствие значимых изменений метеорологических параметров в течение периода. Целью этой дифференциации является выявление адвективного фак-

тора при анализе процессов формирования городского аэрозоля.

Таблица 2.1.2.1. Статистические характеристики параметров аэрозоля и малых газовых примесей в атмосфере Москвы за апрель-май 2018-2019 гг. Архив часовых данных измерений

2018-2019	Среднее	Медиана	Доверит. интервал P=95%	Мин.	Макс.	Кол-во случаев
АОТ500	0.15	0.11	0.011	0.04	0.53	313
АОТгрубодисп. / АОТ, %	36.0	37.7	1.5	7.4	72.8	313
BC*, мкгм⁻³	1.35	1.02	0.050	0	8.89	2071
PM10, мкгм⁻³	0.028	0.025	0.001	0	0.174	2892
BC / PM10*, %	4.66	4.30	0.12	0	26.64	2032
SO₂, мкгм⁻³	0.0024	0.0017	0.0001	0	0.0377	2466
NO, мкгм⁻³	0.0057	0.0013	0.0006	0	0.2113	2902
NO₂, мкгм⁻³	0.036	0.028	0.0009	0	0.154	2902
CH_x, мкгм⁻³	1.47	1.45	0.004	1.31	2.97	2852
CO, мкгм⁻³	0.23	0.19	0.006	0	1.27	2869
Волновой параметр Ангстрема	1.22	1.18	0.036	0.35	1.91	313
Влагосодержание, см	1.11	1.08	0.05	0.45	2.65	313
Альбедро однократного рассеяния SSA675	0.91	0.92	0.015	0.80	0.98	41
Фактор асимметрии рассеяния ASYM675	0.638	0.643	0.010	0.546	0.691	41
Общее содержание озона, DU*	354.35	350.38	3.79	300.76	440.42	190

Примечание: значения были рассчитаны на основе данных часового осреднения результатов наземных измерений (начальный шаг по времени – 20 минут) и результатов измерения параметров в столбе атмосферы солнечным фотометром (начальный шаг по времени – предустановленный стандартный шаг AERONET).

Различия в размерах выборки обусловлены отсутствием измерений AERONET в условиях облачности и ограничениями по оценке SSA и ASYM.

Общее содержание озона получено на основе данных со спутника Aura (прибор OMI).

На Рис. 2.1.2.1 представлена изменчивость основных аэрозольных параметров в столбе атмосферы и у поверхности Земли, а также средние за выделенные периоды значения индексов ИРП. Можно заметить, что осредненное по периодам значение ИРП не опускается ниже 2, что указывает на отсутствие продолжительных условий для накопления примесей в атмосфере.

Наиболее низкие значения ИРП наблюдаются 11 - 16 апреля и 13 - 17 мая 2018 года, а также 25 - 27 апреля 2019 года. Всем этим случаям соответствует либо антициклоническая циркуляция, либо ситуация малоградиентного барического поля, а также повышенные значения аэрозольного содержания как в столбе атмосферы, так и у поверхности земли, и пониженная доля грубодисперсной фракции за счет более активного формирования вторичного (мелкодисперсного) городского аэрозоля или адвекции мелкодисперсной дымовой фракции. Очень высокие значения аэрозольного содержания за период 25 - 27 апреля 2019 г. обусловлены большим вкладом дымовой адвекции в этот период при относительно низких индексах ИРП (анализ выявления различных типов аэрозоля см. далее в этом разделе). С адвекцией дымового аэрозоля при ИРП, близком к 3, связаны также высокие значения аэрозольного содержания в приземном слое атмосферы и в столбе атмосферы 30 апреля - 5 мая 2018 года, и 5 - 12 мая 2019 года. Адвекция южного и юго-западного воздуха, для которого характерны более высокие величины АОТ (Chubarova, 2009), в периоды 13 - 17 мая 2018 г. и 8 - 10 апреля 2019 г. также привела к повышенным концентрациям аэрозоля. В эти же периоды можно отметить и повышенное влагосодержание, что также может свидетельствовать об адвекции теплого воздуха с более высоким содержанием аэрозоля. Отметим, что из-за облачности аэрозольных измерений в столбе атмосферы 8 - 10 апреля 2019 г. не проводилось.

Для оценки взаимообусловленности различных аэрозольных, газовых, а также метеорологических параметров были рассчитаны коэффициенты корреляции этих величин между собой, и с помощью коэффициентов Стьюдента определена их значимость на основе данных часового осреднения (Табл. 2.1.2.3) и осреднения по выделенным периодам с квазиоднородными метеорологическими условиями (Табл. 2.1.2.4). Использование осреднения по периодам позволяет исключить влияние суточной изменчивости, например, в группе $O_3 - NO_x$.

В первую очередь стоит отметить тесную статистически значимую связь при любом осреднении между АОТ500, а также ее мелкодисперсной составляющей и концентрациями PM10 и ВС. АОТ500, PM10 и ВС в большей степени коррелируют с мелкодисперсной фракцией, чем с грубодисперсной, что характерно для городского аэрозоля в умеренных широтах (Dubovik et al., 2002).

ИРП фактически не коррелирует с АОТ500, PM10 при часовом осреднении, однако аэрозольные характеристики имеют тесную связь со скоростью ветра. Наблюдается статистически значимая связь индекса ИРП с ВС, что может свидетельствовать о большей роли стратификации атмосферы для черного углерода, чем для PM10, поскольку источником ВС является только город, а рост PM10 может наблюдаться и за счет адвекции воздуха.

Таблица 2.1.2.2. Периоды с квазипериодными метеорологическими условиями за время проведения эксперимента в 2018-2019 гг. и характеристики аэрозольных параметров, ИРП и скорости ветра за 25 квазипериодных периодов. Погрешности указаны при значимости 0.05. Архив часовых данных измерений

ПКМУ	Тип циркуляции	направление адрекции	ИРП	BC (мкг/м ³)	PM (мг/м ³)	АОТ	Параметр Ангстрема	Fine mode* Нет данных	Влаго-содержание (см)	Скорость ветра (м/с)
1-6 апреля 2018 г.	Циклонический	Западное, юго-западное	2.8 (±0.05)	Нет данных	0.018 (±0.0003)	Нет данных	Нет данных	Нет данных	Нет данных	2.2 (±0.18)
7-10 апреля 2018 г.	Промежуточный	Северо-западное, западное	2.9 (±0.04)	Нет данных	0.019 (±0.0004)	0.1 (±0.002)	0.79 (±0.071)	0.04 (±0.002)	0.78 (±0.019)	2.4 (±0.22)
11-16 апреля 2018 г.	Анти-циклонический	Северное	2.3 (±0.07)	Нет данных	0.027 (±0.0007)	0.26 (±0.008)	1.62 (±0.014)	0.20 (±0.007)	0.73 (±0.019)	1.6 (±0.15)
17-22 апреля 2018 г.	Циклонический	Северо-западное	2.8 (±0.05)	0.67 (±0.282)	0.026 (±0.0005)	0.14 (±0.009)	1.04 (±0.021)	0.08 (±0.007)	0.97 (±0.050)	2.7 (±0.26)
23-26 апреля 2018 г.	Малоградиентное барическое поле	Северное	2.6 (±0.07)	1.38 (±0.518)	0.021 (±0.0011)	0.1 (±0.001)	Нет данных	Нет данных	0.39 (±0.003)	2.0 (±0.22)
27-29 апреля 2018 г.	Малоградиентное барическое поле	Западное	2.6 (±0.07)	1.41 (±0.264)	0.022 (±0.0009)	0.09 (±0.002)	1.26 (±0.03)	0.06 (±0.002)	1.04 (±0.007)	1.7 (±0.21)
30 апреля - 5 мая 2018 г.	Циклонический	Южное, юго-западное	2.8 (±0.04)	1.28 (±0.157)	0.034 (±0.0007)	0.18 (±0.012)	1.25 (±0.018)	0.11 (±0.009)	1.61 (±0.016)	1.7 (±0.13)
6-12 мая 2018 г.	Анти-циклонический	Северное	2.7 (±0.05)	0.96 (±0.184)	0.022 (±0.0005)	0.09 (±0.001)	1.37 (±0.009)	0.05 (±0.001)	0.98 (±0.020)	2.0 (±0.15)
13-17 мая 2018 г.	Малоградиентное барическое поле	Юго-западное, юго-восточное	2.2 (±0.08)	1.81 (±0.127)	0.038 (±0.0008)	0.16 (±0.005)	1.58 (±0.01)	0.011 (±0.004)	1.31 (±0.021)	1.4 (±0.16)
18-20 мая 2018 г.	Циклонический	Западное	2.6 (±0.09)	0.77 (±0.195)	0.018 (±0.0008)	Нет данных	Нет данных	Нет данных	Нет данных	1.7 (±0.23)
21-29 мая 2018 г.	Малоградиентное барическое поле	Северное, северо-западное	2.7 (±0.05)	1.2 (±0.075)	0.020 (±0.0002)	0.1 (±0.002)	1.22 (±0.011)	0.06 (±0.002)	1.24 (±0.020)	2.1 (±0.14)
30-31 мая 2018 г.	Циклонический	Северо-западное	3 (±0.00)	Нет данных	0.021 (±0.0007)	0.12 (±0.004)	1.31 (±0.023)	0.07 (±0.002)	1.56 (±0.028)	3.8 (±0.17)
1-4 апреля 2019 г.	Анти-циклонический	Северо-западное	2.8 (±0.06)	1.37 (±0.102)	0.030 (±0.0011)	0.07 (±0.002)	1.00 (±0.012)	0.04 (±0.001)	0.51 (±0.008)	2.3 (±0.21)
5-7 апреля 2019 г.	Малоградиентное барическое поле	Юго-западное, юго-восточное	2.6 (±0.08)	1.43 (±0.085)	0.032 (±0.0007)	0.16 (±0.004)	1.73 (±0.020)	0.14 (±0.003)	0.66 (±0.012)	1.6 (±0.18)

Таблица 2.1.2.2 продолжение

ПКМУ	Тип циркуляции	направление адвекции	ИРП	ВС (мкг/м ³)	РМ (мг/м ³)	АОТ	Параметр Ангстрема	Fine mode* Нет данных	Влаго- содержание (см)	Скорость ветра (м/с)
8-10 апреля 2019 г.	Промежуточный	Южное	2.9 (±0.04)	2.06 (±0.053)	0.043 (±0.0008)	Нет данных	Нет данных	Нет данных	Нет данных	2.6 (±0.22)
11-16 апреля 2019 г.	Анти-циклонический	Северо-западное	2.8 (±0.05)	0.97 (±0.039)	0.029 (±0.0009)	0.10 (±0.007)	1.28 (±0.020)	0.07 (±0.006)	0.68 (±0.010)	2.2 (±0.12)
17-24 апреля 2019 г.	Малоградиентное барическое поле	Северное, северо-западное	2.5 (±0.06)	2.04 (±0.075)	0.053 (±0.0018)	0.24 (±0.009)	1.55 (±0.016)	0.19 (±0.008)	0.84 (±0.020)	1.6 (±0.13)
25-27 апреля 2019 г.	Малоградиентное барическое поле	Западное, юго-западное	2.2 (±0.11)	2.73 (±0.122)	0.066 (±0.0014)	0.28 (±0.017)	1.67 (±0.016)	0.22 (±0.014)	1.28 (±0.005)	1.6 (±0.20)
28 апреля - 1 мая 2019 г.	Малоградиентное барическое поле	Северное	2.6 (±0.07)	1.43 (±0.091)	0.030 (±0.0011)	0.15 (±0.004)	1.16 (±0.018)	0.10 (±0.003)	0.50 (±0.005)	2.0 (±0.23)
2-4 мая 2019 г.	Циклонический	Северо-западное	2.9 (±0.04)	0.61 (±0.033)	0.018 (±0.0005)	0.09 (±0.004)	1.41 (±0.016)	0.07 (±0.003)	0.92 (±0.016)	2.0 (±0.20)
5-12 мая 2019 г.	Промежуточный	Юго-западное, юго-восточное	2.8 (±0.04)	1.54 (±0.057)	0.034 (±0.0007)	0.20 (±0.005)	1.46 (±0.015)	0.15 (±0.004)	1.46 (±0.016)	1.6 (±0.16)
13-15 мая 2019 г.	Малоградиентное барическое поле	Юго-восточное, восточное	2.8 (±0.06)	1.25 (±0.042)	0.026 (±0.0007)	Нет данных	Нет данных	Нет данных	Нет данных	1.7 (±0.11)
16-21 мая 2019 г.	Анти-циклонический	Северо-западное	2.6 (±0.06)	1.25 (±0.054)	0.027 (±0.0006)	0.08 (±0.001)	1.07 (±0.014)	0.04 (±0.001)	1.09 (±0.015)	1.8 (±0.18)
22-27 мая 2019 г.	Малоградиентное барическое поле	Северо-западное, западное	2.8 (±0.03)	0.94 (±0.038)	0.027 (±0.0005)	0.12 (±0.004)	1.40 (±0.025)	0.08 (±0.003)	1.49 (±0.022)	2.0 (±0.12)
28-31 мая 2019 г.	Циклонический	Западное	2.9 (±0.04)	1.33 (±0.050)	0.034 (±0.0005)	0.24 (±0.008)	1.38 (±0.049)	0.16 (±0.005)	2.10 (±0.026)	2.3 (±0.15)

При благоприятных условиях рассеивания примесей, в том числе за счет усиления ветра, будет наблюдаться уменьшение массовой концентрации ВС. При рассмотрении осреднения по периодам появляется связь значений ИРП с концентрациями угарного газа, монооксида и диоксида азота, то есть с газовыми примесями, характерными для городского загрязнения. Отметим, что скорость ветра на 10 м имеет лучшую связь с различными аэрозольными характеристиками, чем интегральный показатель ИРП. Для газов – ситуация обратная.

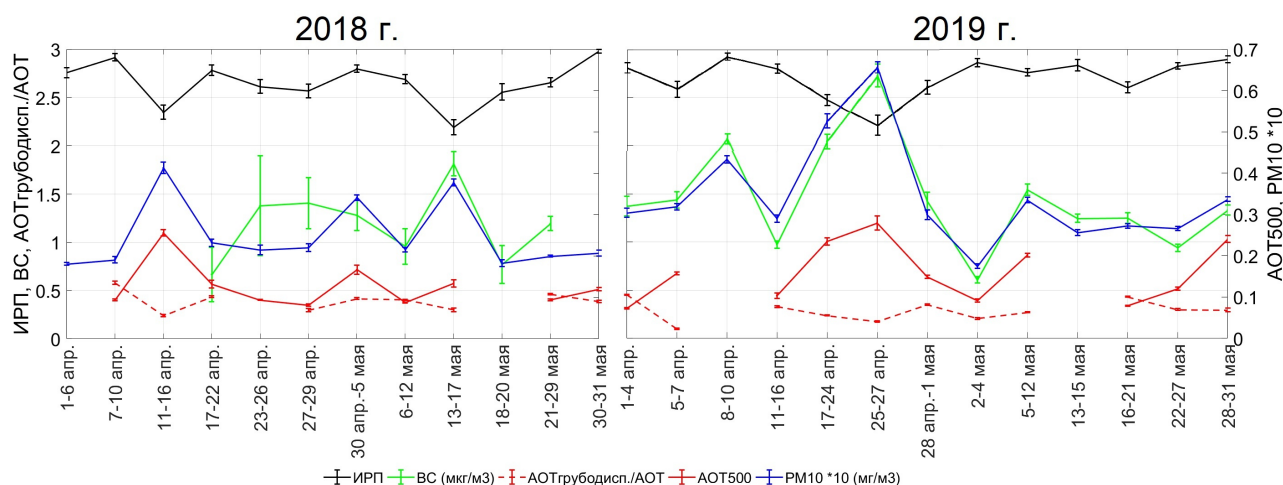


Рис. 2.1.2.1. Средние значения ИРП, АОТ500, отношение грубодисперсной фракции к общей АОТ, приземные концентрации ВС в $\text{мкг}/\text{м}^3$ и PM_{10} (значения увеличены в 10 раз) в $\text{мг}/\text{м}^3$ в различные периоды с квазиоднородными метеорологическими условиями в период эксперимента 2018 и 2019 гг. Архив часовых данных измерений

При часовом осреднении между ВС и CH_x , NO и NO_2 выявлены тесные связи, свидетельствующие о единых источниках эмиссий (этой же причиной можно объяснить корреляцию концентраций различных газов между собой). Также наблюдается статистически значимая связь ВС и CO.

Регрессионные зависимости ВС от PM_{10} , NO и NO_2 являются статистически значимыми, давая при необходимости возможность восстанавливать концентрацию черного углерода для условий Московского мегаполиса. В частности, согласно нашим данным, часовые значения массовой концентрации черного углерода можно рассчитать по простым регрессионным соотношениям, связывающим концентрации ВС с PM_{10} или NO_x :

$$BC = 35.986 * PM_{10} + 0.1114, (R^2 = 0.40) \quad (2.1.2.4)$$

$$BC = 67.19 * NO + 0.7301, (R^2 = 0.48) \quad (2.1.2.5)$$

$$BC = 35.495 * NO_2 + 0.1745, (R^2 = 0.49) \quad (2.1.2.6)$$

где R^2 – коэффициент детерминации.

Отметим, что полученные зависимости характерны для условий Москвы только для теплого периода года и могут отличаться в холодный период и при других соотношениях эмиссии загрязняющих веществ.

2.1.2.1 Массовая концентрация черного углерода и его изменчивость по данным измерений

Временная зависимость массовой концентрации черного углерода (BC) в апреле - мае 2018 и 2019 гг. представлена на Рис. 2.1.2.2 и 2.1.2.3. В часовых усредненных данных наблюдается значительная варьированность концентрации от 0.2 до 5.5 мкг/м³. Среднее значение BC и стандартное отклонение в обеих весенних кампаниях сопоставимо. В 2018 г. оно составило 1.14 ± 0.98 мкг/м³, а в 2019 г. - 1.46 ± 1.24 мкг/м³.

По данным непрерывных измерений черного углерода была получена зависимость средней за месяц массовой концентрации от времени суток. Суточный ход массовой концентрации BC представлен на Рис. 2.1.2.4 (а) и (б). В измерительной кампании 2018 г. наблюдались малые значения концентраций (~ 0.5 - 1.5 мкг/м³) в дневные часы (с 11 до 19 часов), а в другое время суток отмечалось увеличение до ~ 1.5 - 2.5 мкг/м³. Аналогичный тип суточной зависимости отмечался и в 2019 г. с малыми концентрациями BC в дневное время суток. Такой суточный ход BC можно объяснить увеличением высоты пограничного слоя в результате развития вертикальной конвекции в атмосфере из-за нагрева поверхности земли солнечным излучением в дневное время (Ramachandran, Rajesh, 2007; Kozlov et al., 2011; Chen et al., 2014). При этом воздух перемешивается с верхними слоями атмосферы, что ведет к снижению концентрации аэрозолей у поверхности Земли.

В апреле-мае 2018 г. в утренние часы наблюдался максимум до 1.4 мкг/м³, связанный с транспортной активностью и увеличенной нагрузкой теплоэнергетического комплекса в утренние часы. Отметим, что подобный типичный суточный ход наблюдается в крупных городах: в Томске (Козлов и др., 2011), в Ахмедабад (Ramachandran, Rajesh, 2007), а также в мегаполисе Афины (Diapouli et al., 2017). В апреле 2019 г. наличие утреннего максимума воспроизводилось, однако в мае он не наблюдался.

Таблица 2.1.2.3. Матрица корреляции оптических и аэрозольно-газовых параметров с часовым осреднением. Эксперимент AeroRadCity, 2018-2019 гг. Архив часовых данных измерений. N = 230. Зеленый цвет - уровень значимости 0.1%, оранжевый цвет - уровень значимости 1%, красный цвет - уровень значимости 5%

	АОТ 500	АОТ 500 (O'Neill)	Мелко-дисперсная фракция	Грубо-дисперсная фракция	ИРП	Скорость ветра	BC	PM10	BC/PM10	Влажность	Параметр Ангстрема	CH _x	CO	NO	NO ₂	SO ₂
АОТ500	1.00	1.00	0.98	0.57	0.03	-0.21	0.34	0.57	-0.08	0.21	0.58	0.34	0.27	0.20	0.29	0.17
АОТ500 (O'Neill)		1.00	0.98	0.57	0.03	-0.21	0.34	0.57	-0.08	0.21	0.58	0.35	0.27	0.21	0.29	0.17
Мелко-дисперсная фракция			1.00	0.39	0.01	-0.27	0.39	0.58	-0.06	0.13	0.70	0.40	0.25	0.24	0.33	0.13
Грубо-дисперсная фракция			1.00		0.12	0.12	-0.01	0.23	-0.14	0.42	-0.18	-0.03	0.22	-0.04	0.00	0.26
ИРП					1.00	0.48	-0.24	-0.05	-0.10	-0.21	-0.17	-0.19	-0.15	-0.09	-0.19	0.13
Скорость ветра						1.00	-0.49	-0.25	-0.26	-0.05	-0.43	-0.44	-0.22	-0.34	-0.47	0.04
BC							1.00	0.64	0.58	-0.04	0.44	0.70	0.39	0.70	0.70	0.04
PM10								1.00	-0.11	-0.09	0.42	0.75	0.32	0.66	0.70	0.11
BC/PM10									1.00	0.04	0.06	0.06	0.08	0.10	0.10	-0.04
Влажность										1.00	0.12	-0.13	0.16	-0.19	-0.21	0.04
Параметр Ангстрема											1.00	0.46	0.24	0.26	0.33	-0.08
CH _x												1.00	0.41	0.77	0.77	0.07
CO													1.00	0.39	0.35	0.06
NO														1.00	0.87	0.24
NO ₂															1.00	0.33
SO ₂																1.00

Таблица 2.1.2.4. Матрица корреляции оптических и аэрозольно-газовых параметров с осреднением по периодам с квазиоднородными метеорологическими условиями. Эксперимент AeroRadCity, 2018-2019 гг. Архив часовых данных измерений. N = 25. Зеленый цвет - уровень значимости 0.1%, оранжевый цвет - уровень значимости 1% , красный цвет - уровень значимости 5%

	АОТ 500	АОТ 500 (O'Neill)	Мелко- дисперс- ная фракция	Грубо- дисперс- ная фракция	ИРП	Скорость ветра	ВС	PM10	ВС/ PM10	Влаго- содержа- ние	Параметр Ангстрема	CH _x	CO	NO	NO ₂	SO ₂
АОТ500	1.00	1.00	0.98	0.54	0.05	-0.37	0.62	0.72	-0.14	0.33	0.65	0.43	0.67	0.11	0.56	0.21
АОТ500 (O'Neill)		1.00	0.97	0.55	0.04	-0.34	0.60	0.71	-0.22	0.29	0.65	0.42	0.68	0.19	0.56	0.20
Мелко- дисперсная фракция			1.00	0.34	0.05	-0.42	0.62	0.70	-0.14	0.19	0.78	0.45	0.64	0.20	0.55	0.10
Грубо- дисперсная фракция				1.00	-0.02	0.16	0.20	0.34	-0.38	0.52	-0.20	0.07	0.43	0.04	0.30	0.45
ИРП					1.00	0.11	-0.32	-0.33	-0.08	0.15	0.04	-0.35	-0.27	-0.54	-0.47	0.08
Скорость ветра						1.00	-0.40	-0.15	-0.47	0.00	-0.55	-0.45	-0.27	-0.07	-0.22	0.13
ВС							1.00	0.82	0.25	0.22	0.55	0.87	0.71	0.47	0.73	-0.19
PM10								1.00	-0.25	0.10	0.45	0.72	0.70	0.49	0.65	0.07
ВС/PM10									1.00	0.14	0.26	-0.06	0.01	-0.18	0.04	-0.26
Влаго- содержание										1.00	0.15	0.01	0.31	-0.27	-0.04	0.07
Параметр Ангстрема											1.00	0.44	0.40	0.09	0.31	-0.20
CH _x												1.00	0.59	0.61	0.57	-0.29
CO													1.00	0.48	0.71	-0.04
NO														1.00	0.52	-0.05
NO ₂															1.00	0.25
SO ₂																1.00

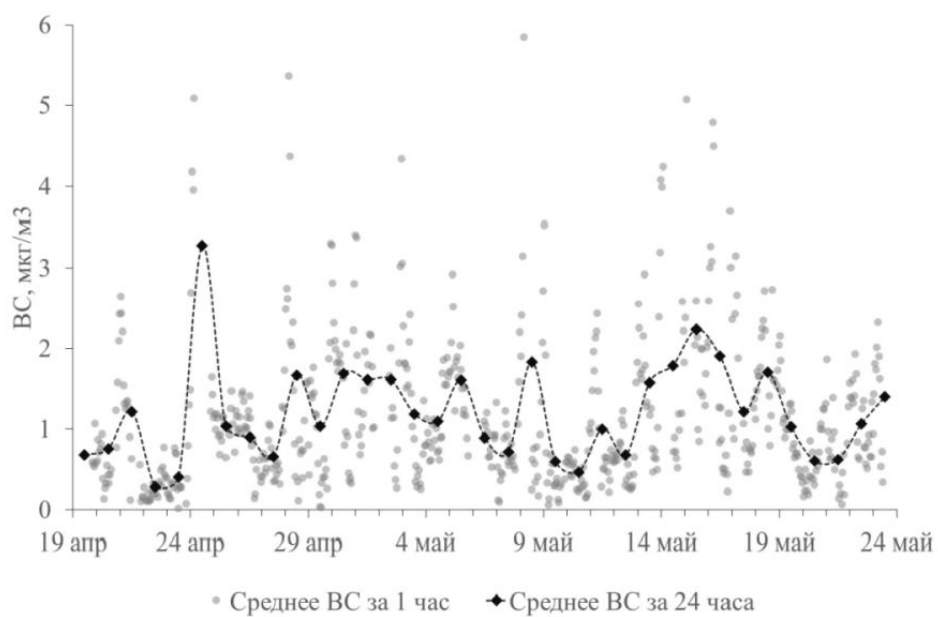


Рис. 2.1.2.2. Временная зависимость массовой концентрации черного углерода в апреле-мае 2018 г.

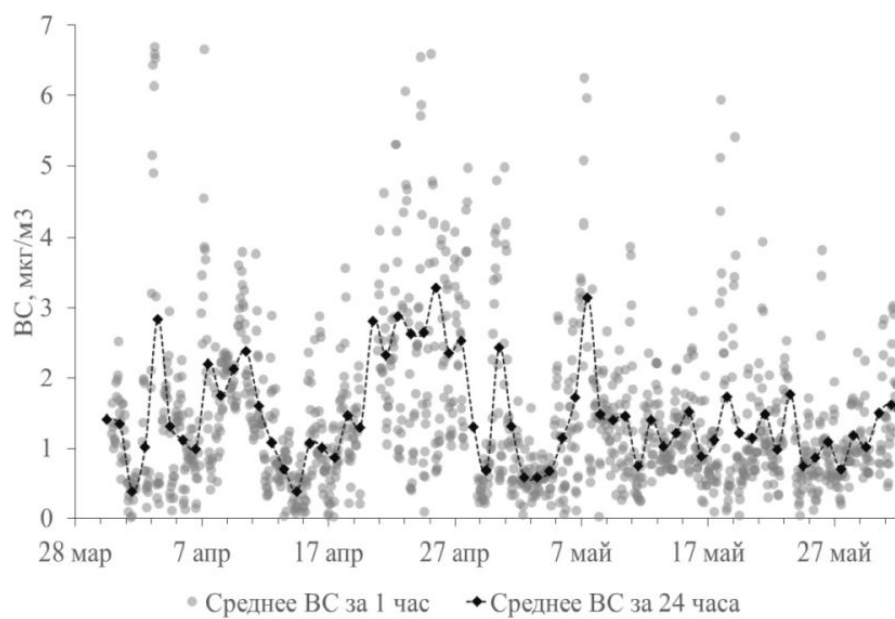


Рис. 2.1.2.3. Временная зависимость массовой концентрации черного углерода в апреле-мае в 2019 г.

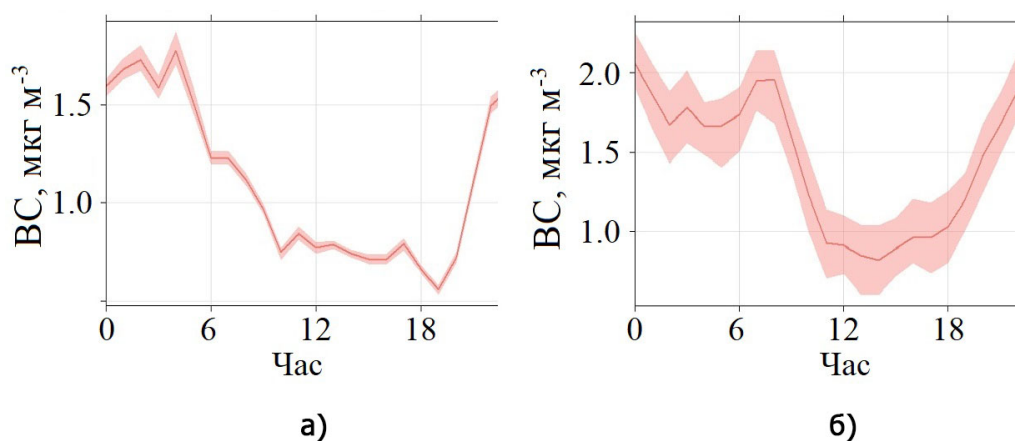


Рис. 2.1.2.4. Суточный ход ВС в апреле-мае в 2018 г. (а) и 2019 г. (б). Линия – средние значения концентрации ВС от времени суток. Полупрозрачная область – 95% доверительный интервал значений концентрации ВС.

Дизельное топливо и бензин являются основными видами топлива, используемыми для автомобильных перевозок. Показано, что больше всего черного углерода выбрасывается транспортом с дизельными двигателями (Weingartner et al., 1997). Вклад выбросов тяжелых транспортных средств (грузовиков, автобусов и др.) с дизельными двигателями (грузового транспорта большой грузоподъемности) может достигать 42% от общей массы выбросов черного углерода в атмосферу (Reddy, Venkataraman, 2002).

В городах с регулируемым потоком транспорта в дневное время причину высоких ночных концентраций ВС (после 22:00) можно объяснить увеличением выбросов тяжелого транспорта с дизельными двигателями, которым разрешен проезд именно ночью (Garland et al., 2008). Подобное явление наблюдается и при анализе суточного хода ВС, полученного в ходе эксперимента в МО МГУ. Поэтому, вероятно, что стабильный высокий уровень ВС, наблюдаемый поздним вечером, в ночное время и ранним утром, может быть связан со значительным влиянием выбросов в атмосферу мегаполиса дизельных транспортных средств.

При анализе недельного хода концентраций ВС наблюдаются пониженные значения в выходные дни (Рис. 2.1.2.5 (а) и (б)), что наглядно демонстрирует вклад хозяйственной деятельности в эмиссию продуктов сжигания в урбанизированной среде.

Рассмотрим влияние метеорологических параметров на массовую концентрацию черного углерода.

Наблюдается отрицательная корреляция массовой концентрации черного углерода со скоростью ветра. При скорости ветра более ~ 4 м/с концентрации ВС резко понижаются (Рис. 2.1.2.6). Такой тренд объясняется тем, что при усилении ветра существует большая вероятность перемешивания объемов воздуха различных концентраций в атмосфере (Chen et al., 2014).

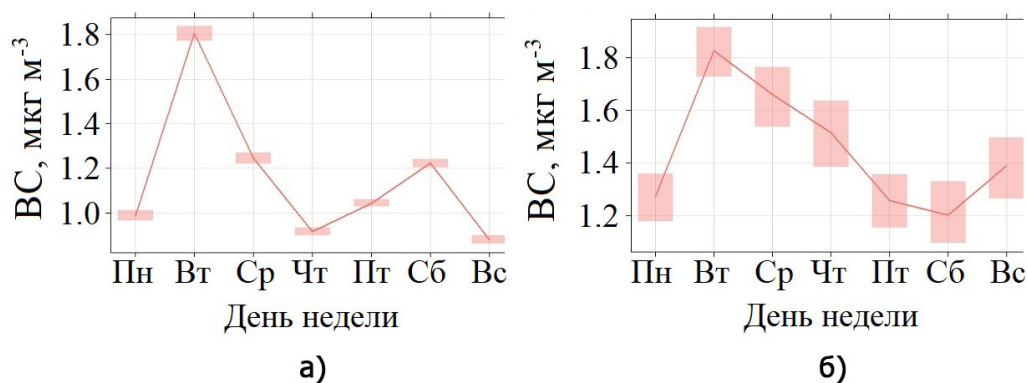


Рис. 2.1.2.5. Изменение концентрации черного углерода в течение недельного цикла в апреле-мае в 2018 г. (а) и 2019 г. (б). Линия – средние значение концентрации ВС. Полупрозрачная область – 95% доверительный интервал значений концентрации ВС.

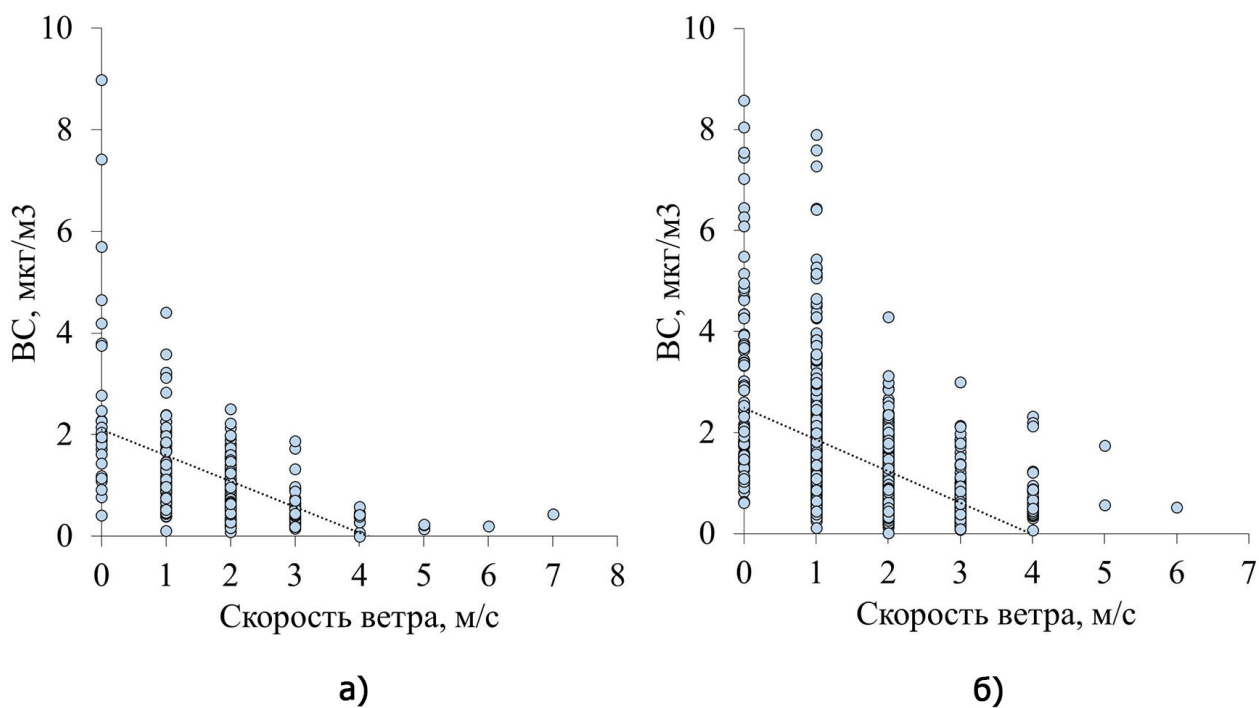


Рис. 2.1.2.6. Связи значений массовой концентрация черного углерода и скорости ветра в апреле-мае в 2018 (а) и 2019 (б) гг. Пунктиром показаны линии линейного тренда.

Рассмотрим связь концентрации черного углерода с направлением скорости ветра (Рис. 2.1.2.7). Для кампании 2018 года случаи высоких концентраций ВС, выше $4 \mu\text{g m}^{-3}$, наблюдались при западном направлении (270°). В 2019 году такие случаи также преимущественно наблюдались в направлениях 110° , 250° , 270° , 290° . Следовательно, большинство случаев с повышенной концентрацией ВС весной в МО МГУ наблюдается при адвекции воздуха с запада (см. Рис. 2.1.2.7)

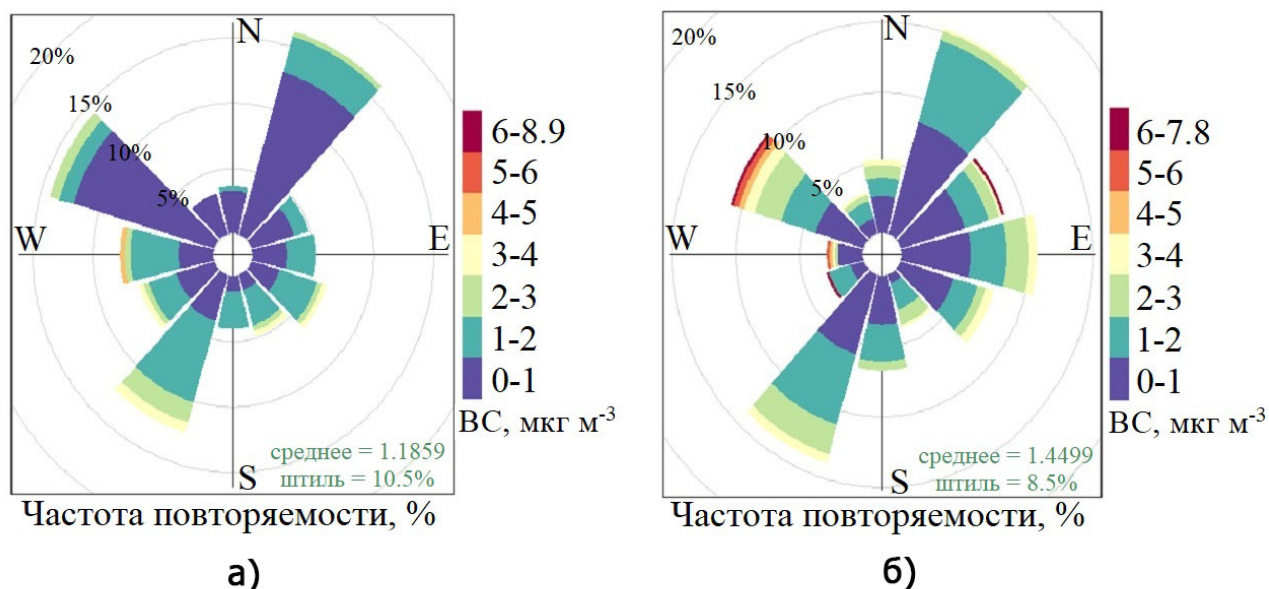


Рис. 2.1.2.7. Розы загрязнения черным углеродом ($\text{мкг}/\text{м}^3$) в апреле-мае в 2018 (а) и 2019 (б) гг.

2.1.2.2 Соотношение содержания аэрозоля в столбе атмосферы и в приземном слое воздуха

Рассмотрим, как соотносится содержание и свойства аэрозоля в столбе воздуха и в приземном слое атмосферы. На диаграммах рассеяния (Рис. 2.1.2.8) представлена связь АОТ500 с массовой концентрацией приземного аэрозоля PM_{10} . Видно, что при $\text{PM}_{10} \sim 0.05 \text{ мг}/\text{м}^3$ для общей АОТ500 (Рис. 2.1.2.8а) и ее мелкодисперсной фракции (Рис. 2.1.2.8б) происходит разделение на два типа зависимости. Точка разделения – точка бифуркации – характеризует два типа распределения аэрозоля в столбе и у поверхности – нижняя ветвь зависимости АОТ от PM_{10} характеризует рост PM_{10} только в нижнем слое (за счет локальных источников у поверхности) при отсутствии выраженного роста АОТ. Более выраженная верхняя ветвь зависимости между АОТ и PM_{10} связана с влиянием адвекции воздушной массы, когда одновременно с АОТ растет концентрация приземных частиц. Как видно из Рис. 2.1.2.8, первый вариант наиболее характерен для слабого перемешивания (см. Табл. 2.1.1.1).

Для грубодисперсной фракции (Рис. 2.1.2.8в) точка бифуркации не наблюдается. Эта фракция является более «тяжелой», и ее «дальний» перенос из других регионов практически не происходит.

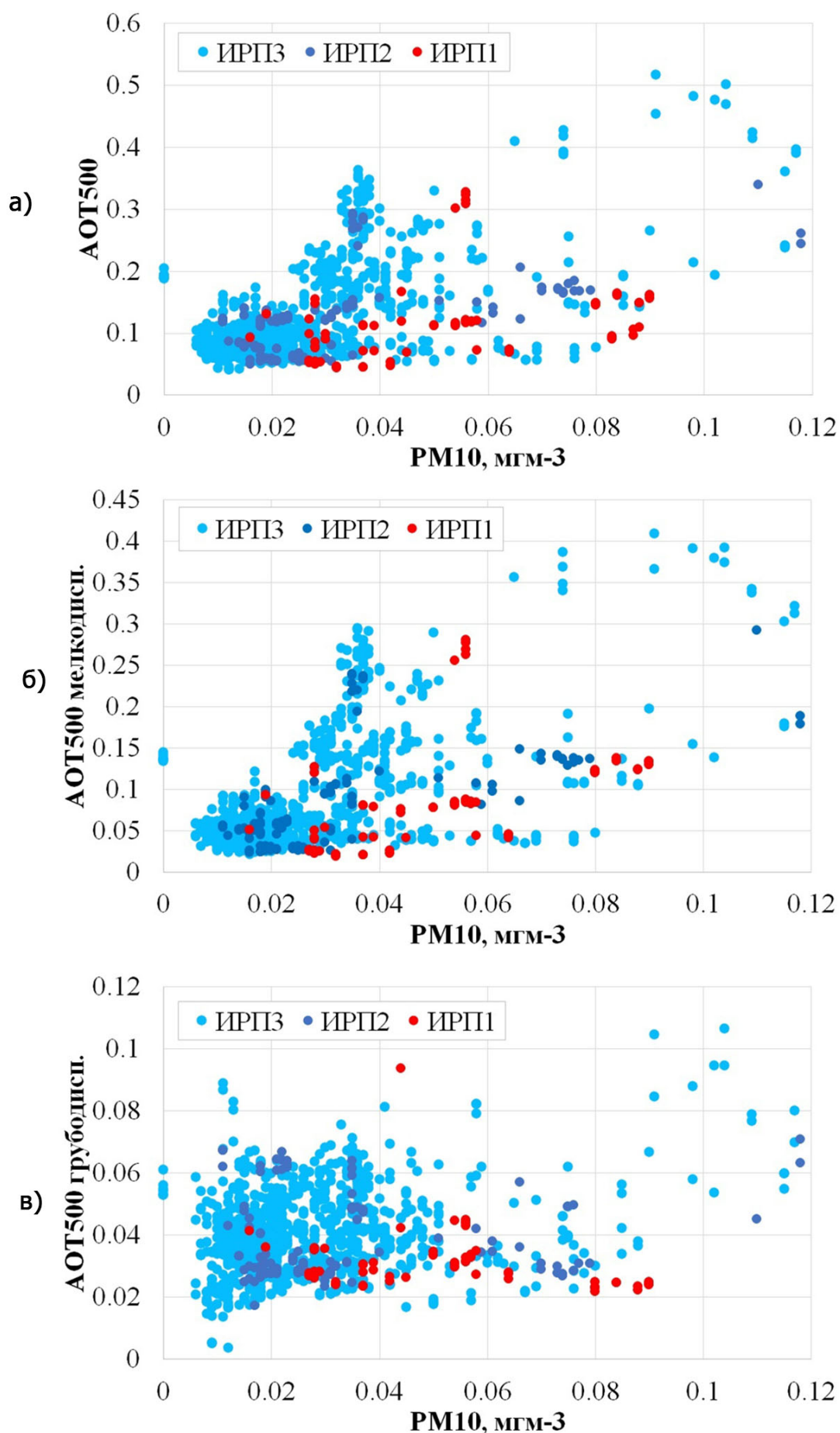


Рис. 2.1.2.8. Связь общей АОТ500 (а), ее мелкодисперсной (б) и грубодисперсной (в) фракции с приземной концентрацией аэрозоля (PM_{10} , $\text{мг}/\text{м}^3$) при различных режимах перемешивания. Архив минутных данных измерений

Величина волнового показателя Ангстрема (ААЕ) поглощения часто используется для выделения аэрозоля с высоким содержанием черного углерода (Liu et al., 2018; Kirchstetter et al., 2004). В ходе эксперимента была возможность провести одновременные измерения этой характеристики в близких спектральных интервалах (350-670 нм и 440-870 нм) соответственно в приземном слое атмосферы и в столбе атмосферы. Проведенный анализ однако не выявил связей между этими величинами (Рис. 2.1.2.9). Это может быть объяснено, во-первых, разным периодом осреднения, поскольку оценки ААЕ для приземного слоя проводились на основании суточного осреднения, а ААЕ – по данным измерений AERONET только в дневное время. Во-вторых, в некоторой степени, это может объясняться за счет погрешности определения ААЕ в столбе атмосферы при наблюдающихся довольно малых концентрациях аэрозоля. В-третьих, аэрозольные свойства у поверхности Земли могут быть иными при условии плохого перемешивания по сравнению с аэрозолем в столбе атмосферы. При этом аэрозольные измерения в столбе атмосферы лучше отражают адвективную составляющую аэрозоля, в отличие от приземных измерений.

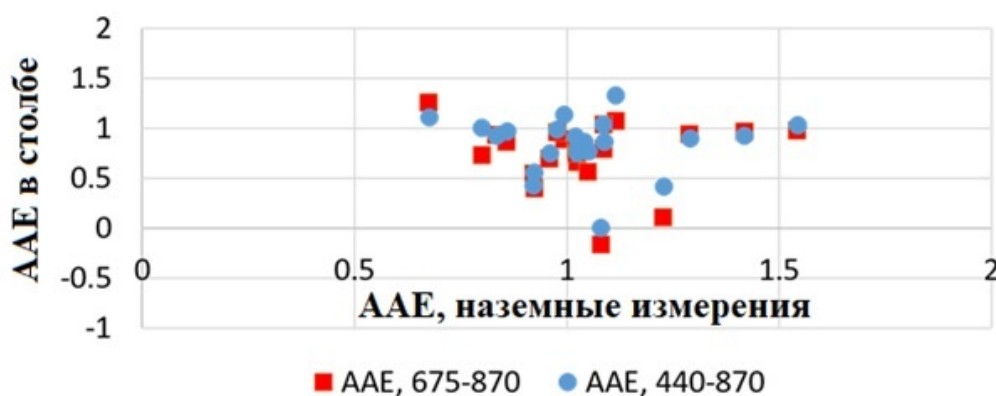


Рис. 2.1.2.9. Волновой параметр Ангстрема поглощения ААЕ в столбе атмосферы для двух спектральных диапазонов (675-870 и 440-870 нм) относительно приземных измерений ААЕ для спектрального диапазона 350-670 нм

2.1.2.3 Свойства типичного аэрозоля по модельным и экспериментальным данным в Москве

Для рассмотрения процессов динамики типичного для московского региона аэрозоля необходимо исключить влияние «нетипичных» факторов, в частности, случаев адвекции дымового аэрозоля, который обладает иными оптическими свойствами (Dubovik et al., 2002; Chubarova et al., 2012; Liu et al., 2018).

На Рис. 2.1.2.10 представлена блок-схема, по алгоритму которой происходило разделение аэрозоля на типичный, либо на подверженный влиянию дымовой адвекции. Исходной информацией послужили данные сервиса мо-

нитинга пожаров FIRMS (рассматриваются данные по прибору MODIS на спутнике Terra) и факт попадания обнаруженных очагов в радиус 50 км от линии переноса частиц, определяемой по методу обратных траекторий с помощью модели HYSPLIT на высоте 500 м с шагом по времени – одни сутки. Обычно на высотах до 2-3 км в нижней тропосфере, где отмечается максимум аэрозольного содержания, воздушные потоки имеют близкие направления, поэтому данные на 500 м отражают перенос воздуха и на больших высотах.

Если количество пожаров в Московском регионе (Москва, Московская область и прилегающие области) мало и/или очаги при этом находятся на границе 50-километровой области, то дополнительно используются данные AERONET о волновом параметре Ангстрема поглощения, который рассчитывается для поглощающего аэрозоля. Для идентификации процессов низкотемпературного горения было использовано значение, равное 1. Если значения меньше единицы, то это свидетельствует об отсутствии поглощения органическим углеродом, который поглощает в коротковолновой области спектра (Kirchstetter et al., 2004; Sun et al., 2017), то есть соответствуют типичному аэрозолю.

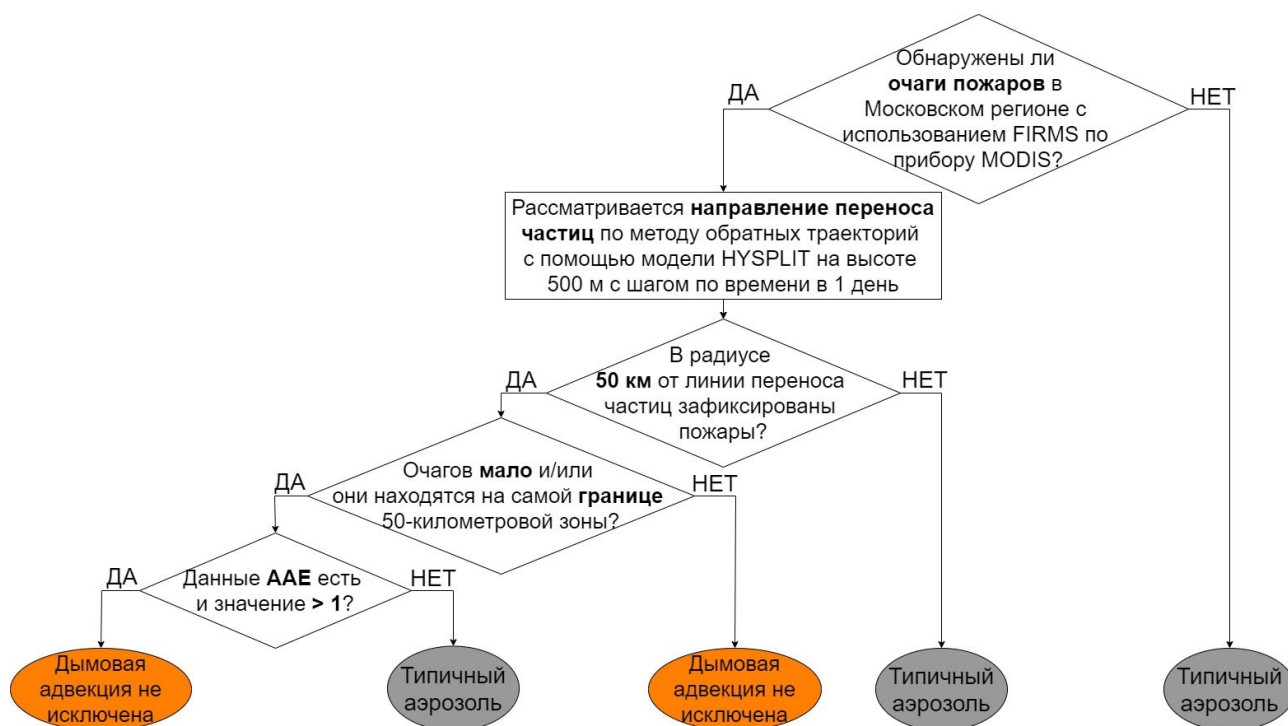


Рис. 2.1.2.10. Блок-схема для выявления дней с преобладанием типичного или дымового аэрозоля

Пример определения дымовой адвекции по описанной схеме представлен на Рис. 2.1.2.11 для 29 апреля 2019 года. Видно, что очаги пожаров попадают в радиус 50 км от траектории переноса частиц, то есть в этот день аэрозольные свойства атмосферы были подвержены влиянию дымового аэрозоля.

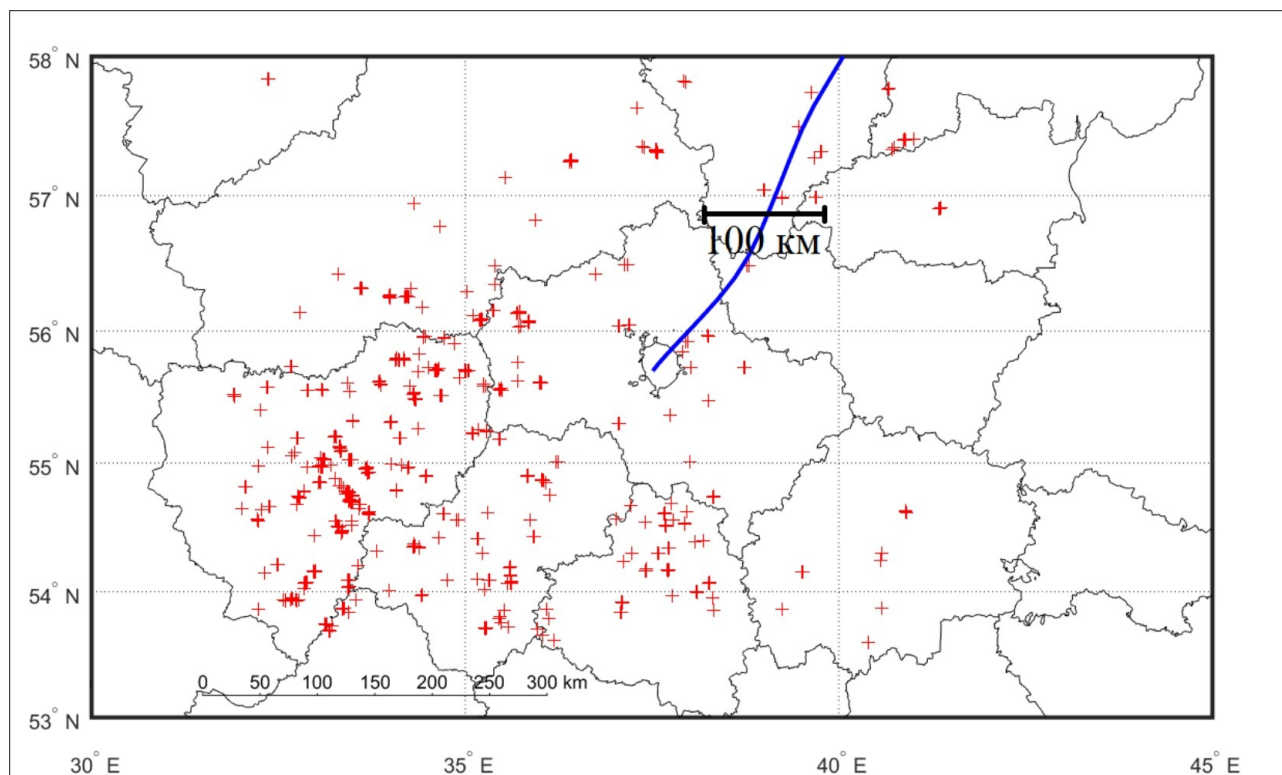


Рис. 2.1.2.11. Пример использования данных об очагах пожаров по данным FIRMS и данным о направлении переноса частиц для детектирования дымовой адвекции. 29 апреля 2019 года. Красным маркером обозначены очаги пожаров по спутниковым данным, синей линией – восстановленная по модели HYSPLIT траектория переноса частиц.

После разделения случаев с типичным для московских условий аэрозо-лем и случаев дымового аэрозоля было проведено сравнение их основных параметров (Рис. 2.1.2.12). Получены более низкие значения ААЕ, а также несколько более высокое значение АОТ₆₇₅ по сравнению с АОТ₆₇₅ для типичного аэрозоля. Кроме того, для дымового аэрозоля характерна существенно более низкая доля ВС в РМ₁₀, так как, несмотря на увеличение ВС в условиях адвекции дымового аэрозоля (см. анализ далее), при горении биомассы также выделяется органический углерод и формируются другие аэрозольные фракции, значительно увеличивающие РМ₁₀. Эти процессы хорошо видны при анализе дымового аэрозоля, для которого обычно характерны высокие значения альбеда однократного рассеяния в видимом диапазоне спектра порядка 0.95, что и соответствует крайне низкому аэрозольному поглощению (Chubarova et al., 2012). Следует отметить, что для величин ААЕ и ВС/РМ₁₀ различия статистически значимы на уровне 5%.

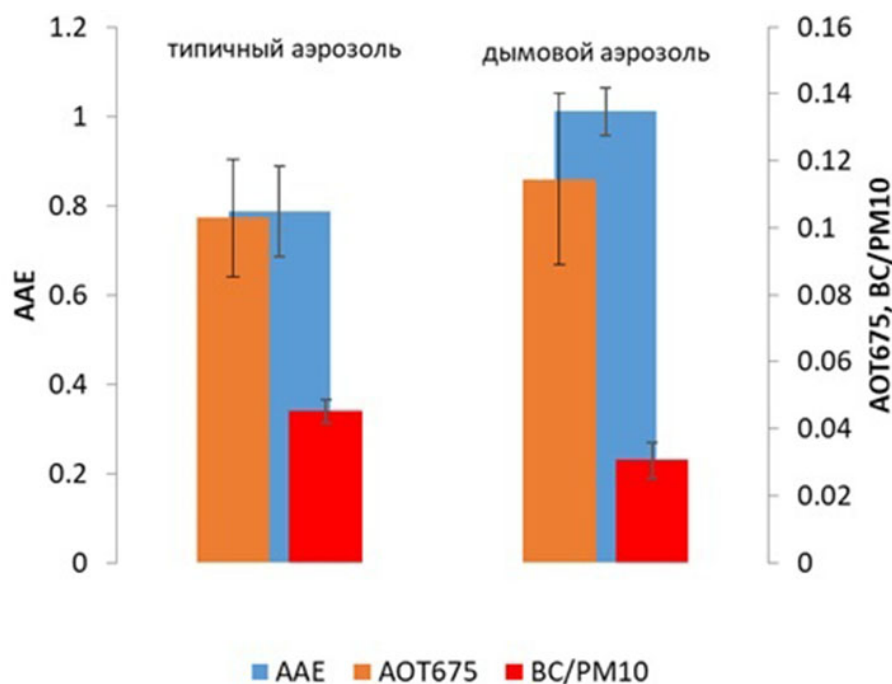


Рис. 2.1.2.12. Волновой показатель Ангстрема поглощения в диапазоне длин волн 440-870 нм, АОТ на длине волны 675 нм и доля ВС/PM10 по данным измерений для условий типичного и дымового аэрозоля. Доверительный интервал указан со значимостью 5%

Пример успешного применения фильтрации – Рис. 2.1.2.13, на котором представлены все случаи и случаи с высокими значениями ВС, которые наблюдались при адвекции дымового аэрозоля. Исключение этих случаев позволяет более качественно оценивать городское загрязнение, в том числе, черным углеродом.

Таким образом, была сформирована выборка случаев измерений, характерная для типичного аэрозоля при отсутствии влияния дымового аэрозоля. В дальнейшем исследование аэрозольных характеристик проводилось только для выборки типичного аэрозоля.

Рассмотрим сравнения аэрозольных измерений с данными модельных расчетов только для типичных условий для различных условий перемешивания (Рис. 2.1.2.14). В целом наблюдаются согласованные изменения модельных и экспериментальных данных, однако при малых концентрациях проявляется заметное превышение расчетов ВС и отсутствие модельных значений менее 1 мкг/м^3 . Также недостаточно хорошо воспроизводятся и высокие значения ВС. На Рис. 2.1.2.14 хорошо видно влияние условий перемешивания в атмосфере, проявляющееся как бы в наложении слоев с различными ИРП друг на друга: чем менее благоприятные условия рассеяния примесей (меньше индекс ИРП), тем выше нижняя граница модельной концентрации ВС. На Рис. 2.1.2.15 показано, что при разных режимах наблюдается систематическое завышение концентраций ВС. В то же время расчет ВС при режиме слабого перемешивания (ИРП1) несколько лучше восстанавливает значения по срав-

нению с расчетами при хорошем перемешивании, когда различия могут достигать 2-х раз. Вероятно, в верхних слоях атмосферы в модели формируются завышенные концентрации черного углерода, а интенсивное перемешивание способствует чрезмерному росту ВС у поверхности Земли.

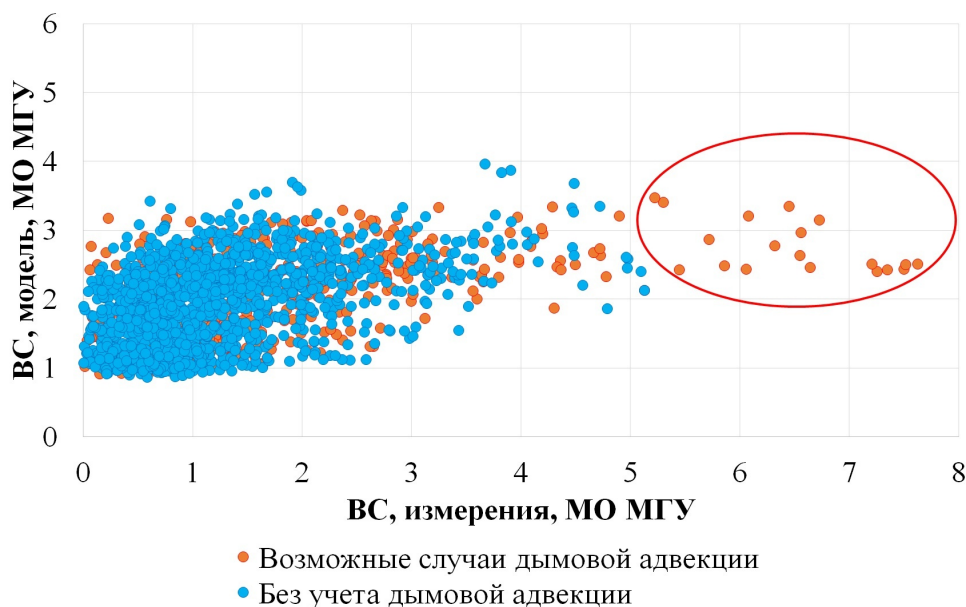


Рис. 2.1.2.13. Зависимость модельной концентрации ВС от измеренной концентрации ВС в случае дымовой адвекции и при ее исключении. Архив часовых данных измерений

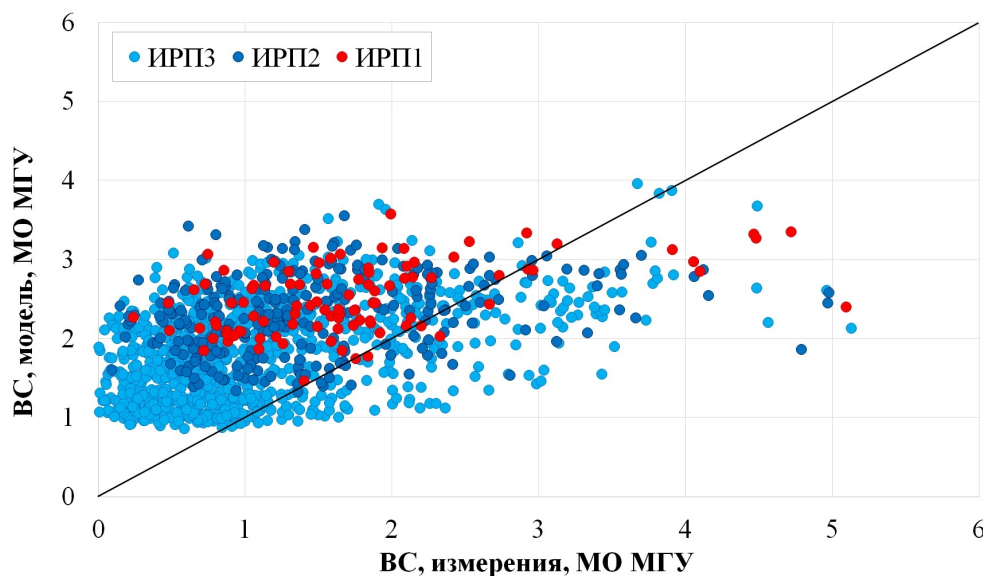


Рис. 2.1.2.14. Связь модельной концентрации ВС с измеренной для МО МГУ для различных режимов перемешивания с указанием биссектрисы. Типичный аэрозоль. Архив часовых данных измерений

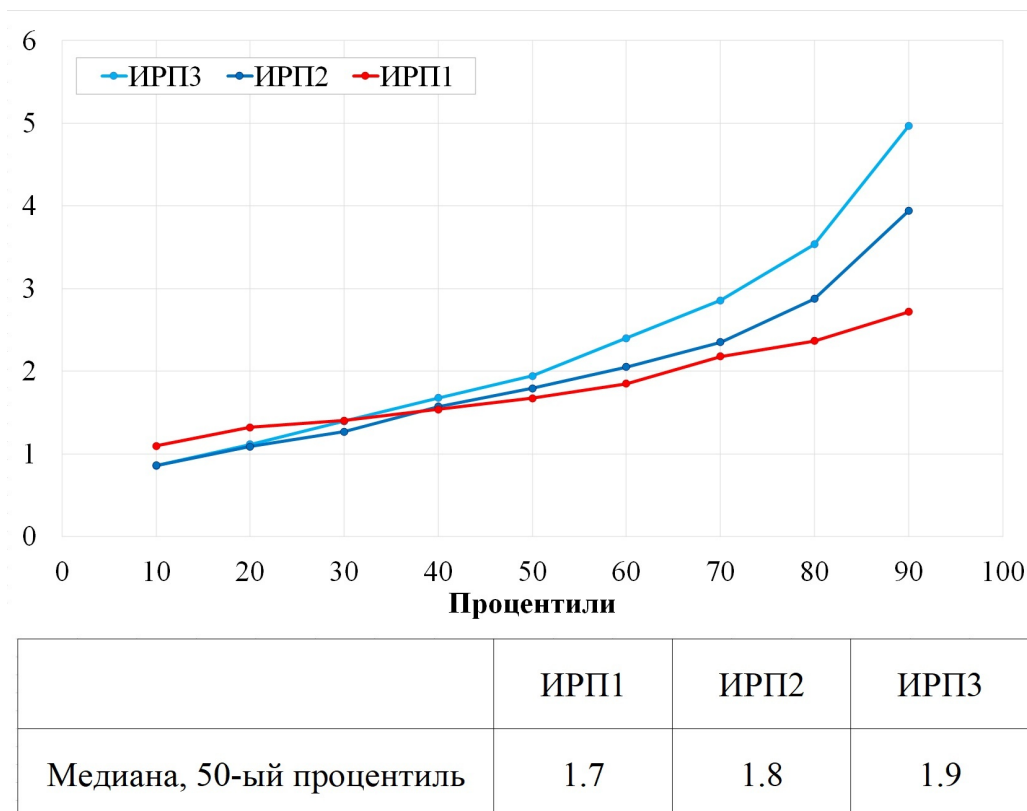


Рис. 2.1.2.15. Отношение модельной концентрации ВС к измеренной для разных значений процентилей при различных режимах перемешивания с указанием медианных значений для разных ИРП

На Рис. 2.1.2.16 представлен суточный ход приземных концентраций ВС по результатам наблюдений и моделирования за период эксперимента, а также суточный ход величин эмиссий первичной фракции черного углерода по данным TNO2010 для мая. Отметим, что майские эмиссии близки к апрельским значениям. В среднем, суточный ход концентрации черного углерода за все время проведения эксперимента соответствует модельным данным и говорит об удовлетворительном качестве моделирования. В то же время, поскольку для образования черного углерода требуется время, то суточный ход между эмиссиями и самими величинами ВС не согласуется. Модельный суточный ход ВС, главным образом, определяется особенностями вариации пограничного слоя атмосферы, увеличение высоты которого в дневное время способствует процессам «разбавления» и уменьшению концентрации ВС у поверхности Земли.

Поскольку ВС является наиболее важной аэрозольной примесью, существенно уменьшающей альбедо однократного рассеяния, мы рассмотрели зависимости между концентрациями черного углерода, PM₁₀, SO₂ и NO₂ при разных показателях ИРП (Рис. 2.1.2.17). Тесная связь между концентрациями ВС, PM₁₀ и NO₂ была выявлена по результатам расчетов и измерений. Корреляция концентрации черного углерода с диоксидом серы выявлена только по результатам моделирования при относительно высоких кон-

центрациях SO_2 , которые не наблюдаются в Москве (Климат Москвы в условиях глобального потепления, 2017), в то время как результаты измерений не выявили этой связи. Таким образом, можно констатировать, что данные TNO2010 завышают эмиссии SO_2 в Москве. Напомним, что основным источником выбросов SO_2 обычно является сжигание угольного топлива для обеспечения работы ТЭЦ, как правило, не используемое в Московском регионе.

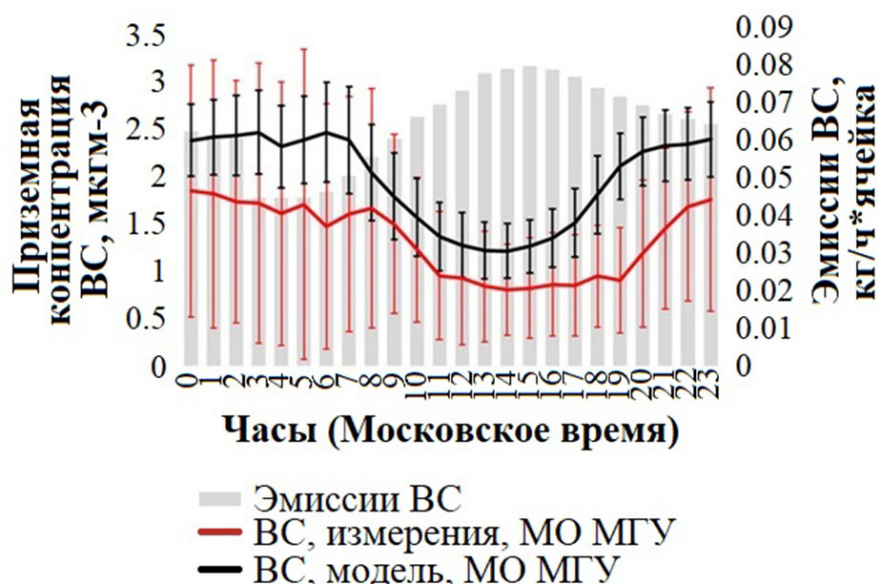


Рис. 2.1.2.16. Суточный ход приземных концентраций ВС по данным измерений за период 2018-2019 гг. и данным моделирования с помощью модели COSMO-ART, а также эмиссий предшественников ВС по данным TNO2010. Архив часовых данных измерений

Зависимость модельной концентрации РМ от измеренной (Рис. 2.1.2.18) проявляется хуже, чем соотношение модельных и измеренных значений для черного углерода. В первую очередь, это объясняется преобладающей ролью естественной составляющей РМ10 по данным измерений, в то время как в модели рассматривается исключительно антропогенная (городская) компонента. В то же время, как и в случае ВС, проявляется эффект наложения слоев данных моделирования при разных ИРП: чем ниже ИРП, тем в целом выше доля модельных значений РМ10.

Будем считать долю модельного значения РМ10 в измеренной концентрации РМ10 долей городской компоненты аэрозоля. Тогда в среднем для всех наблюдающихся условий эта величина составляет около 18%, в то время как в условиях малооблачной погоды, при которых проводились измерения АОТ, доля городской компоненты получилась ниже — 11.5%. Эта разница может быть обусловлена тем, что в условиях облачности наблюдается повышенная относительная влажность, способствующая образованию аэрозольных частиц. Различия сохраняются для всех трех типов перемешивания ИРП. Отметим, что зависимость доли городской аэрозольной компоненты

растет при неблагоприятных условиях перемешивания, когда происходит накопление загрязняющих веществ и, соответственно, увеличивается вклад антропогенного фактора.

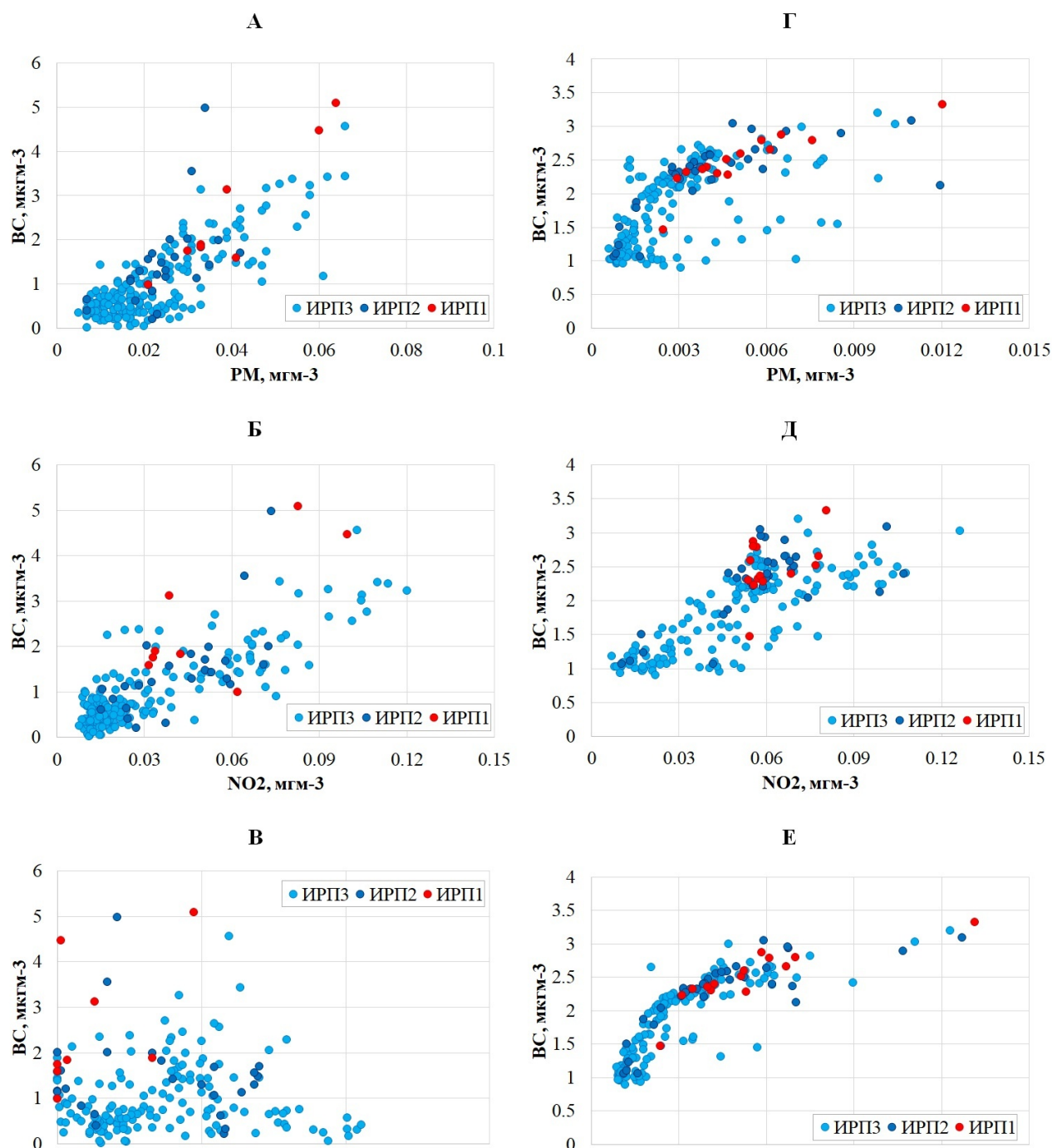


Рис. 2.1.2.17. Зависимость измеренных (левый столбец) и модельных (правый столбец) концентраций ВС от концентраций PM_{10} (А, Г) и газопредшественников (SO_2 – Б, Д; NO_2 – В, Е) для различных режимов перемешивания ИРП. Архив часовых данных измерений, типичный аэрозоль

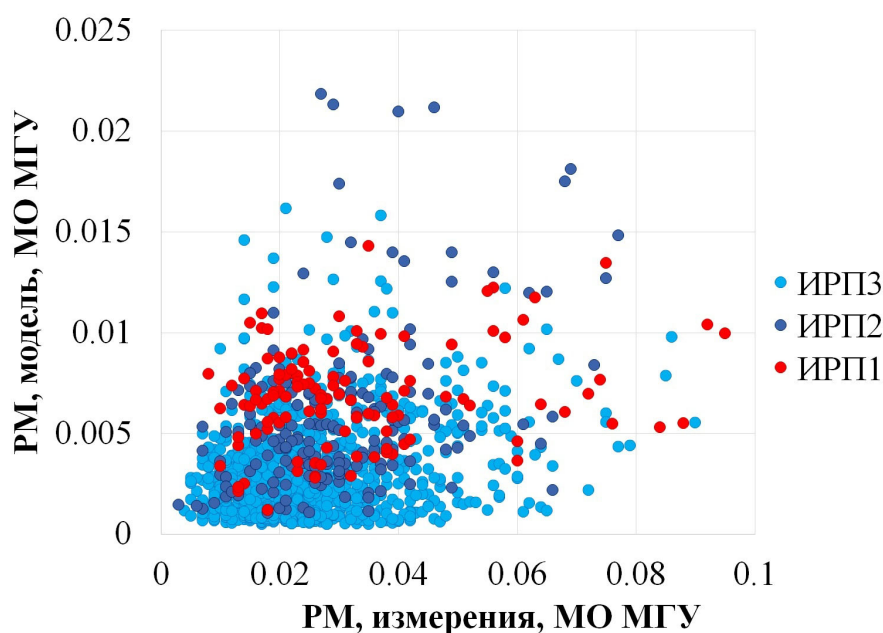


Рис. 2.1.2.18. Связь модельной массовой концентрации PM_{10} (mg/m^3) с измеренной для различных режимов перемешивания. МО МГУ, архив часовых данных измерений, типичный аэрозоль

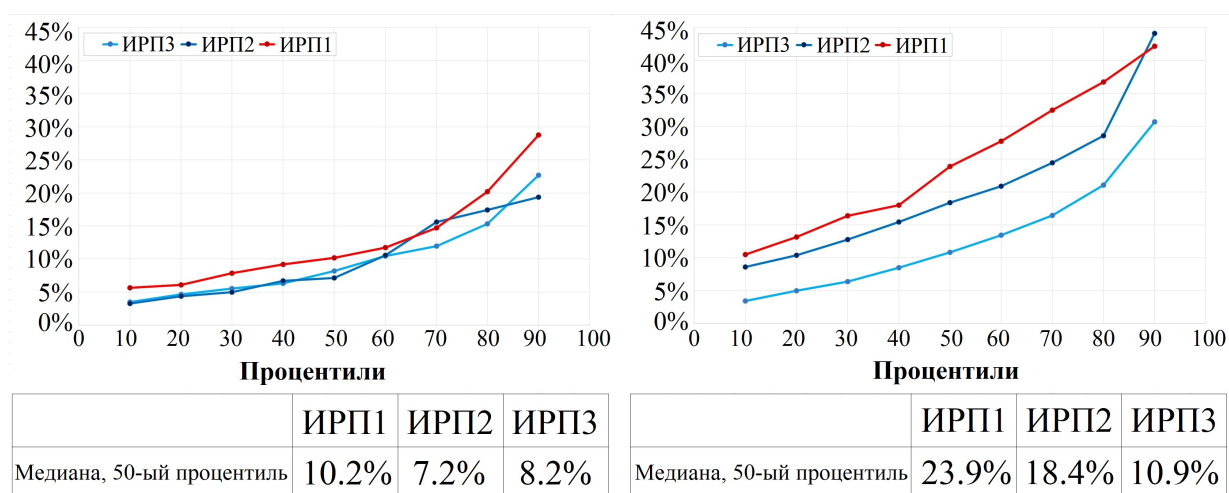


Рис. 2.1.2.19. Доля городской аэрозольной составляющей (модельные оценки) в общей величине PM_{10} для разных значений процентиля при различных режимах перемешивания с указанием медианы для разных ИРП. Справа показаны результаты при использовании полной статистики (все условия облачности), слева – при малооблачной погоде для выборки, объединенной с АОТ. Архив часовых данных измерений, типичный аэрозоль

На Рис. 2.1.2.20 показана зависимость модельной концентрации антропогенной компоненты АОТ550 от общей АОТ550 для МО МГУ, полученная по данным измерений. Модельные величины АОТ550, которые также отражают влияние только городских эмиссий загрязняющих веществ, лежат преимущественно в пределах до 0.05, однако в ряде случаев могут достигать 0.1-0.17. Для измеренной АОТ характерен гораздо больший разброс, обусловленный большим вкладом компоненты естественного аэрозоля.

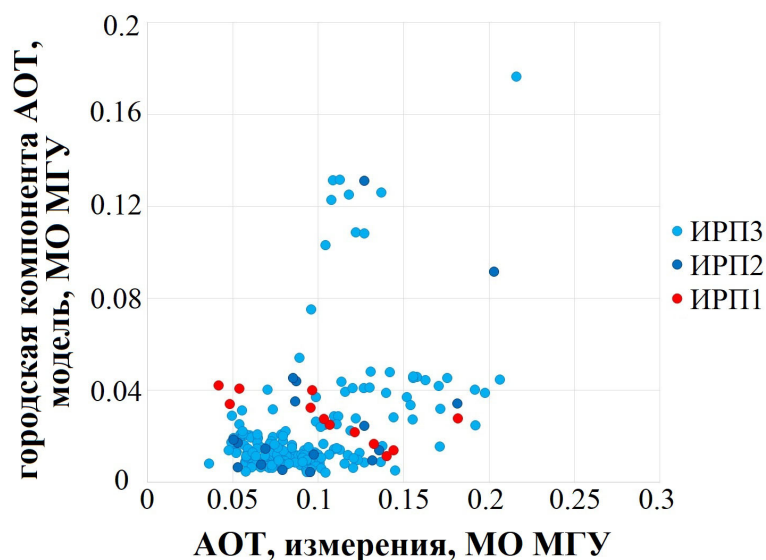
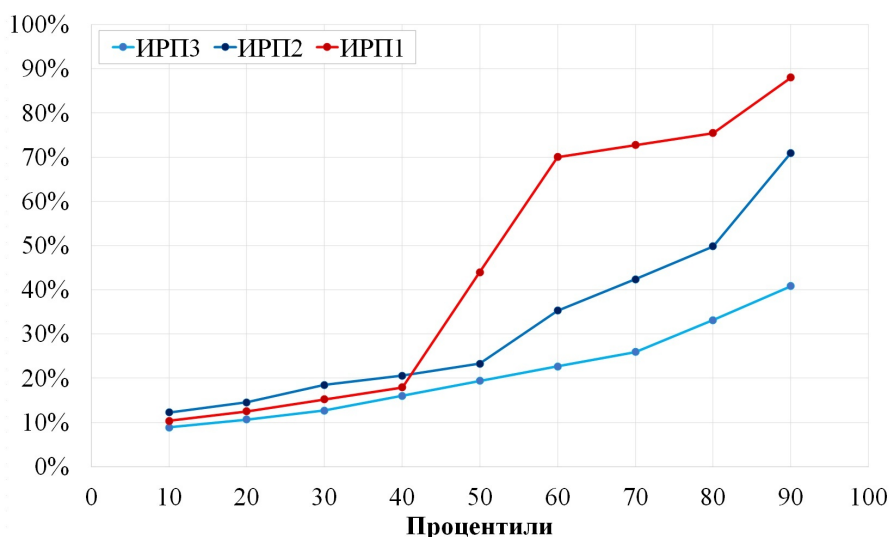


Рис. 2.1.2.20. Зависимость модельной концентрации городской антропогенной компоненты АОТ550 от измеренной величины АОТ550 для различных режимов перемешивания. МО МГУ, архив часовых данных измерений, практически безоблачные условия, типичный аэрозоль

На Рис. 2.1.2.21 видно, что доля городской компоненты в общую АОТ550 растет с уменьшением перемешивания аналогично увеличению доли городской аэрозольной составляющей в приземные концентрации РМ10. Однако ее доля несколько больше: медианные значения меняются от 19% до 44% соответственно при ИРП=3 и ИРП=1. Высокие доли городского аэрозоля в естественном при ИРП1 связаны, вероятно, с наблюдаемым малым аэрозольным содержанием (см. Рис. 2.1.2.20).

Соотношение ВС/РМ10 может характеризовать поглощающие свойства аэрозоля. Особенно это проявляется в видимом спектральном диапазоне, где черный углерод выступает практически единственным источником поглощения солнечной радиации и уменьшения альbedo однократного рассеяния. Поэтому важно установить связь между этими характеристиками. На Рис. 2.1.2.22 показана зависимость альbedo однократного рассеяния на длине волны 675 нм от доли ВС в РМ10 по результатам эксперимента AeroRadCity 2018-2019 гг. и эксперимента, проведенного в 2011 году. Наиболее значимая зависимость получилась при рассмотрении дневных сроков (11:00-16:00). В соответствии с полученными результатами при росте ВС/РМ10 на 0.01, происходит уменьшение альbedo однократного рассеяния в видимом диапазоне спектра примерно на 0.01. Связи получаются слабыми вероятно из-за большой ошибки восстановления альbedo однократного рассеяния при наблюдаемых низких АОТ, а также маленькой выборки. Однако в целом новые результаты совпадают с предыдущими оценками.



	ИРП1	ИРП2	ИРП3
Медиана, 50-ый процентиль	44%	23%	19%

Рис. 2.1.2.21. Доля городской аэрозольной составляющей (модельные оценки) АОТ550 в общей величине АОТ550 (измерения) для разных значений процентиля при различных режимах перемешивания с указанием медианных значений. Архив часовых данных измерений, типичный аэрозоль

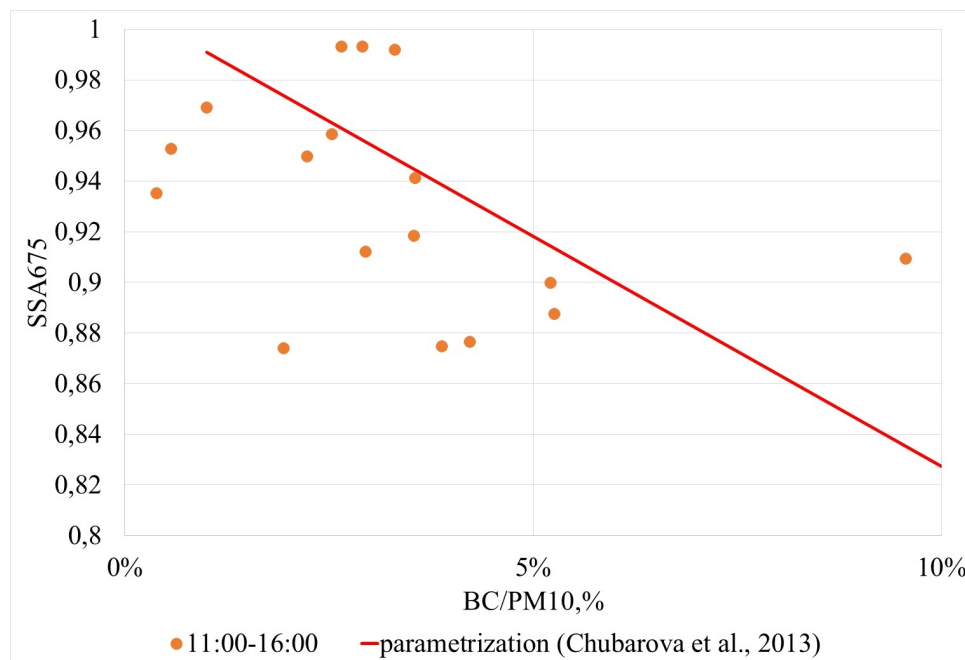


Рис. 2.1.2.22. Альбеда однократного рассеяния как функция доли ВС/PM10 по данным измерений и параметризация, полученная по результатам экспериментов, проведенных в 2011 г. совместно МО МГУ и ИФА РАН (Chubarova et al., 2013). Примечание: статистика за апрель-май 2018-2019 гг. была дополнена значениями за июнь-июль 2019 г. Архив минутных данных измерений

2.1.3 Влияние аэрозоля на солнечную радиацию в разных спектральных диапазонах и оценки его радиационного воздействия

Для оценки чувствительности солнечного излучения к изменению аэрозольного содержания была проанализирована зависимость суммарного излучения в ультрафиолетовом и коротковолновом спектральных диапазонах от АОТ. Поглощение озоном для УФ радиации 300-380 нм с эффективной длиной волны 345 нм мало. Тем не менее, в данные измерений была введена поправка для исключения его влияния.

На Рис. 2.1.3.1 приведены значения УФ радиации в области 300-380 нм и коротковолновой солнечной радиации, нормированные на соответствующие значения в молекулярной атмосфере для исключения зависимости от высоты Солнца. Видна выраженная зависимость с аэрозольным ослаблением УФ радиации до 30% и коротковолновой радиации – до 10-15%. В УФ-диапазоне (300-380 нм) более отчетливо проявляется чувствительность к аэрозольному эффекту за счет более эффективного поглощения аэрозолем органического происхождения (Kirchstetter et al., 2004). Поэтому наблюдаемое сильное ослабление УФ радиации воспроизводится по модельным данным только при задании низких значений альбедо однократного рассеяния. При этом также выявлено, что особенно сильное аэрозольное ослабление при относительно небольших АОТ наблюдается во второй половине дня (после 12:00). Это можно объяснить следующим: для МО МГУ, находящейся на территории Ботанического сада МГУ вдалеке от источников загрязнения, не характерны эмиссии такого количества загрязняющих веществ, как, например, на оживленных автомагистралях или от других локальных источников выбросов. Эти примеси сохраняются в нижних слоях в утренние сроки из-за слабого развития конвекции и не оказывают значительного воздействия на излучение. При интенсификации турбулентного перемешивания вследствие усиления конвекции в дневное время суток урбанизированный аэрозоль попадает в более высокие слои, оказывая влияние уже на радиационные измерения и в фоновых городских условиях. Это ослабление проявляется гораздо сильнее для УФ области спектра, чем для всего коротковолнового диапазона. Вероятно, более важную роль здесь играет выраженное поглощение городским органическим аэрозолем в УФ диапазоне, доля которого в городских условиях довольно высока (см. анализ ниже).

По данным измерений оптических свойств аэрозоля в столбе атмосферы, проводимых в рамках сети AERONET, возможна оценка аэрозольного радиационного эффекта аэрозоля на верхней границе атмосферы (ВГА) для условий ясного неба. Нами была исследована временная изменчивость как по данным мгновенных наблюдений, так и по осредненным по ПКМУ.

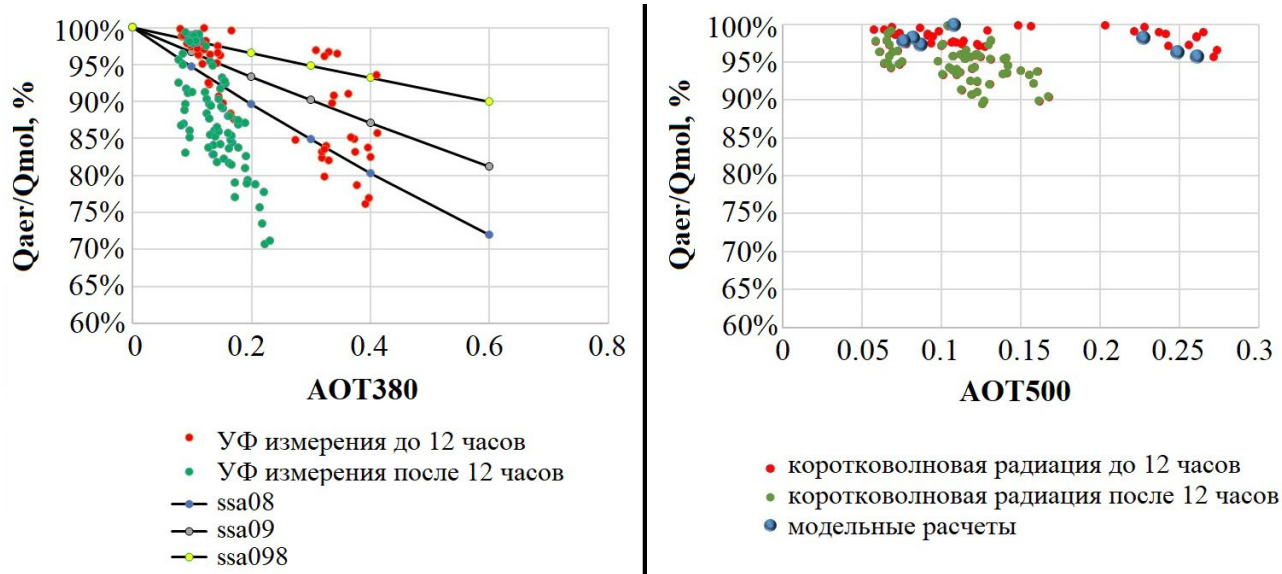


Рис. 2.1.3.1. Зависимость нормированных значений суммарной УФ-радиации (слева) и суммарной коротковолновой (справа) радиации (Q_{aer}/Q_{mol} , %) от АОТ по данным измерений и модели радиационного переноса DISORT для условий ясного неба. Радиационные данные точно соответствуют времени измерения АОТ. Высота Солнца – более 35° . Архив минутных данных измерений, типичный аэрозоль

На Рис. 2.1.3.2 представлен временной ход радиационного эффекта аэрозоля на ВГА – RFE (ТОВА) – и радиационных характеристик аэрозоля: АОТ на длине волны 500 нм, SSA на длине волны 675 нм и ASYM на длине волны 675 нм для минутных значений (Рис. 2.1.3.2а) и для различных ПКМУ (Рис. 2.1.3.2б) в условиях ясного неба. Значение RFE отрицательны в течение всего рассматриваемого периода, что свидетельствует в целом об охлаждающем воздействии аэрозоля в условиях Московского мегаполиса и подтверждает ранее полученные результаты, описанные в (Chubarova et al., 2018). Величина аэрозольного радиационного эффекта изменяется от -17.8 Вт/м^2 07.05.2019 при высоком значении АОТ и высоком значении SSA (практически достигающем единицы) до -1 Вт/м^2 17.05.2019 вследствие значительного уменьшения величины АОТ при адвекции «чистого» воздуха северного направления и достаточно низком значении SSA (около 0.8), которое указывает на высокую поглощательную способность аэрозоля в столбе атмосферы. Отметим, что в приземном слое доля BC/PM10 в этот день в ряде случаев достигала 8%.

При рассмотрении осреднения по ПКМУ величина радиационного эффекта также значительно изменяется не только в соответствии с вариациями АОТ, но и вследствие изменения поглощающих свойств аэрозоля.

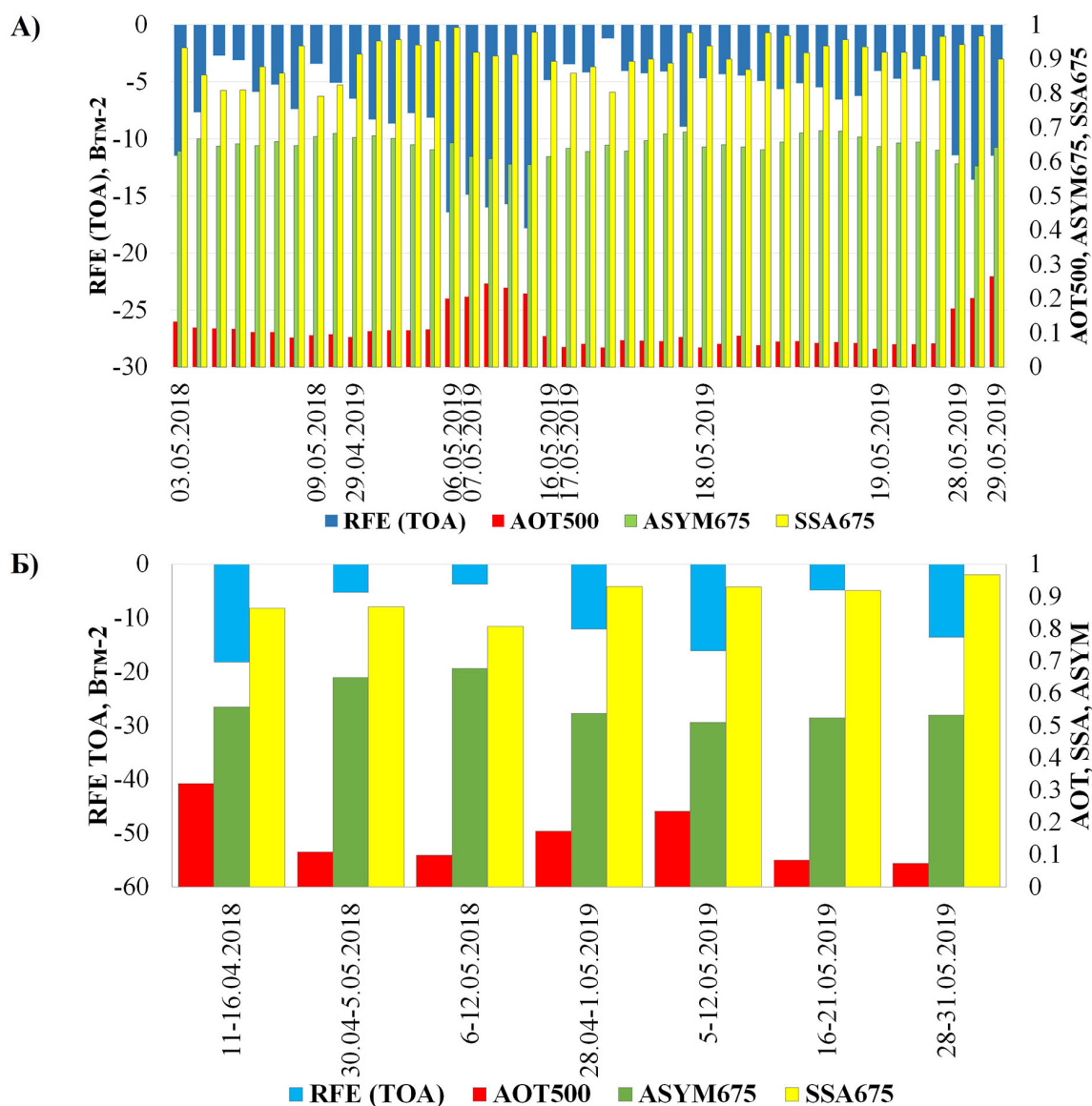


Рис. 2.1.3.2. Минутные (А) и осредненные по ПКМУ (Б) значения аэрозольного радиационного эффекта (RFE) на верхней границе атмосферы (ТОА) и аэрозольные характеристики. Малооблачные условия. АОТ500 – аэрозольная оптическая толщина на длине волны 500 нм, АSYM675 – фактор асимметрии индикатрисы рассеяния на длине волны 675 нм, SSA675 – альбеда однократного рассеяния на длине волны 675 нм. Архив минутных данных измерений

2.1.4 Аэрозольное городское загрязнение и его влияние на солнечную радиацию в московском регионе по модельным и экспериментальным данным

Для воспроизведения городского загрязнения в Московском регионе были использованы не только данные, полученные по результатам измерений в МО МГУ, но и данные АОТ сети AERONET в фоновом регионе Подмосковья на Звенигородской научной станции ИФА РАН имени А.М. Обухова (Рис. 2.1.4.1). Городская компонента аэрозоля определялась как разность между

наблюдаемыми в Москве и Звенигороде величинами. Модельные значения АОТ и приземных концентраций РМ и ВС рассматривались и для МО МГУ, и для Звенигорода (ближайших к ним узлов сетки).

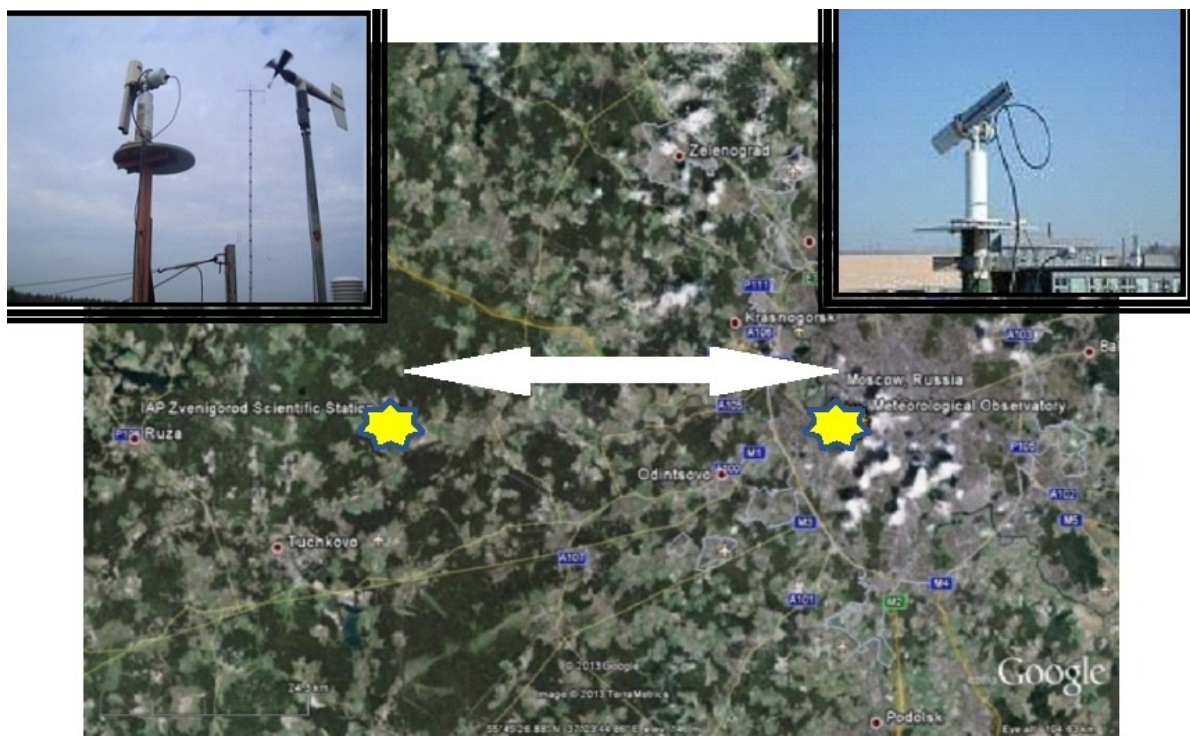


Рис. 2.1.4.1. Расположение МО МГУ и Звенигородской научной станции

Для всего периода эксперимента 2018-2019 гг. были определены различия измеренных величин АОТ₅₅₀ между этими пунктами, а также с использованием модели COSMO-ART рассчитана городская компонента АОТ₅₅₀, как разница между модельными величинами АОТ₅₅₀ в МО МГУ и Звенигороде. Отметим еще раз, что поскольку естественная компонента АОТ₅₅₀ не принималась во внимание, то результатом расчета является только городская компонента АОТ₅₅₀. Результаты приведены на Рис. 2.1.4.2. Рассматриваются все имеющиеся данные измерений АОТ₅₅₀ и соответствующие им значения модельных величин. Видно, что в ряде случаев (13.05.2018 и, в особенности, 11.04.2019) значения модельной городской компоненты значительно выше измеренной величины АОТ. Объяснение этому факту может быть связано с тем, что измерения АОТ проводились только при малооблачной погоде, а в модели при этом могли генерироваться облачные условия, которым соответствовала высокая относительная влажность. Рассмотрим подробнее один из таких примеров. На Рис. 2.1.4.3 приведен суточный ход облачности и АОТ по результатам измерений и моделирования для 11.04.2019, когда наблюдались большие модельные выбросы величины АОТ. Хорошо видно, что в этом случае чрезмерная генерация аэрозоля связана с наличием модельной облачности и, следовательно, с повышенной относительной влажностью. Поэтому

далее для сравнений был использован фильтр на модельную облачность с исключением случаев наблюдаемой и модельной облачности более 1 балла.

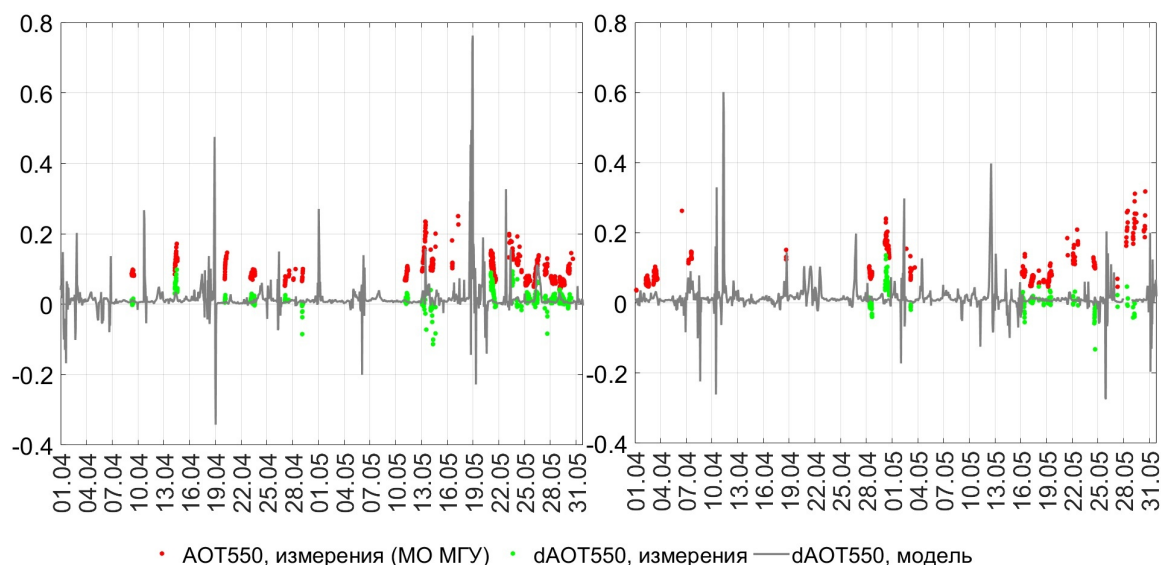


Рис. 2.1.4.2. Временные ряды общей АОТ550, рассчитанной по измерениям для МО МГУ, разности в АОТ550 между измерениями в МО МГУ и Звенигороде, антропогенной компоненты АОТ550, рассчитанной по модели для МО МГУ для 2018 г. (слева) и 2019 г. (справа). Выборка данных измерений при облачности менее 5 баллов при условии существования типичного аэрозоля

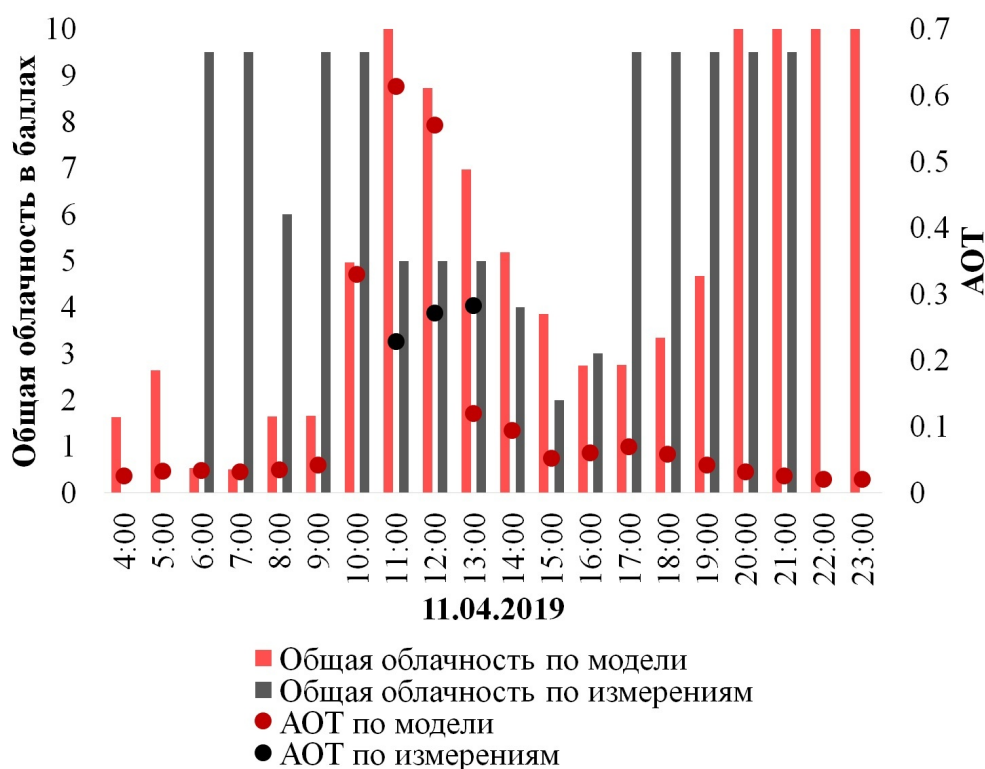


Рис. 2.1.4.3. Суточный ход облачности и АОТ по модели и измерениям для МО МГУ, 11.04.2019

Сопоставление с данными измерений для случаев выборки в практически безоблачных условиях демонстрирует уже вполне удовлетворительное согласие между моделируемой и измеренной городской компонентой АОТ (Рис. 2.1.4.4) и отсутствие больших выбросов модельных АОТ, за исключением 26.05.2018.

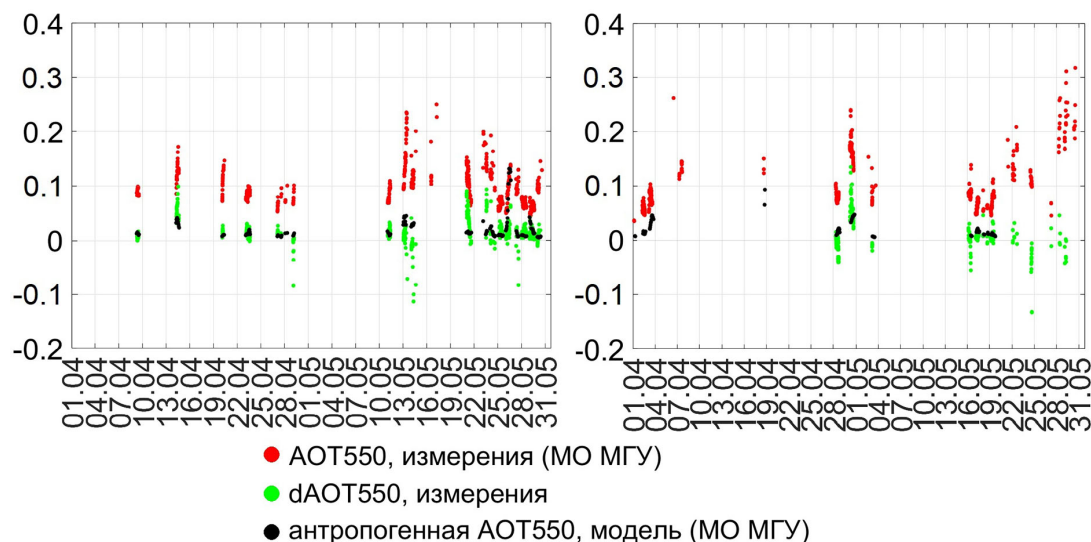


Рис. 2.1.4.4. Временные ряды общей АОТ550, рассчитанной по измерениям для МО МГУ, разности в АОТ550 между измерениями в МО МГУ и Звенигороде, антропогенной компоненты АОТ550, рассчитанной по модели для МО МГУ для 2018 (слева) и 2019 (справа) годов. Практически безоблачные условия, не более 1 балла общей облачности, типичный аэрозоль

Рассмотрим более подробно случай 26.05.2018, когда при безоблачных условиях модельная городская компонента АОТ550 превышает 0.12 и практически совпадала с АОТ550, полученной по измерениям. Для этого на примере мая 2018 года проанализируем вариации суточного хода эмиссий различных газовых и аэрозольных параметров по данным ТНО в соотношении рассчитанного содержания в столбе атмосферы различных фракций аэрозоля, а также непосредственно АОТ (Рис. 2.1.4.5). Видно, что полученные в результате моделирования за 26.05.2018 высокие значения величин согласуются с увеличенными субботними эмиссиями NO_x . Это также подтверждается и большой долей нитратной аэрозольной фракции, которая не характерна для других дней. Однако в другие выходные дни месяца при том же повышенном уровне эмиссий такая ситуация не наблюдается. В частности, в воскресенье 13 мая, когда эмиссии ТНО также были повышенными и наблюдались благоприятные для накопления примесей условия, мы также видим повышенные значения АОТ по сравнению с остальными днями, но они не сопоставимы с расчетами нитратного аэрозоля для 26.05.2018. Эффективность образования в модели диоксида азота и последующие реакции формирования нитратного аэрозоля могут быть обратно пропорциональны увеличению органической компоненты, концентрация которой выше при более высоких температурах

воздуха. Отметим, что 13 мая и 26 мая отличались по температурным условиям, что могло приводить и к разному моделируемому содержанию органической фракции. Более детально это планируется проверить в дальнейшем. Отметим также повышение величины нитратного аэрозоля при формировании условий, более благоприятных для накопления примесей в атмосфере (например, 17 и 29 мая) и практически нулевые их значения при режиме интенсивного перемешивания (например, 3-4 мая). Рис. 2.1.4.5 также отражает весомый вклад органической фракции в формирование городского аэрозоля, что вероятно и проявляется в более значительном ослаблении УФ радиации (см. Рис. 2.1.3.1).

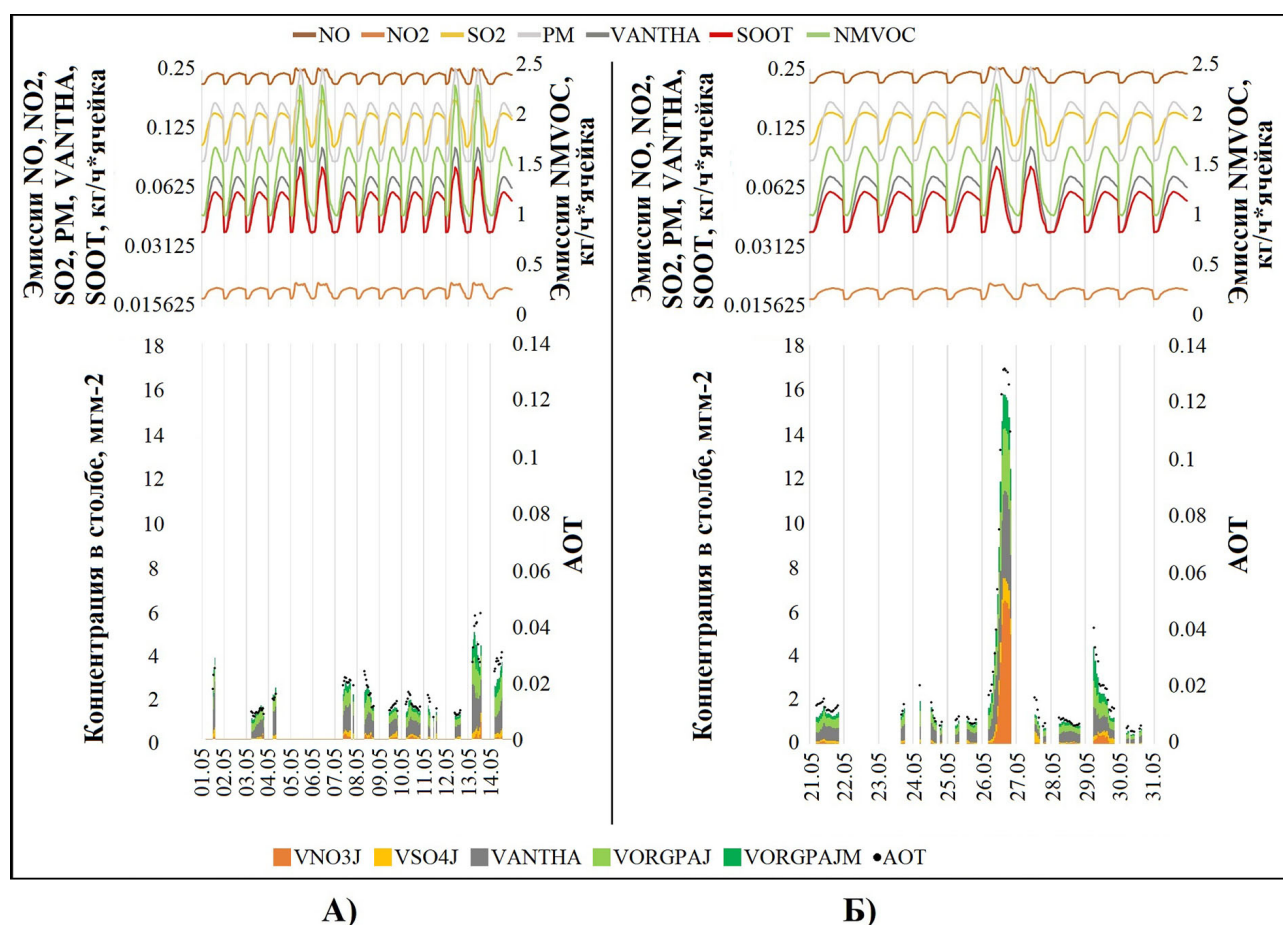


Рис. 2.1.4.5. Соотношение используемых в коде модели COSMO-ART суточных ходов эмиссий различных газовых и аэрозольных величин с полученным содержанием различных фракций аэрозоля в столбе атмосферы и АОТ в первой половине (А) и во второй половине (Б) мая 2018 года

Для выяснения непосредственной доли городской компоненты аэрозоля рассмотрим соотношение между АОТ в Москве и Звенигороде. Сопоставление временных серий городской компоненты аэрозоля (см. Рис. 2.1.4.4) выявило большое количество отрицательных значений разности в АОТ₅₅₀ между МО МГУ и Звенигородом, что может быть обусловлено переносом аэрозольных частиц из Москвы. Для исключения таких случаев анализиро-

вались суточные обратные траектории по модели HYSPLIT. В результате были определены дни, в которые для Звенигорода было характерно восточное направление переноса примесей, и траектория переноса частиц пересекала Москву.

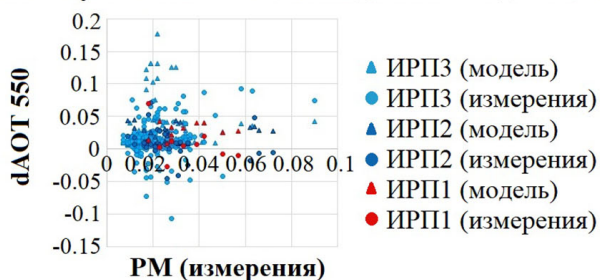
На Рис. 2.1.4.6 представлены величины городской составляющей АОТ550 по измерениям и по модели как функция измеренных концентраций РМ10 для различных выборок. Прежде всего, можно обратить внимание, что исключение облачных условий (верхний правый рисунок) уже приводит к существенному снижению величины модельной городской аэрозольной компоненты. В утренние сроки (5:00-9:00) городская измеренная компонента АОТ обычно положительная и модельные значения лучше согласуются с результатами измерений. Отметим, что большинство случаев ИРП1 наблюдается именно в этой выборке, когда турбулентное перемешивание выражено слабо и не создаются условия для формирования аэрозоля. В то же время наблюдаемые отрицательные разницы АОТ в утренние сроки свидетельствуют о возможности дополнительного формирования аэрозоля при повышенной относительной влажности воздуха в Подмосковье. Исключение случаев восточной адвекции приводит к существенному уменьшению отрицательных различий АОТ между Москвой и Звенигородом.

На Рис. 2.1.4.7 приведены аналогичные выборки только для модельной компоненты АОТ как функции измеренной разности АОТ между Москвой и Звенигородом. Видно, что завышенные модельные значения АОТ относительно измеренных (0.1-0.15) наблюдаются практически при всех условиях. Отметим, что различия между Москвой и Звенигородом по данным измерений не превышает 0.09. Корреляция довольно слабая и не связана с режимами перемешивания.

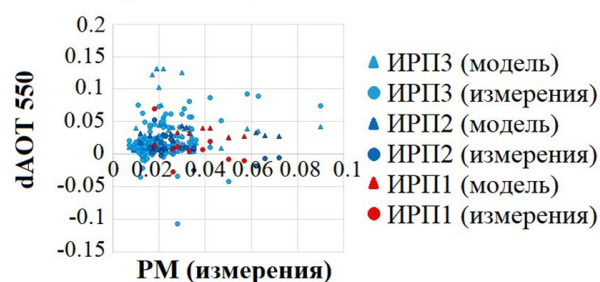
Суммарная статистика («ящики с усами») по городской компоненте АОТ по данным расчетов и измерений приведена на Рис. 2.1.4.8. Как видно, наложение более строгих фильтров существенно уменьшает изменчивость, а при исключении восточной адвекции уменьшает число отрицательных случаев. Однако средние и медианные значения при этом практически не меняются.

На Рис. 2.1.4.9 представлена зависимость модельной разности АОТ от модельной разности приземной массовой концентрации РМ между МО МГУ и Звенигородской станцией с исключением случаев восточной адвекции в Звенигороде. Видно, что по данным расчетов наблюдается рост городского аэрозоля при любых метеорологических режимах, однако от величины РМ в приземном слое атмосферы, зависимости не прослеживается.

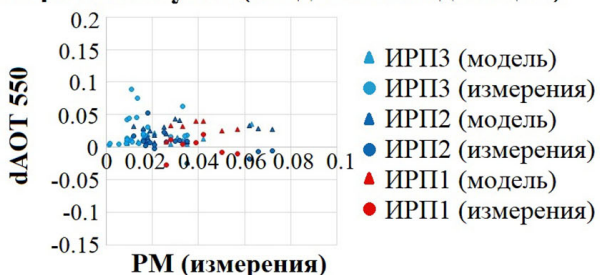
Все случаи облачности без дымовой адвекции



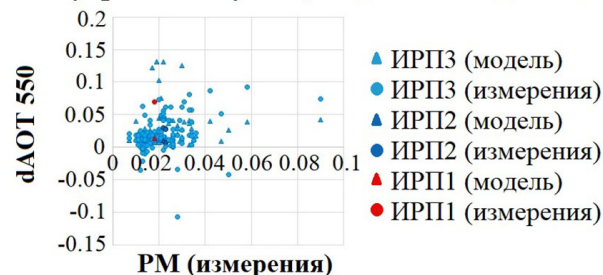
Случаи без дымовой адвекции



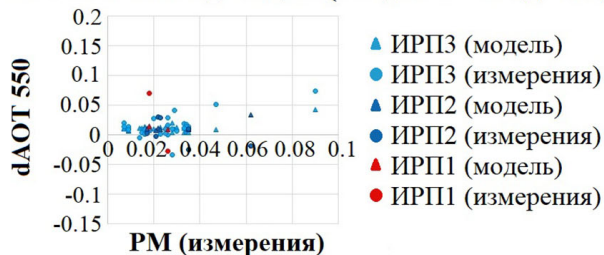
Утренние случаи (без дымовой адвекции)



НЕ утренние случаи (без дымовой адвекции)



Без восточной адвекции (без дымовой адвекции)



Без восточной адвекции и без утренних случаев (без дымовой адвекции)

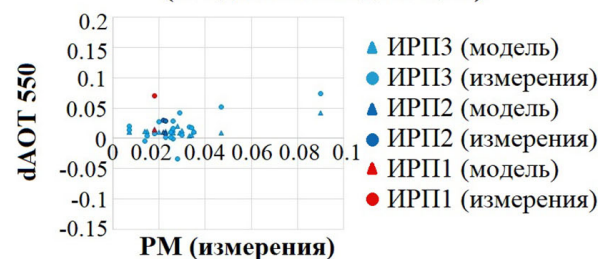
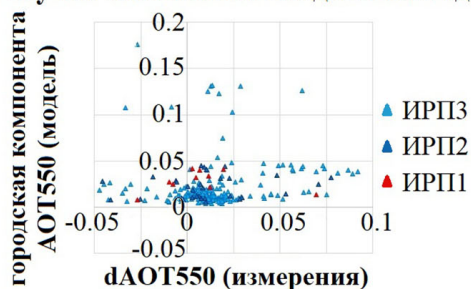
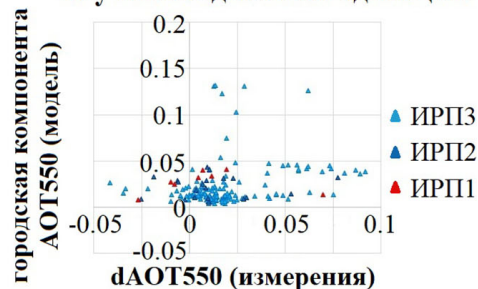


Рис. 2.1.4.6. Измеренная и модельная городская составляющая АОТ550, $dAOT_{550} = AOT_{550}(МО МГУ) - AOT_{550}(Звенигород)$ как функция измеренных концентраций PM_{10} для различных режимов перемешивания с использованием различных фильтров. Условия практически безоблачного неба, за исключением верхнего левого рисунка. Дополнительная фильтрация на утренние сроки – до 9:00 и на случаи восточной адвекции в Звенигороде. Условия без дымовой адвекции. Архив часовых данных измерений

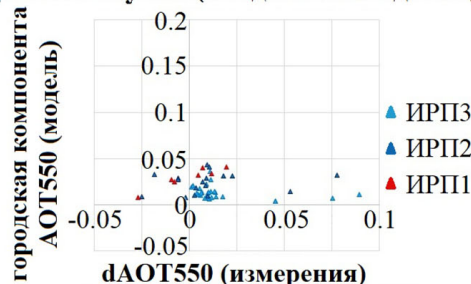
Все случаи облачности без дымовой адвекции



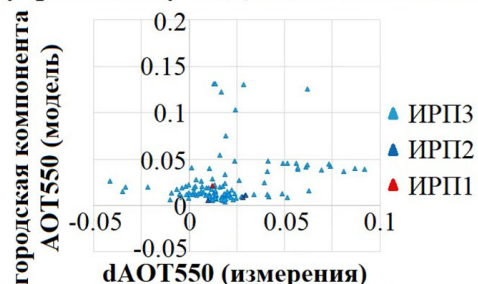
Случаи без дымовой адвекции



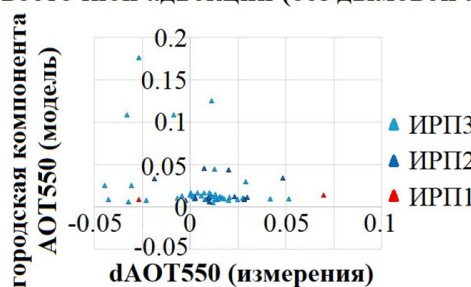
Утренние случаи (без дымовой адвекции)



НЕ утренние случаи (без дымовой адвекции)



Без восточной адвекции (без дымовой адвекции)



Без восточной адвекции и без утренних случаев (без дымовой адвекции)

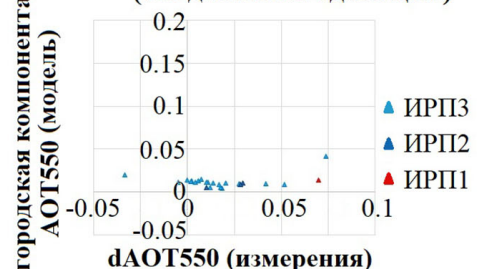


Рис. 2.1.4.7. Связь между модельной городской компонентой АОТ550 и значением $dAOT550 = AOT550(\text{МО МГУ}) - AOT550(\text{Звенигород})$ для различных режимов перемешивания с использованием различных фильтров. Условия практически безоблачного неба, за исключением верхнего левого рисунка. Дополнительная фильтрация на утренние сроки – до 9:00 и на случаи восточной адвекции в Звенигороде. Типичный аэрозоль (условия без дымовой адвекции)

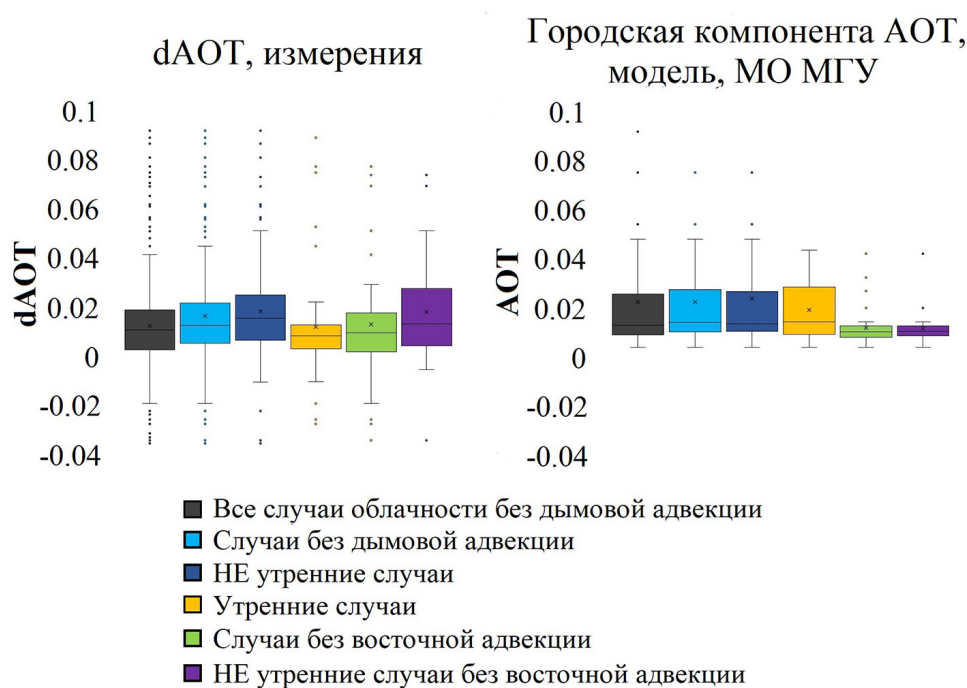


Рис. 2.1.4.8. Диаграммы размаха для разности в АОТ₅₅₀ между МО МГУ и Звенигородом по измерениям (слева) и антропогенной компоненте АОТ₅₅₀ по модели (справа) для всех случаев без дымовой адвекции, и случаев, когда исключались случаи при модельной облачности более 1 балла с использованием дополнительных фильтров с исключением/ наличием утренних сроков – до 9:00, а также на случаи восточной адвекции в Звенигороде). Примечание: выборка сделана для одновременных измерений и расчетов АОТ на двух пунктах измерений, что приводит к дополнительному числу сокращению случаев. Архив часовых данных измерений

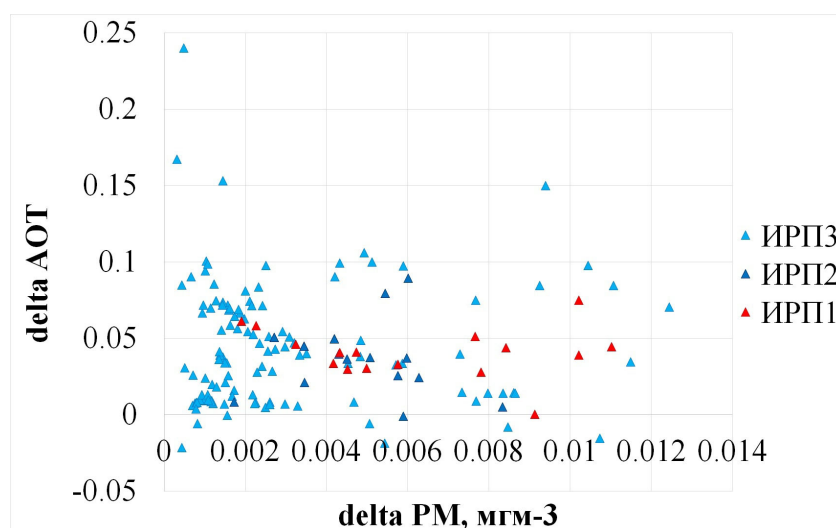


Рис. 2.1.4.9. Зависимость модельной разности АОТ от модельной разности РМ между МО МГУ и Звенигородской станцией для различных режимов перемешивания. Фильтр на дни с восточной адвекцией в Звенигороде. Примечание: большее число случаев связано с рассмотрением здесь всех модельных случаев при полном отсутствии облаков, а не только случаев, когда модельные расчеты соответствовали выборке с экспериментальными данными.

Рассмотрим более подробно результирующую статистику по аэрозольному загрязнению АОТ, ВС и РМ10 без учета восточной адвекции (Рис. 2.1.4.10, Табл. 2.1.4.1). Среднее значение разности АОТ550 между МО МГУ и Звенигородом по измерениям и модели составило около 0.01. Моделируемые концентрации городской фракции черного углерода ВС выше измерений примерно на 0.6 мкг/м³, что соответствует ранее проведенному анализу ВС при учете всех случаев. В то же время приземные концентрации РМ значительно выше моделируемых, что обусловлено большим вкладом естественного аэрозоля в измеряемые значения.

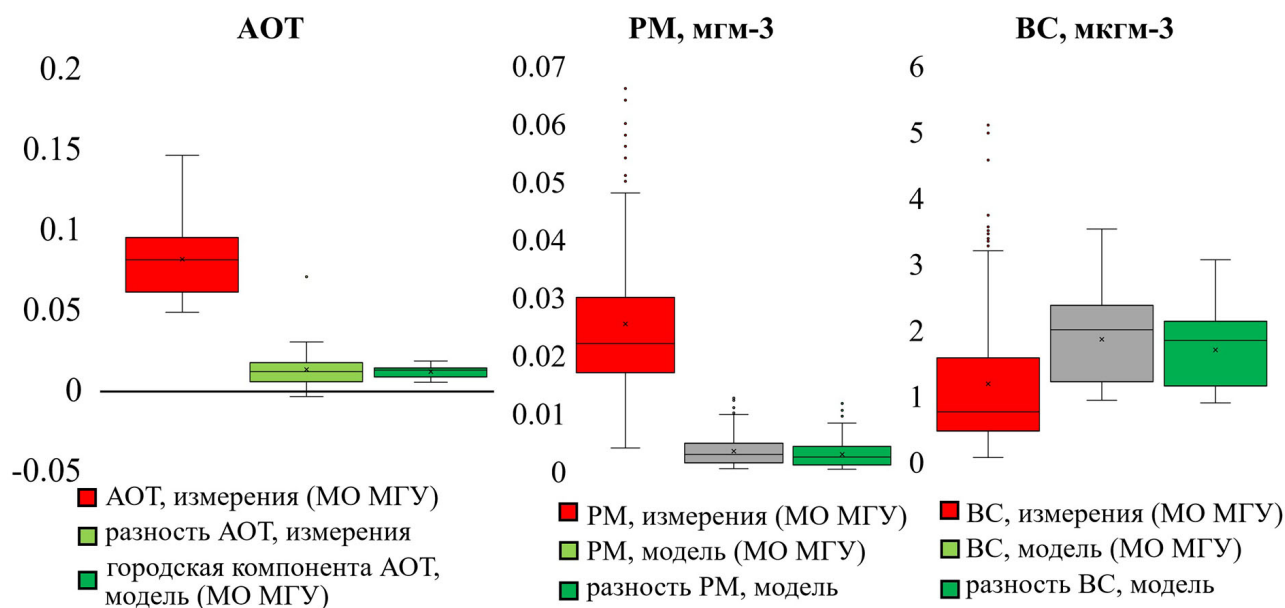


Рис. 2.1.4.10. Диаграммы размаха для АОТ и приземных концентраций РМ и ВС по результатам измерений и моделирования с исключением случаев восточной адвекции в Звенигороде и модельной облачности более 1 балла. Архив часовых данных измерений

Для анализа распределения городского аэрозольного загрязнения в пределах Москвы и Московской области были построены пространственные поля аэрозольных параметров для разных дней с шагом 7 км по данным модели COSMO-ART (Рис. 2.1.4.11) В качестве примера рассмотрим пространственную изменчивость аэрозольных характеристик АОТ, ВС и РМ и радиационных полей для безоблачных условий 15 апреля 2018 г. для территории Московского региона (Москва, Московская область и соседние области). Рассматривается утренний 10-часовой срок (Московское время) в период интенсификации накопления примесей. Для всех рассматриваемых аэрозольных компонент можно увидеть хорошо выраженный локальный источник в центре города и аэрозольный шлейф, перемещающийся к северо-востоку благодаря юго-западному ветру.

В пространственном распределении ВС также отчетливо прослеживаются высокие концентрации вдоль автомагистралей, указывая на основной источ-

ник эмиссий – от сгорания дизельного топлива в двигателях.

От источника в направлении несущего потока четко идентифицируется аэрозольный шлейф, который проявляется и на рисунках в поле прямой и рассеянной компонент коротковолнового излучения. За счет городского аэрозоля наблюдается заметное понижение прямой и некоторое повышение рассеянной компоненты коротковолнового излучения. Таким образом, хорошо виден прямой радиационный эффект городского аэрозоля в Московском регионе, который, в свою очередь, воздействует на температурный режим атмосферы.

Таблица 2.1.4.1. Статистические характеристики, используемые для диаграммы размаха при исключении случаев дымовой адвекции, восточной адвекции в Звенигороде с исключением случаев модельной облачности более 5 баллов и более 1 балла ($N(<5 \text{ баллов}) / N(<1 \text{ балла})$) для АОТ550 (размер выборки – 53 / 36), приземных концентраций РМ (размер выборки – 414 / 203) и ВС (размер выборки – 270 / 141). Архив часовых данных измерений

	Среднее значение	Медиана	Нижний квартиль	Верхний квартиль	Станд. откл. снизу	Станд. откл. сверху
АОТ (измерения, МО МГУ)	0.083 /	0.085 /	0.062 /	0.095 /	0.048 /	0.144 /
	0.081	0.080	0.060	0.094	0.048	0.145
dАОТ (измерения)	0.010 /	0.010 /	0.003 /	0.017 /	-0.011 /	0.029 /
	0.012	0.010	0.004	0.016	-0.005	0.029
городская компонента АОТ (модель, МО МГУ)	0.010 /	0.011 /	0.007 /	0.013 /	0.004 /	0.017 /
	0.011	0.012	0.008	0.013	0.004	0.017
ВС (измерения, МО МГУ), мкг/м ³	1.08 /	0.83 /	0.49 /	1.38 /	0.007 /	2.70 /
	1.18	0.75	0.46	1.57	0.063	3.20
ВС (модель, МО МГУ), только городские эмиссии, мкг/м ³	1.85 /	1.91 /	1.18 /	2.36 /	0.86 /	3.52 /
	1.69	1.94	1.32	2.44	0.99	3.52
dВС (модель), мкг/м ³	1.68 /	1.74 /	1.13 /	2.09 /	0.81 /	3.06 /
	1.90	1.84	1.14	2.12	0.89	3.06
РМ (измерения, МО МГУ), мг/м ³	0.024 /	0.022 /	0.017 /	0.028 /	0.004 /	0.042 /
	0.025	0.022	0.017	0.030	0.004	0.048
РМ (модель, МО МГУ, только городские эмиссии), мг/м ³	0.0033 /	0.0027 /	0.0013 /	0.0045 /	0.0005 /	0.0091 /
	0.0034	0.0029	0.0014	0.0048	0.0005	0.0097
dРМ (модель), мг/м ³	0.0028 /	0.0023 /	0.0010 /	0.0038 /	0.0003 /	0.0077 /
	0.0030	0.0024	0.0011	0.0043	0.0003	0.0083

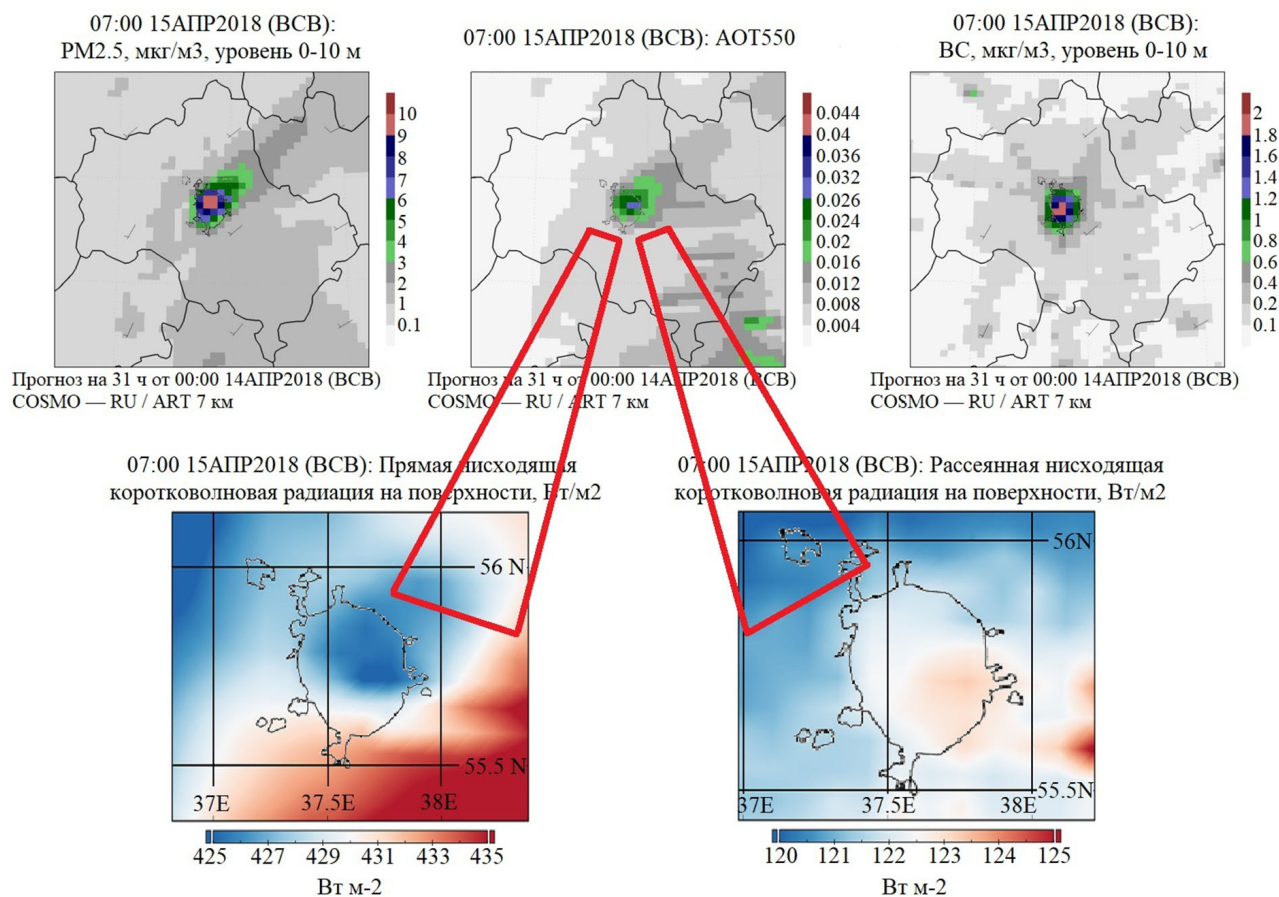


Рис. 2.1.4.11. Поля приземных концентраций и РМ в мкг/м³ и антропогенной компоненты АОТ550 и черного углерода над Москвой и Московской областью 15 апреля 2018 года в 10:00 по местному времени по данным модели COSMO-ART (прогноз на 31 час) и поле прямой и рассеянной радиации у поверхности Земли

2.2 Атмосферные осадки и их воздействие на аэрозоль, его динамику и геохимические процессы

Влажное осаждение аэрозоля из атмосферы является одним из наиболее эффективных процессов ее очищения от загрязняющих веществ (Алоян, 2002; Wallace, Hobbs, 2006). Дожди приводят к вымыванию из атмосферы более 99% массы аэрозолей во время внутриоблачных процессов за счет сорбции химических элементов на каплях дождя в облаке, и до 50–80% – в подоблачном слое за счет осаждения твердой фазы аэрозолей в приземном слое атмосферы при слабой интенсивности (менее 0.1 мм/ч) осадков (Zhang et al., 2004). Влажное осаждение загрязняющих веществ имеет существенно неоднородное распределение по территории и во многом связано с локальными источниками загрязнения (Еремина и др., 2014). Наиболее сильно техногенное воздействие на природную среду и население проявляется в городах и

городских агломерациях. По интенсивности загрязнения и площади аномалий загрязняющих веществ они представляют техногенные геохимические и биогеохимические провинции широкого круга химических элементов (Битюкова и др., 2011; Касимов и др., 2014; Касимов, Власов, 2018).

Изучение химического состава атмосферных осадков (дождя и снега) позволяет оценить интенсивность вымывания загрязняющих веществ из атмосферы и осаждения их на земную поверхность в разных формах – жидкой, наиболее реакционно и миграционно активной, способной включаться в биологический круговорот, участвовать в био-, гидро- и педогеохимических процессах, и твердой, накапливающейся в поверхностных горизонтах городских почв и дорожной пыли, являющейся источником вторичного загрязнения атмосферного воздуха при выдувании частиц с земной поверхности (Grigoratos et al. 2014; Cerqueira et al., 2014; Alves et al., 2015, 2018; Касимов и др., 2016; Ramírez, et al., 2018; Talovskaya et al., 2018, 2019; Ma et al., 2019).

Влияние на интенсивность очищения атмосферы от поллютантов дождями оказывают количество, интенсивность и продолжительность осадков, а также размеры твердых частиц и капель дождя (Ma, Kang, 2018). При этом увеличение в дождях доли растворенных форм поллютантов связано не только с процессами внутриоблачного вымывания, но и с частичным растворением твердых атмосферных частиц, контактирующих с дождевой водой.

В данном разделе рассматриваются вопросы, связанные с особенностями физико-химических свойств аэрозоля в процессе влажного осаждения в условиях городской среды с отдельным рассмотрением растворимой и нерастворимой формы, включая содержание тяжелых металлов и металлоидов (ТММ).

Для этого в период проведения комплексного аэрозольного эксперимента AeroRadCity весной 2018 и 2019 гг. в Метеорологической обсерватории МГУ проведен отбор проб и расширенный физико-химический анализ атмосферных осадков и массовой концентрации взвешенных частиц. В задачу исследования входило сравнение результатов влажного осаждения аэрозоля в приземном слое воздуха и модельное воспроизведение этих процессов в химико-транспортной модели COSMO-ART.

2.2.1 Методика работы, описание данных и численных экспериментов

Анализ физико-химических свойств атмосферных осадков растворенной и взвешенной форм проводился в апреле и мае 2018 и 2019 гг. на территории МО МГУ. Пробы осадков отбирались с помощью винипластовой воронки размером 80×80 см, расположенной на высоте 2 м от поверхности земли, и белого пластмассового ведра. Отобранные пробы дождя фильтровались с помощью мембранных фильтров с диаметром пор 0.45 мкм для разделения на

две фазы: жидкую (фильтрат) и твердую (фильтр со взвесью), которые затем анализировались раздельно. В каждой пробе фильтрата определялись концентрации анионов и катионов (см. подробное описание в разделе 1.4). Массовые концентрации растворенных ионов определялись методом ионной хроматографии на приборе ДжетХром (Портлаб, РФ). Кроме того, определялась кислотность проб по показателю рН. Значение рН и концентрацию гидрокарбонатов определяли методом потенциометрии с помощью иономера «Эксперт-001» («Эконикс», РФ). Анализировался каждый случай выпадения дождя с начала выпадения до его окончания в текущие или смежные сутки (см. Табл. 1.4.4, 1.4.5 в разделе 1.4).

Продолжительность выпадения осадков (t , час) рассчитана между моментами времени их конца и начала, данные о которых получены при анализе продолжительности атмосферных явлений из стандартных метеорологических таблиц ТМ-1. Эти данные имеют погрешность определения начала и конца явления порядка 1–2 минут, что точнее, чем 10-минутное временное разрешение по измерениям, полученным с помощью плювиографа. Более того, плювиограф, непосредственно измеряющий продолжительность осадков, устанавливается только в мае, в то время как эксперимент начался в апреле. При этом наблюдалось хорошее согласие данных по продолжительности осадков с данными плювиографа за майский период. Использовались стандартные данные 4-х срочных наблюдений за количеством атмосферных осадков. Для характеристики осадков и выявления их продолжительности использовалась также информация о погодных явлениях с отметкой о дате и времени их начала и окончания и их интенсивности. Для анализа были отобраны следующие атмосферные явления, связанные с выпадением осадков: 62 – морось, 63 – дождь, 64 – ливневой дождь, 65 – град, 70 – снег, 71 – ливневой снег, 72 – мокрый снег, 73 – ливневой мокрый снег. Периоды считались независимыми и рассматривались отдельно, если наблюдались перерывы более 1 часа между дождями. Оценена интенсивность выпадения осадков (U , л/м² в час или мм/ч): $U = X / t$, где X – количество выпавших осадков, мм (что соответствует л/м²).

Для оценки скорости осаждения аэрозоля у поверхности земли для каждого случая наблюдения атмосферных осадков в период их выпадения проводился анализ изменения массовой концентрации взвешенных веществ с диаметром менее 10 мкм (PM10) и концентрации черного углерода (BC). Для этого использовались база данных по PM10 и BC в приземном воздухе с 20-минутным разрешением. Рассматривалось изменение концентрации аэрозоля и BC за 20 минут до начала выпадения осадков, во время выпадения и спустя 20 минут после их окончания.

Численные эксперименты по оценке влажного осаждения атмосферного аэрозоля проводились на суперкомпьютере Главного Вычислительного Цен-

тра Росгидромета Cray XC40-LC с использованием модели COSMO-Ru7-ART (COnsortium for Small-scale MOdelling – Aerosols and Reactive Trace gases), конфигурация с горизонтальным шагом сетки 7 км для территории ЦФО (Вильфанд и др., 2017). В качестве начальных и граничных метеорологических условий использовались результаты прогноза глобальной модели Немецкой Службы Погоды ICON (ICOsahedral Nonhydrostatic). В России аналогичные модели развиваются в ИВМ РАН (Алоян, 2002), а также в ГГО им. А.И. Воейкова (Генихович, 2006).

Проведены численные эксперименты при задании начального поля эмиссий загрязняющих веществ только в Московском регионе, а также для 22 апреля 2018 г. проведены серии экспериментов с заданием повышенных концентраций аэрозоля (100 мкг/м^3) на границах. При этом расчет прогноза делался на несколько суток, чтобы повышенные концентрации распространились по всей области интегрирования. Расчеты проводились с 0:00 ВСУ на 24 часа, с использованием полей концентраций, полученных в результате предыдущего прогноза на 24 часа, в качестве начального поля концентраций. Такой подход позволил провести тестовые расчеты для определения интенсивности вымывания при различных концентрациях. Задание повышенных значений на границах показало себя более эффективным, чем задание начального поля (эффект без изменения условий на границах непродолжителен) и изменение интенсивности антропогенных эмиссий (основные источники в Москве затрудняют оценку интенсивности вымывания в черте города).

При исследовании геохимических процессов были использованы пробы дождя в жидкой (фильтрат) и твердой (фильтр со взвесью) фазах. Эти пробы затем использовались для исследования растворенной и взвешенной форм ТММ. Концентрации Al, As, Ba, Be, Bi, Ca, Cd, Co, Cu, Fe, K, Mg, Mn, Mo, Na, Ni, Pb, Rb, Sb, Se, Sn, Sr, W, Zn и Zr определялись в лаборатории ВНИИ минерального сырья имени Н.М. Федоровского масс-спектральным (ICP-MS) и атомно-эмиссионными методами (ICP-AES) с индуктивно связанной плазмой на масс-спектрометре «iCAP Qc» (Thermo Scientific, США) и атомно-эмиссионном спектрометре «Optima-4300 DV» (Perkin Elmer, США) аналитиками лаборатории согласно сертифицированным методам (НСАМ № 499-АЭС/МС, 2015; НСАМ № 520 АЭС/МС, 2017) с использованием стандартных эталонных материалов и холостых проб. Лаборатория ВИМС аккредитована в международной системе аккредитации «Аналитика» (ААС.А.00255), национальной системе аккредитации (РА.RU.21ГП11), а также соответствует требованиям Международных стандартов ISO Guide 34:2009 и ISO/IEC 17025:2017.

Статистическая обработка результатов проводилась в пакете Statistica 8 ®. Для оценки взаимосвязи между свойствами осадков и дождевой воды с одной стороны и содержанием форм и растворенностью ТММ с другой, рас-

считывались непараметрические коэффициенты ранговой корреляции Спирмена r_s , значимость которых проверялась при уровне $P < 0.05$. Для определения групп ТММ с близким характером распределения в осадках проводился кластерный анализ; группировка ТММ осуществлялась методом Уорда, мера сходства 1–Pearson r .

2.2.2 Влажное осаждение аэрозоля по экспериментальным и модельным данным

2.2.2.1 Параметры атмосферных осадков в период эксперимента

Рассмотрим изменчивость некоторых параметров атмосферных осадков в период весеннего эксперимента 2018–2019 гг. По данным многолетних измерений за период с 1954 по 2013 гг. среднее многолетнее количество осадков в апреле–мае составляет соответственно 41 и 55 мм (Чубарова и др., 2014). В целом, в апреле–мае 2018 г. количество осадков было в пределах этой нормы: в апреле их количество составило 38 мм, а в мае – 50 мм. В 2019 г. апрель был менее дождливым – осадков выпало значительно меньше нормы – всего 11 мм, в то время как в мае осадков было на 9 мм больше по сравнению с нормой. Подробный анализ динамики атмосферных осадков в этот период приведен в разделе 1.1.

Большинство эпизодов в апреле–мае 2018 и 2019 гг. по количеству выпавших осадков относятся к слабым дождям с объемом менее 5 мм (Табл. 2.2.2.1). Дожди с объемом более 5 мм выпадали в 2018 г. 18–19 и 26 апреля, а также 5–6, 17–18, 18–19 и 19–20 мая, в 2019 г. – 8, 9, 15, 16 и 30 мая. Длительность осадков в 2018 г. варьировала значительно – от кратковременных (менее 4 ч) дождей 6–7 и 21 апреля, 2, 4 и 5–6 мая до долговременных – 17 ч 18–19 мая и даже 25 ч 17–18 апреля. Это определило значительную вариацию интенсивности дождей в зависимости от эпизода (от 0.2 до 2.9 мм/ч). В 2019 г. в апреле наблюдались как кратковременные дожди 8–9 и 28 числа, так и долговременные – до 8.8–11 ч 14 и 15 апреля, в то время как для мая 2019 г. были типичны в основном кратковременные осадки длительностью 0.28–1.7 ч, а долговременные наблюдались только 2 мая (6.5 ч) и 16 мая (7.9 ч), что наряду с достаточно большим объемом выпавшей влаги обусловило высокие значения интенсивности осадков – от 2.2 до 14 мм/ч для большинства майских эпизодов. Таким образом, майские дожди по сравнению с апрельскими в 2018 и 2019 гг. были более обильными (50 и 64 мм в мае 2018 и 2019 гг., 38 и 11 мм в апреле соответственно), менее продолжительными (6.7 и 2.1 ч в мае, 8.9 и 5.9 ч в апреле) и поэтому более интенсивными (1.5 и 5.3 мм/ч в мае, 0.76 и 0.47 мм/ч в апреле).

Таблица 2.2.2.1. Параметры атмосферных осадков за период весеннего эксперимента 2018–2019 гг.

Год	Месяц	Дата	pH	Содержание взвешенной фракции аэрозоля, мг/л	Содержание растворенной фракции аэрозоля, мг/л	Общее содержание аэрозоля в осадках, мг/л	Кол-во осадков, мм	Длительность осадков, ч	Интенсивность осадков, мм/ч	
2018	апрель	6–7	4.05	150.0	214.5	364.5	0.7	3.6	0.20	
		10–11	5.05	45.0	40.0	85.0	2.4	8.1	0.30	
		17–18	4.75	76.0	33.9	109.9	12.4	25	0.49	
		18–19	4.65	9.2	11.2	20.4	5.2	9.8	0.53	
		21	6.35	87.0	34.5	121.5	4.1	1.5	2.7	
		21–22	5.40	24.0	9.9	33.9	2.7	10	0.26	
		25	4.90	80.0	48.4	128.4	2.4	6.2	0.38	
		26	4.75	18.0	8.1	26.1	7.8	6.6	1.2	
		1	5.35	75.0	25.9	100.9	4.6	6.9	0.67	
	май	2	5.85	183.0	90.5	273.5	1.2	0.75	1.6	
		4	6.15	102.0	48.0	150.0	1.3	0.92	1.4	
		5–6	5.15	45.0	22.3	67.3	5.1	2.3	2.2	
		17–18	5.30	40.0	11.1	51.1	14.9	5.2	2.9	
		18–19	4.40	6.8	8.4	15.2	15.4	17	0.89	
		19–20	4.45	6.1	8.2	14.3	7.4	13	0.56	
		апрель	8–9	4.35	120.0	192.5	312.5	1.0	2.8	0.35
			10	5.50	195.6	197.3	392.9	0.6	7.1	0.08
			13	6.40	129.5	168.8	298.3	0.5	5.5	0.09
			14	6.30	73.0	30.0	103.0	4.1	11	0.38
15	5.20		15.4	15.6	31.0	3.6	8.8	0.41		
28	5.15		781.1	247.3	1028.4	0.5	0.33	1.5		
2019	май	2	4.15	35.1	48.3	83.4	3.9	6.5	0.60	
		3	5.90	158.0	64.0	222.0	1.3	0.58	2.2	
		5	4.35	109.7	58.8	168.5	2.2	0.28	7.8	
		8	6.80	338.3	90.0	428.3	9.2	1.3	7.3	
		9	5.70	18.6	17.6	36.2	11.8	0.83	14	
		10	5.00	20.0	22.2	42.2	3.4	1.2	2.9	
		13	4.55	53.5	64.5	118.0	1.6	1.7	0.91	
		15	4.70	22.2	11.9	34.1	11.3	1.3	8.6	
		16	4.60	6.7	9.3	16.0	5.2	7.9	0.66	
		23	4.45	18.3	27.7	46.0	1.7	0.48	3.5	
30	4.95	50.7	18.8	69.5	12.4	1.3	9.5			

В Табл. 2.2.2.1 также приведено содержание взвешенной фракции аэрозоля в осадках (содержание твердых частиц в дождевой воде), растворенной фракции аэрозоля в осадках (сумма растворенных ионов или минерализация дождевой воды), а также их сумма, которую в этом исследовании мы называем общим содержанием аэрозоля в пробах дождя. Эта величина характеризует содержание неорганической аэрозольной фракции суммарно в растворенной и нерастворенной формах. Небольшой процент ультратонких частиц может не учитываться во взвешенной фракции при прохождении через используемый при отборе фильтр 0.45 мкм, что незначительно завышает долю растворенной фракции аэрозоля, однако обычно суммарная масса ультратонкой фракции аэрозоля невелика. С другой стороны, в растворенной фракции в нашем анализе не учитывалось содержание растворенного органического вещества и органических кислот, что снижает вклад растворенной фракции аэрозоля в суммарное содержание аэрозоля в нашем анализе. Такой подход позволяет в первом приближении получить оценку суммарного вымывания аэрозоля из атмосферы в разных формах, а также оценить вклад взвешенной и растворенной фаз в эту сумму. Поскольку нас в этом анализе

интересует, в конечном счете, баланс между содержанием аэрозоля в столбе атмосферы и суммарным количеством, выпадающим на земную поверхность, а доля аэрозоля, которая проходит через фильтр, мала, то мы будем использовать «общее содержание аэрозоля в пробах дождя» в качестве индикатора общего аэрозольного содержания в осадках.

Общее содержание аэрозоля в атмосферных осадках, включающее содержание взвешенной и растворенной фракций, варьировало в больших пределах от 14 мг/л до 1028 мг/л и имело выраженную асимметрию в сторону больших значений. В среднем за период эксперимента общее содержание аэрозоля в осадках составило 155 мг/л, с медианными значениями, смещенными в сторону низких величин (92 мг/л).

Рассмотрим более подробно соотношение содержания аэрозоля в пробах дождя в 2018 и 2019 гг. в растворенной и взвешенной формах. На Рис. 2.2.2.1 приведены их средние значения, а также величины общего содержания аэрозоля за период эксперимента.

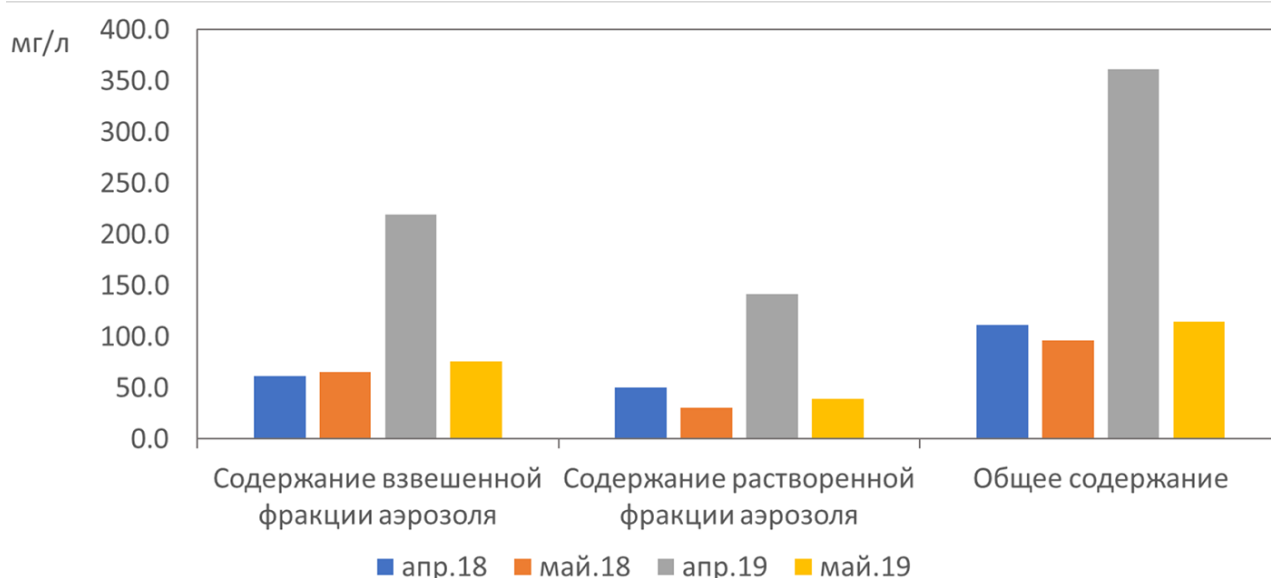


Рис. 2.2.2.1. Среднемесячные значения содержания взвешенной и растворенной фракции аэрозоля, а также их суммарного содержания в атмосферных осадках (мг/л) за период эксперимента в апреле–мае 2018 и 2019 гг.

В целом, содержание взвешенных частиц в дождевой воде изменяется также, как и содержание суммы растворенных ионов, однако первое выше на 20–115% в зависимости от условий выпадения атмосферных осадков. Абсолютный максимум наблюдался 28 апреля 2019 г., когда общее содержание аэрозоля в осадках превысило 1028 мг/л (Табл. 2.2.2.1) при их небольшой длительности и малом количестве, а доля взвешенной фракции превысила содержание растворенной фракции в 3 раза. Среднее за месяц значение общего содержания аэрозоля в пробах осадков в апреле 2019 г. было самым высоким за период эксперимента и превышало 350 мг/л. Отметим, что этот

месячный максимум остается даже при исключении из выборки пробы дождя 28.04.2019 с аномально высокими значениями. Следует также отметить, что в апреле все дожди характеризовались малым количеством осадков, менее 5 мм, что привело к недостаточному разбавлению пробы и увеличению концентрации веществ.

Рассмотрим, как меняется доля вещества в растворенной и нерастворенной формах в атмосферных осадках. В Табл. 2.2.2.2 приведены доли растворенной и взвешенной фракции аэрозоля к общему его содержанию в пробах осадков при выпадении небольшого и значительного их количества. Видно, что при переходе от слабых осадков ($X < 5$ мм) к сильным ($X > 5$ мм) средняя доля взвешенной фракции растет на 3% (от 57% до 60%). Для медианных оценок эта величина увеличивается на 8% - с 58% до 66%. Вероятно выпадение большего количества осадков приводит к лучшему очищению подоблачного слоя и увеличению доли взвешенной фракции аэрозоля. Небольшой размер выборки, впрочем, требует дальнейшей проверки полученных результатов.

Таблица 2.2.2.2. Доля (%) растворенной и взвешенной фракции в общем содержании вещества в атмосферных осадках

Параметры	все случаи					
	сильные осадки		слабые осадки			
	(X > 5 мм)		(X < 5 мм)			
	РА	ВА	РА	ВА	РА	ВА
среднее	41%	59%	40%	60%	43%	57%
50% квантиль	36%	64%	34%	66%	42%	58%
стандартное отклонение	14%	14%	14%	14%	13%	13%
доверительный интервал при P = 95%	5%	5%	8%	8%	6%	6%
число случаев	32	32	12	12	20	20

Примечание. РА – растворенная фаза аэрозолей (сумма растворенных ионов в дождевой воде),
 ВА – взвешенная фаза аэрозолей (содержание твердых частиц в дождевой воде).

Анализ концентрации веществ в растворенной и взвешенных формах выявил высокую корреляцию между этими компонентами ($r = 0.72$). Очень тесная связь ($r = 0.97$) получена между содержанием взвешенной фракции и общим содержанием аэрозоля, которая свидетельствует, что порядка 67% влажного аэрозольного осаждения происходит в виде нерастворимого осадка. Таким образом, оценки, приведенные в Табл. 2.2.2.2 и на Рис. 2.2.2.2, показывают, что при всех режимах выпадения осадков наблюдается преобладание вклада в суммарное вымывание аэрозоля из столба атмосферы взвешенной фракции по сравнению с растворенной. Вклад взвешенной фракции в зависимости от метода оценки меняется в диапазоне от 57 до 67%.

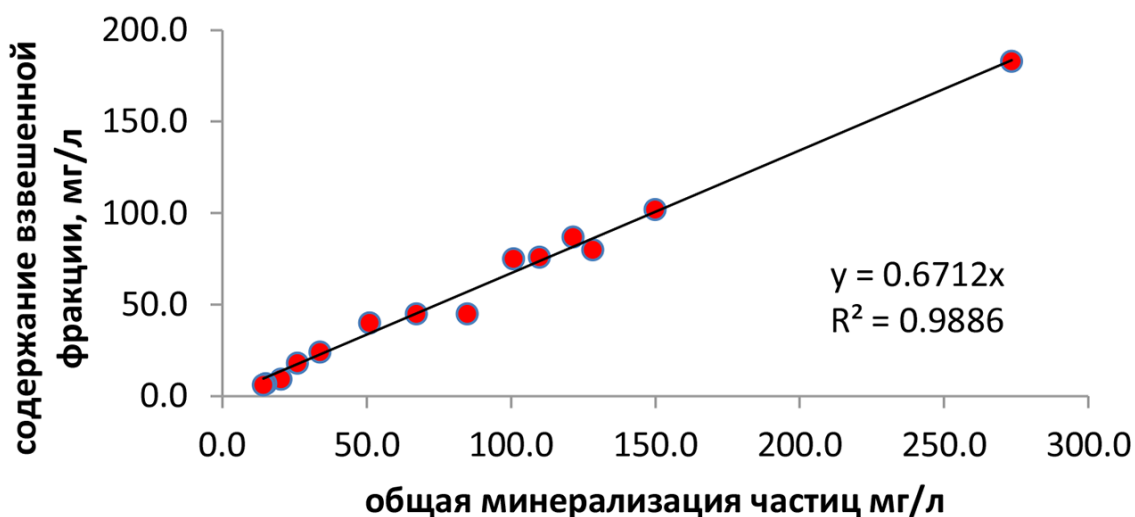


Рис. 2.2.2.2. Соотношение между содержанием взвешенных частиц и общим содержанием аэрозоля в пробах дождя во время весеннего эксперимента 2018–2019 гг.

Рассмотрим, как зависит минерализация растворенной и взвешенной фракции аэрозоля от количества осадков X . На Рис. 2.2.2.3 приведены зависимости общего содержания аэрозоля в осадках, его растворенной и нерастворенной фракции, а также отдельных катионов и анионов растворенной фракции от X . Видно, что для всех рассматриваемых компонентов наблюдается отчетливая экспоненциальная зависимость убывания содержания аэрозоля с увеличением количества осадков, что соответствует и ранее установленным закономерностям для растворенной фракции (Еремина и др., 2014). Исключение составляет один случай высокой минерализации при большом количестве осадков 8 мая 2019 г., когда при выпавшем дожде 9.2 мм общее содержание аэрозоля в пробе превысило 400 мг/л. Существенный рост ионов аммония NH_4^+ , нитратов NO_3^- и гидрокарбонатов HCO_3^- свидетельствует о вероятном попадании топливных выбросов в атмосферные осадки. Поскольку это наблюдалось после репетиции воздушного парада, состоявшейся 7 мая 2019 г., имеется гипотеза о влиянии полета на низкой высоте эскадрильи самолетов во время этой репетиции и выбросов в атмосферу продуктов сгорания топлива, которые повлияли на повышенное общее содержание аэрозоля в пробе осадков.

Анализ химического состава растворенной фракции аэрозоля в атмосферных осадках за период эксперимента, приведенный в разделе 1.4 (см. Табл. 1.4.3–1.4.5), выявил существенные различия в минерализации проб в апреле–мае 2019 г., в отличие от 2018 г., когда концентрации основных ионов примерно соответствовали средним многолетним значениям. В то же время, при существенно более высокой минерализации в апреле 2019 г., преобладающие ионы (Cl^- и Ca^{2+}) были практически теми же, что и в 2018 г., за исключением концентрации сульфатов, которая выросла по сравнению с апрелем

2018 г. В мае 2019 г. отмечались также несколько повышенные концентрации гидрокарбонатов HCO_3^- .

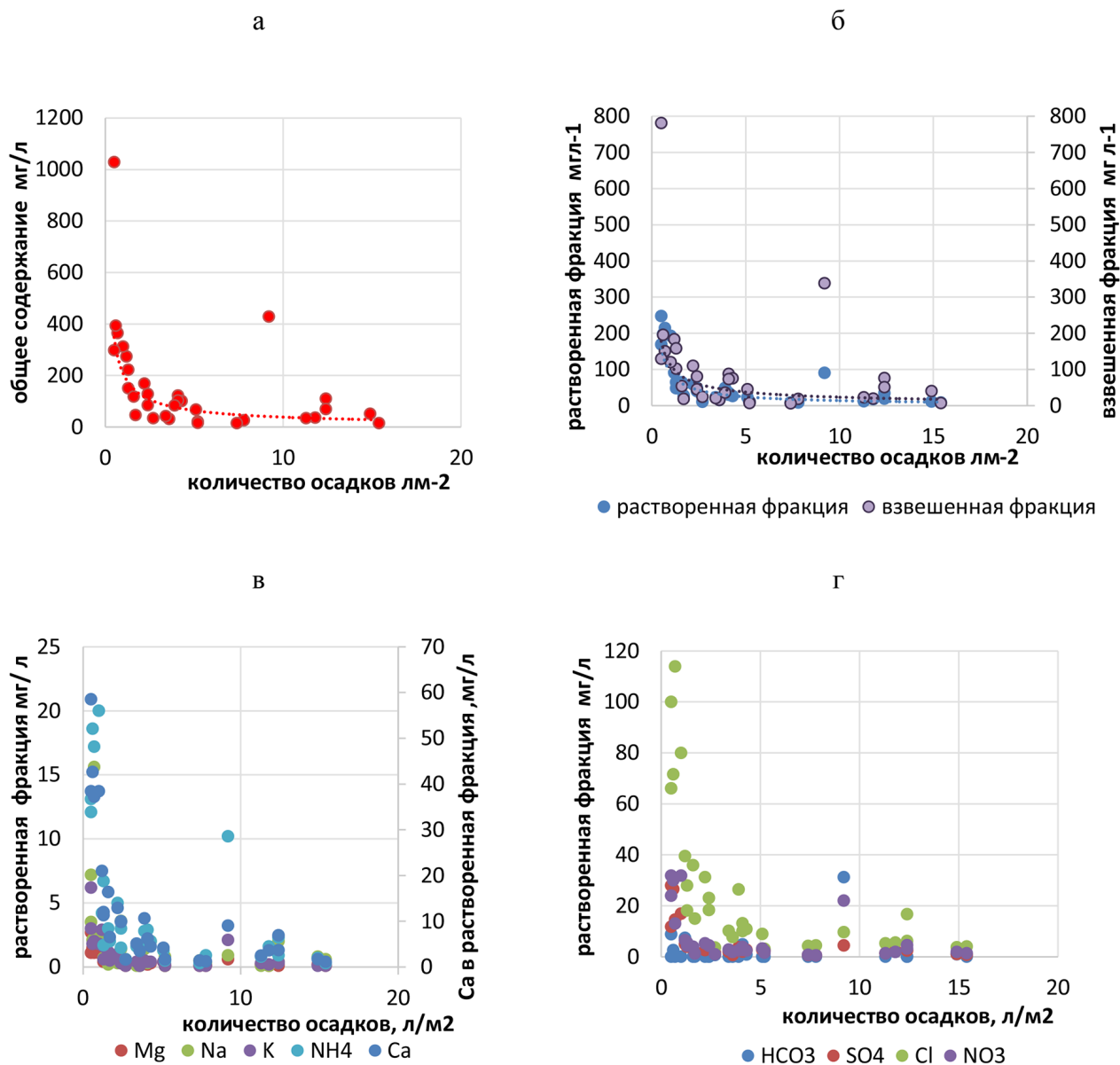


Рис. 2.2.2.3. Зависимость общего содержания аэрозоля в пробе (а), его растворенной и нерастворенной фракции (б), а также отдельных катионов (в) и анионов (г) растворенной фракции от количества осадков

2.2.2.2 Соотношение характеристик атмосферных осадков и аэрозоля в столбе атмосферы и у поверхности

Рассмотрим, как менялись различные характеристики атмосферных осадков, а также аэрозольные параметры и массовые концентрации растворенной и взвешенной фракции аэрозоля в период проведения эксперимента (Рис. 2.2.2.4). Данные по массовой концентрации взвешенных частиц PM_{10} измерялись непосредственно до выпадения осадков. При этом период осреднения

PM10 соответствовал периоду измерений аэрозольного содержания в столбе атмосферы, аэрозольной оптической толщине АОТ500. Поскольку измерения АОТ500 проводятся только при открытом от облаков диске Солнца, то использовалось ближайшее значение по АОТ500, если период до начала дождя не превосходил сутки. Для большей наглядности эта величина на графиках соответствует времени выпадения осадков.

Хорошо видно, что содержание взвешенной и растворенной фракции аэрозолей в пробах дождя согласуется с высоким содержанием аэрозоля в атмосфере, наблюдаемого до начала выпадения осадков. Особенно это проявляется при высокой концентрации аэрозольных частиц накануне выпадения дождей 17–18 апреля 2018 г., 2 мая 2018 г. и 28 апреля 2019 г., когда АОТ500 превышало 0,4, и также отмечались повышенные концентрации аэрозоля в приземном слое атмосферы. Аналогичные закономерности были ранее выявлены в работе (Горбаренко, Еремина, 2011).

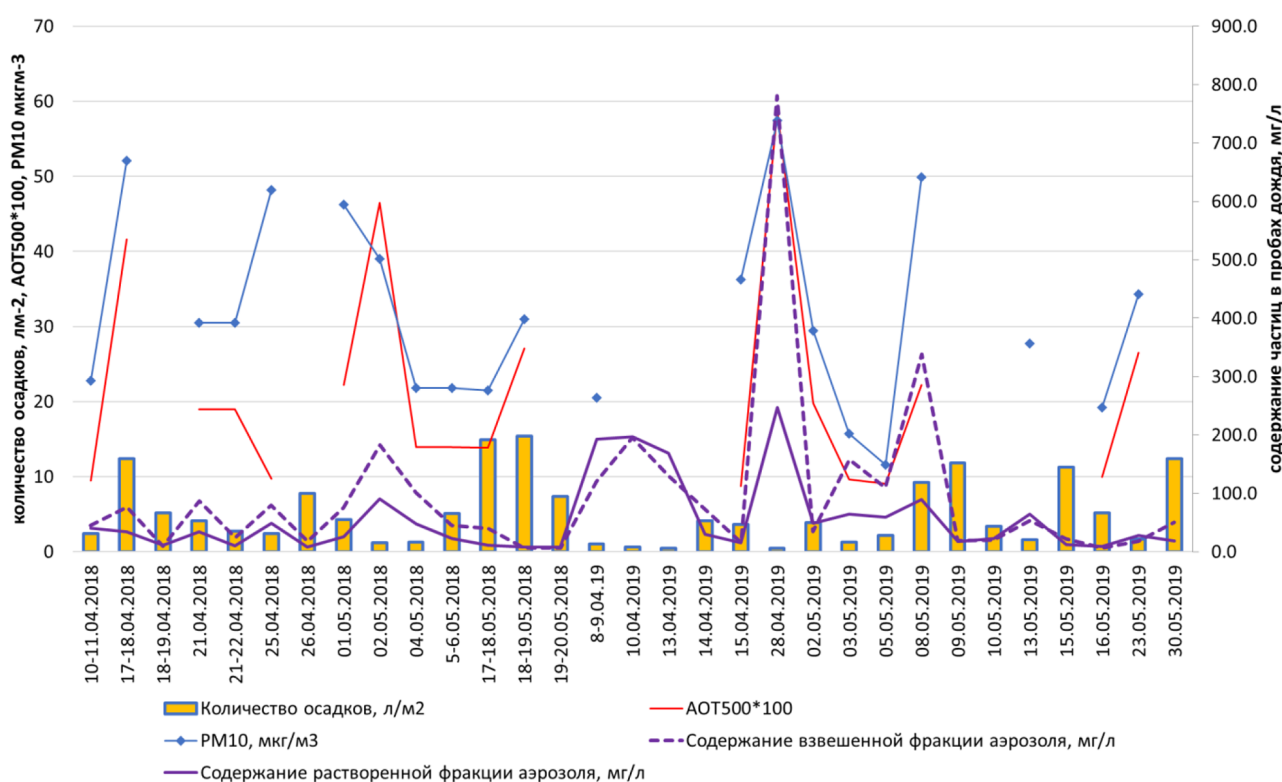


Рис. 2.2.2.4. Временные серии общего количества осадков, массовой концентрации взвешенных частиц PM10 (мкг/м³), аэрозольной оптической толщины (АОТ500) до начала выпадения осадков и содержание растворенных и взвешенных фракций аэрозолей в пробах дождя во время весеннего эксперимента в 2018–2019 гг. в Москве

В Табл. 2.2.2.3 приведены значения коэффициентов корреляции между общей минерализацией, ее отдельными компонентами, аэрозолем в столбе атмосферы (АОТ500) и массовой концентрацией приземного аэрозоля (PM10). Видна довольно выраженная корреляционная связь с аэрозольными характеристиками. При этом связь с аэрозольной оптической толщиной, характе-

ризирующей содержание аэрозоля в столбе атмосферы, является статистически значимой и более тесной, чем связь с приземным содержанием аэрозоля. Этот результат понятен, поскольку процесс аэрозольного влажного осаждения охватывает нижние слои тропосферы, в которых находится облачная система. А связь АОТ500 с приземными концентрациями не всегда тесная. Особенности зависимостей между АОТ и РМ10 детально обсуждаются в Разделе 2.1 (Рис. 2.1.2.8), в котором показаны два типа связи между АОТ и РМ10 с точкой бифуркации примерно на 0.05 мг/м^3 .

Таблица 2.2.2.3. Коэффициенты корреляции общего содержания аэрозоля в пробе осадков с количеством осадков, содержанием растворенной и нерастворенной фракции аэрозолей в дождевой воде, а также с аэрозольной оптической толщиной (АОТ500) и массовой концентрацией взвешенных частиц в приземном слое атмосферы (РМ10) до начала выпадения осадков. Статистически значимые связи выделены жирным шрифтом.

Параметр	Содержание растворенной фракции аэрозолей (сумма растворенных ионов)	Содержание нерастворенной фракции аэрозолей	Количество осадков	АОТ500	РМ10
Коэффициент корреляции	0.88	0.98	-0.37	0.64	0.47
Число случаев	33	33	33	21	21

2.2.2.3 Оценки влажного осаждения аэрозоля по данным расчетов и измерений

Рассмотрим результаты численных экспериментов по модели COSMO-ART по оценке вымывания аэрозоля. Для выявления количественных эффектов аэрозольного осаждения проводилось сравнение содержания аэрозольных частиц в приземном слое, рассчитанное при включении в модель учета влажного осаждения и без него. На Рис. 2.2.2.5 и 2.2.2.6 показаны значения концентраций РМ2.5 и черного углерода при задании различных концентраций на границах рассматриваемой области. Линией показаны концентрации с учетом влажного осаждения, вертикальными интервалами показаны различия между экспериментом со включенным и отключенным блоком, описывающим процессы влажного осаждения. Столбцами разного цвета показано количество осадков, полученное в различных экспериментах с высокими концентрациями аэрозоля на границах области и с его низкими концентрациями.

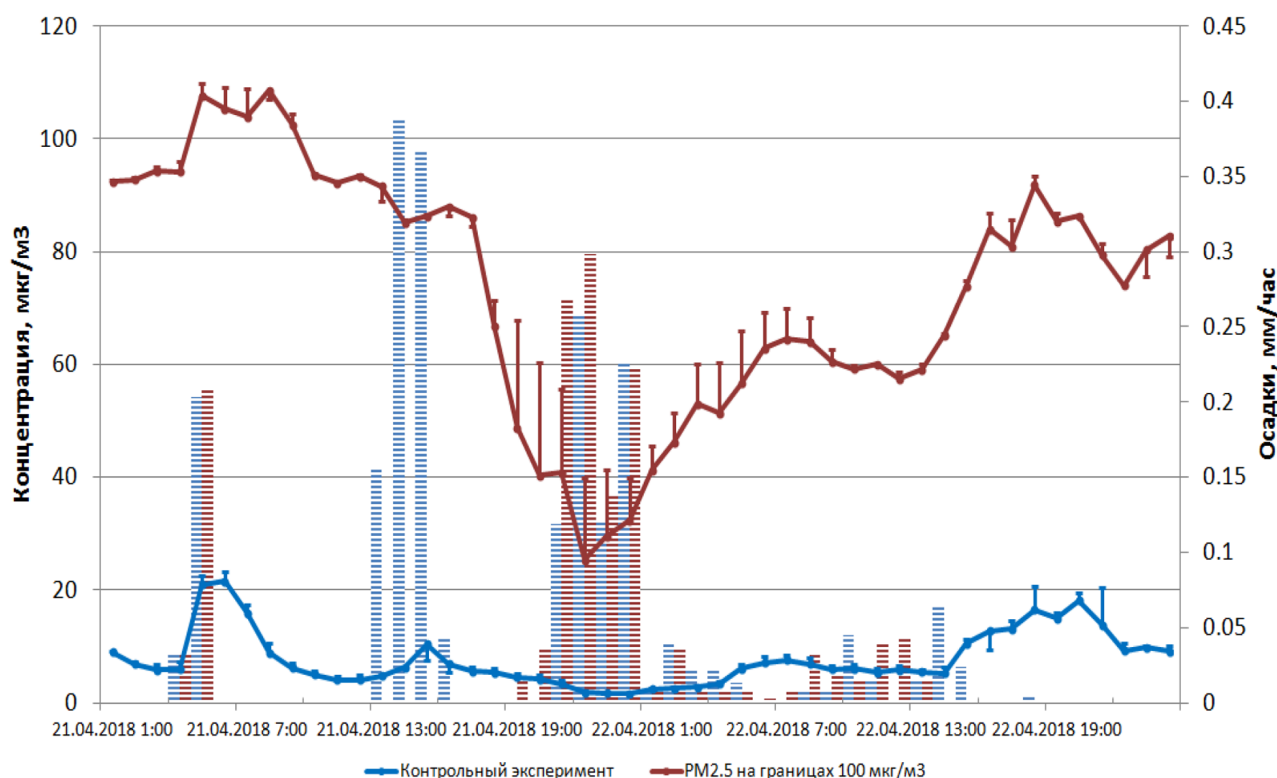


Рис. 2.2.2.5. Рассчитанные значения концентрации PM2.5 и интенсивности осадков по модели COSMO-ART в ячейке, где расположена Метеорологическая обсерватория МГУ, для контрольного эксперимента и для эксперимента с высокой концентрацией PM2.5 на границах области

Следует отметить, что завышенные концентрации аэрозоля на границах (порядка 0.1 мг/м^3) за счет только обратных связей, а именно влияния аэрозоля на радиацию, оказывают значительное воздействие на расчет метеорологических величин, что, среди прочего, приводит к смещению времени выпадения осадков. Так, можно видеть, что осадки, начинающиеся в 13:00 21.04.2018 и продолжающиеся до 17:00 21.04.2018 в контрольном эксперименте, не выпадают при искусственно повышенных концентрациях аэрозоля.

Показано существенное уменьшение PM, составляющее 30–40% при дожде с интенсивностью 0.1–0.3 мм/ч. Эксперименты показали, что вымывание PM2.5 происходит преимущественно при больших концентрациях аэрозоля более 20 мкг/м^3 . При концентрациях ниже этого порога различия между экспериментом с включенным и отключенным блоком модели, описывающим процессы вымывания, являются незначительными (Рис. 2.2.2.5). Следует отметить, что полученные результаты имеют предварительный характер и требуют проведения дополнительных экспериментов.

Для концентраций черного углерода (BC) этот порог ближе к 10 мкг/м^3 , при меньших концентрациях различия между экспериментом с включенным и отключенным вымыванием незначительны (Рис. 2.2.2.6). Отметим, что в реальной атмосфере (см. Раздел 2.1.) концентрации BC выше 10 мкг/м^3 не наблюдаются в Московском регионе. Процессы, происходящие между различ-

ными модельными группами черного углерода, требуют дальнейшего изучения.

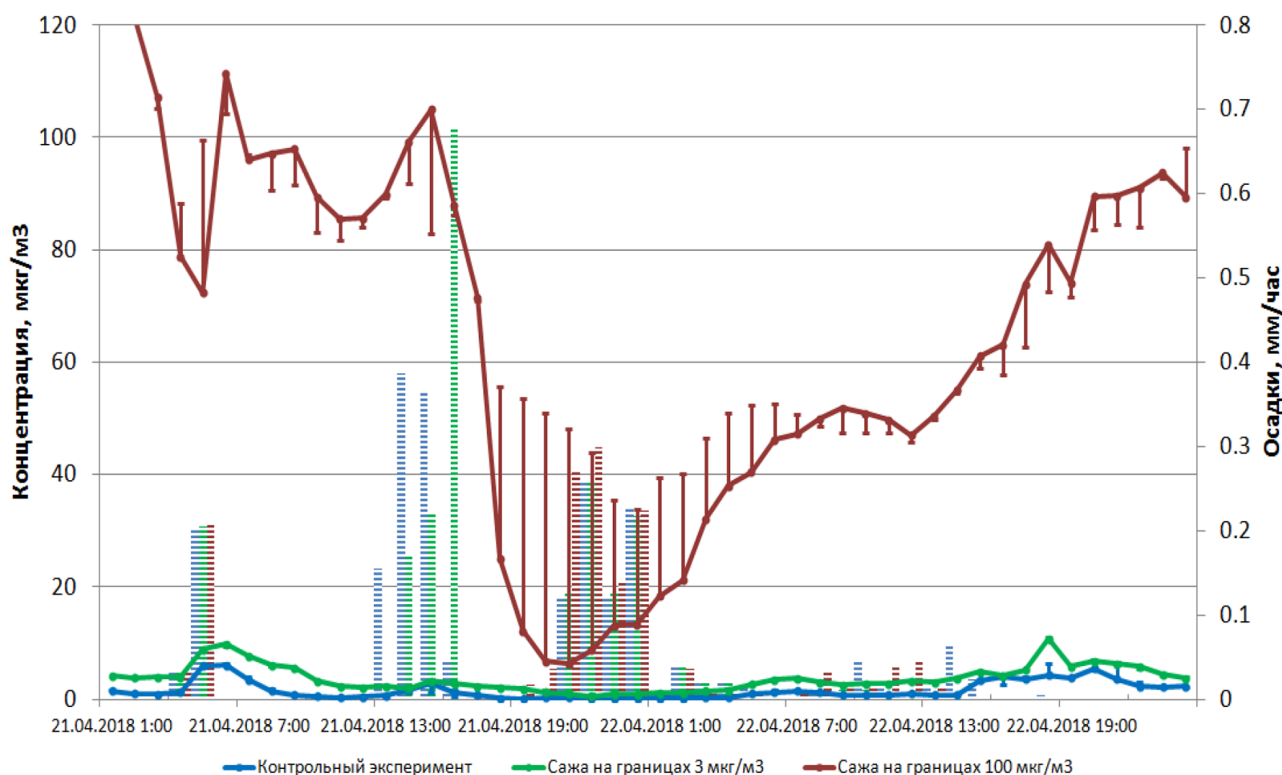


Рис. 2.2.2.6. Рассчитанные значения концентрации ВС и интенсивности осадков по модели COSMO-ART в ячейке, где расположена Метеорологическая обсерватория МГУ, для контрольного эксперимента, для экспериментов с концентрацией ВС = 3 мкг/мм³ и ВС = 100 мкг/мм³ на границах области

Интенсивность влажного осаждения аэрозоля также исследовалась по данным измерений. Для этого для каждого случая наблюдения атмосферных осадков проводился анализ изменения концентрации РМ10 и ВС во время выпадения атмосферных осадков. Использовались база данных с 20-минутным разрешением по РМ10 и концентрации ВС в приземном воздухе и стандартные данные 4-х срочных наблюдений за количеством атмосферных осадков. Для характеристики осадков и выявления их продолжительности использовалась также информация о погодных явлениях с отметкой о дате и времени их начала и окончания и их интенсивности. Периоды считались независимыми и рассматривались отдельно, если наблюдались перерывы более 1 часа между дождями.

Для количественной оценки процессов влажного осаждения и проведения сравнений результатов моделирования с данными эксперимента необходимо было ввести количественную характеристику. Для этого при описании динамики приземного аэрозоля во время дождя было предложено использовать следующую зависимость:

$$C = C_0 \exp(\alpha \cdot T) \quad (2.2.2.7)$$

где T – время с начала выпадения осадков, CO – начальная концентрация взвешенных частиц в приземном слое атмосферы, а величина α – экспоненциальный коэффициент вымывания, который характеризует относительное изменение (уменьшение) концентрации вещества в логарифмическом масштабе в единицу времени. Если в качестве единицы времени брать часовой интервал, то при небольших эффектах до значения $\alpha = -0.2 \text{ ч}^{-1}$ можно говорить о том, что эта величина соответствует относительному уменьшению концентрации аэрозоля в час. Например, при $\alpha = -0.2 \text{ ч}^{-1}$ уменьшение аэрозоля составит 20% в первый час относительно начальной концентрации.

Анализ указанной зависимости проведен на основании данных измерений, полученных во время весеннего эксперимента. Поскольку дискретность измерений составляет 20 минут, то рассматривались только случаи, когда осадки наблюдались в течение не менее трех 20-минутных интервалов. Всего было рассмотрено 56 случаев за два года.

На Рис. 2.2.2.7 приведены примеры изменения концентрации PM_{10} во время выпадения атмосферных осадков при разном начальном содержании в них аэрозоля. Хорошо видно, что предложенная экспоненциальная зависимость адекватно описывает изменение концентрации с течением времени. При этом наблюдается два режима: при начальной большой концентрации процессы вымывания более отчетливы, в то время как при малой концентрации аэрозоля они практически отсутствуют. Анализ данных показал, что за пороговое значение можно выбрать величину $PM_{10} = 10 \text{ мкг/м}^3$, выше которой процессы вымывания по данным измерений начинают проявляться. Следует отметить также, что эта величина меньше полученной ранее по данным моделирования.

Аналогичное исследование было проведено и для черного углерода. На Рис. 2.2.2.8 приведены примеры изменения концентрации BC для некоторых дней в период эксперимента. Видно, что в целом начальные концентрации BC до начала выпадения осадков были небольшими и наблюдаются разнонаправленные тенденции их изменения в период выпадения осадков. Отметим, что согласно ранее приведенным расчетам по модели COSMO-ART при таких концентрациях BC влажное осаждение не наблюдается.

Рассмотрим, как менялись величины экспоненциального коэффициента вымывания α для PM_{10} и BC . На Рис. 2.2.2.9 приведены статистические характеристики («ящички с усами») значений α при разных начальных концентрациях PM_{10} . Видно, что при начальной концентрации $PM_{10} > 10 \text{ мкг/м}^3$ экспоненциальные коэффициенты вымывания значимы для PM_{10} ($\alpha(PM) = -0.17 \pm 0.09 \text{ (ч}^{-1}\text{)}$) и незначимы для BC ($\alpha(BC) = -0.07 \pm 0.10 \text{ (ч}^{-1}\text{)}$) (Рис. 2.2.2.9). При начальной концентрации $PM_{10} < 10 \text{ мкг/м}^3$ значения α для PM и BC незначимы. Таким образом, влажное осаждение PM_{10} может проявляться при пороговой концентрации взвешенных частиц более 10 мкг/м^3 . От-

существование влажного осаждения ВС может объясняться несколькими причинами. Во-первых, особенностями наноструктуры (Wallace, Hobbs, 2006; Gong et al., 2016) и изначально гидрофобными свойствами черного углерода (Hwang et al., 2018). Но вероятнее всего, это связано с низкими концентрациями ВС в атмосфере Москвы. Более детальный анализ случаев выявил, что отрицательные значения экспоненциальных коэффициентов осаждения, которые свидетельствуют о вымывании ВС, всегда наблюдались в случае повышенных начальных концентраций $BC = 1.41 \pm 0.38$ $\mu\text{кг}/\text{м}^3$ с медианной оценкой $BC = 1.20$ $\mu\text{кг}/\text{м}^3$, в то время как нулевые или положительные величины этого коэффициента отмечались при начальных концентрациях $BC = 0.57 \pm 0.2$ $\mu\text{кг}/\text{м}^3$ с медианной оценкой, равной 0.48 $\mu\text{кг}/\text{м}^3$. Аналогичный анализ для концентраций PM_{10} показал, что разделение по величине концентрации аэрозоля также существует. Отрицательный тренд изменения концентрации PM_{10} , свидетельствующий о вымывании аэрозольных частиц, всегда наблюдается при концентрации $PM_{10} = 33 \pm 7$ $\mu\text{кг}/\text{м}^3$ при медианной оценке концентрации, равной 27 $\mu\text{кг}/\text{м}^3$.

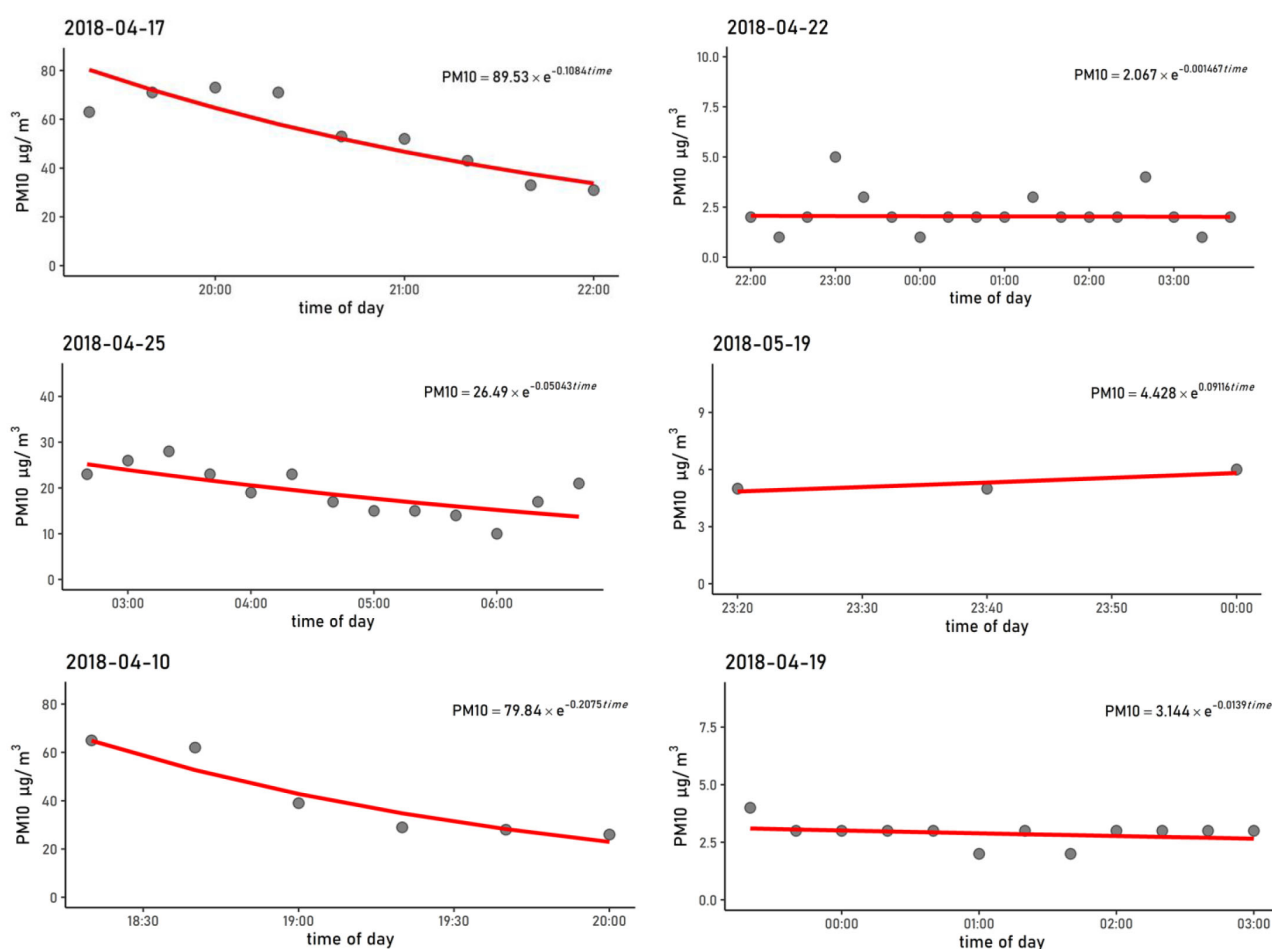


Рис. 2.2.2.7. Примеры различных режимов вымывания аэрозольных частиц (PM_{10} , $\mu\text{кг}/\text{м}^3$) в приземном слое воздуха в зависимости от их начальной концентрации до начала выпадения осадков. Слева сгруппированы случаи с относительно высокими начальными концентрациями, справа – с низкими концентрациями.

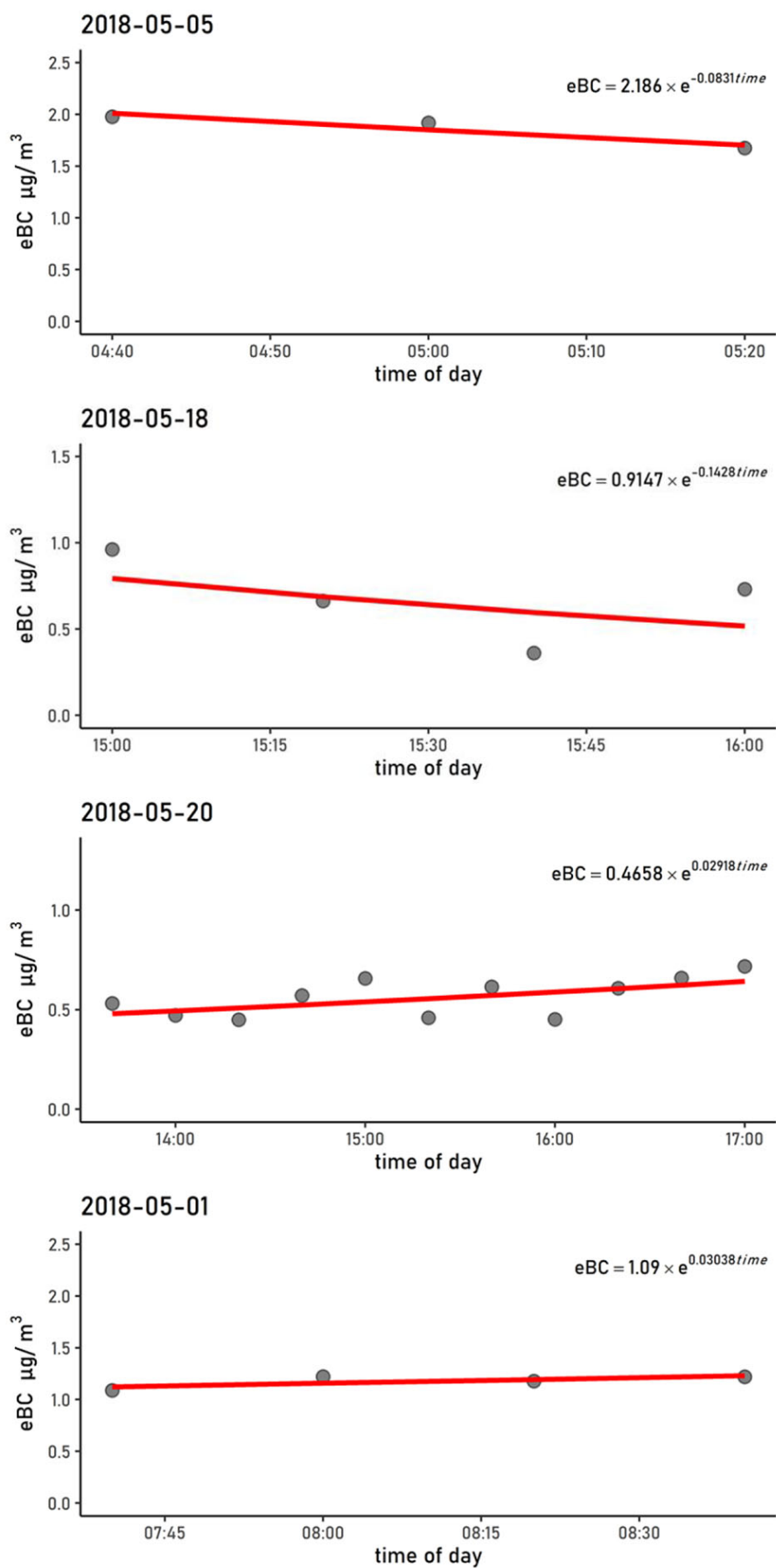


Рис. 2.2.2.8. Примеры различных режимов вымывания черного углерода (BC, $\mu\text{кг}/\text{м}^3$) в приземном слое воздуха в зависимости от его начальной концентрации до начала выпадения осадков

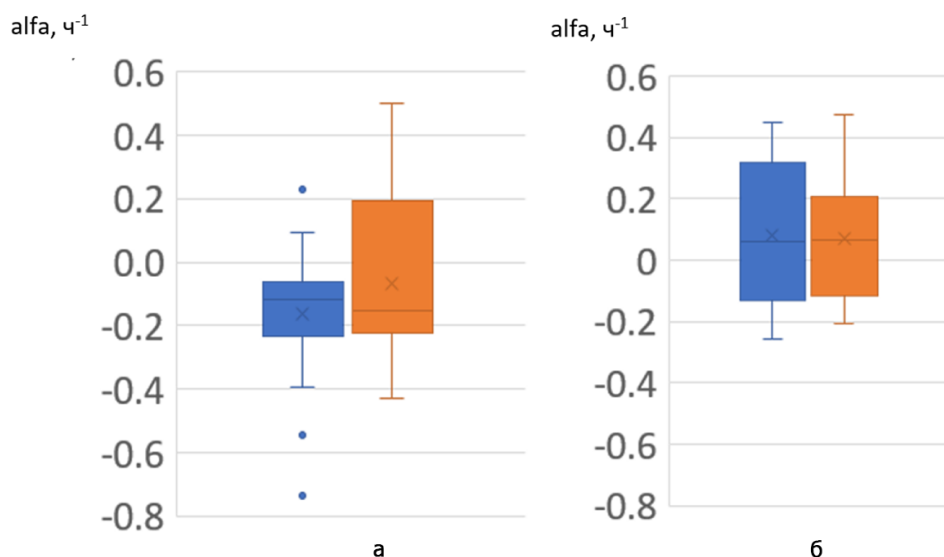


Рис. 2.2.2.9. Статистические параметры («ящик с усами») величины экспоненциального коэффициента вымывания α для PM_{10} (синий цвет) и черного углерода (рыжий цвет) при $\text{PM}_{10} > 10 \text{ мкг/м}^3$ (а) и $\text{PM}_{10} < 10 \text{ мкг/м}^3$ (б)

В то же время выборка случаев при отсутствии или положительном тренде концентрации имеет среднюю концентрацию $\text{PM}_{10} = 13 \pm 5 \text{ мкг/м}^3$ с существенной асимметрией в сторону низких значений и медианной оценкой, равной 8 мкг/м^3 . Таким образом, выбранное пороговое значение $\text{PM}_{10} = 10 \text{ мкг/м}^3$ можно считать адекватным для описания процессов влажного осаждения.

Для оценки качества параметризации влажного осаждения в модели COSMO-ART также рассчитаны и проанализированы величины экспоненциального коэффициента вымывания для 22 апреля 2018 г. Эти результаты сравнивались с данными измерений коэффициента α непосредственно для этого дня.

Эксперимент по оценке вымывания для 21–22 апреля 2018 г. проводился с помощью XTM COSMO-Ru7-ART с использованием прогноза модели ICON на 24 часа в качестве начальных и граничных метеорологических условий. Прогноз на каждые сутки осуществлялся на 24 часа с 00 ВСВ; при этом рассчитанные поля концентраций загрязняющих веществ использовались в последующем прогнозе в качестве начальных данных. В качестве данных об антропогенных эмиссиях использовались данные TNO2010, для оценки биогенных эмиссий – данные GLC2000. Численный эксперимент с генерацией аэрозоля только внутри московского региона (контрольный эксперимент) за указанный временной промежуток воспроизвел низкие концентрации взвешенных частиц, при которых процесс вымывания не наблюдается. Проведение дополнительного численного эксперимента с повышенной концентрацией PM , равной 100 мкг/м^3 , позволило выявить некоторые особенности этого процесса. С 19 апреля 2018 г. модель была запущена с климатического началь-

ного поля, чтобы повышенные концентрации с границ перераспределились вглубь области расчета.

Результаты модельных расчетов изменения аэрозольной концентрации частиц с учетом и без учета вымывания приведены на Рис. 2.2.2.10. Видно, что наряду с проявлением суточного хода аэрозольных частиц отмечается и более выраженное уменьшение концентрации аэрозоля за счет влажного осаждения в первые часы выпадения осадков (желтая линия).

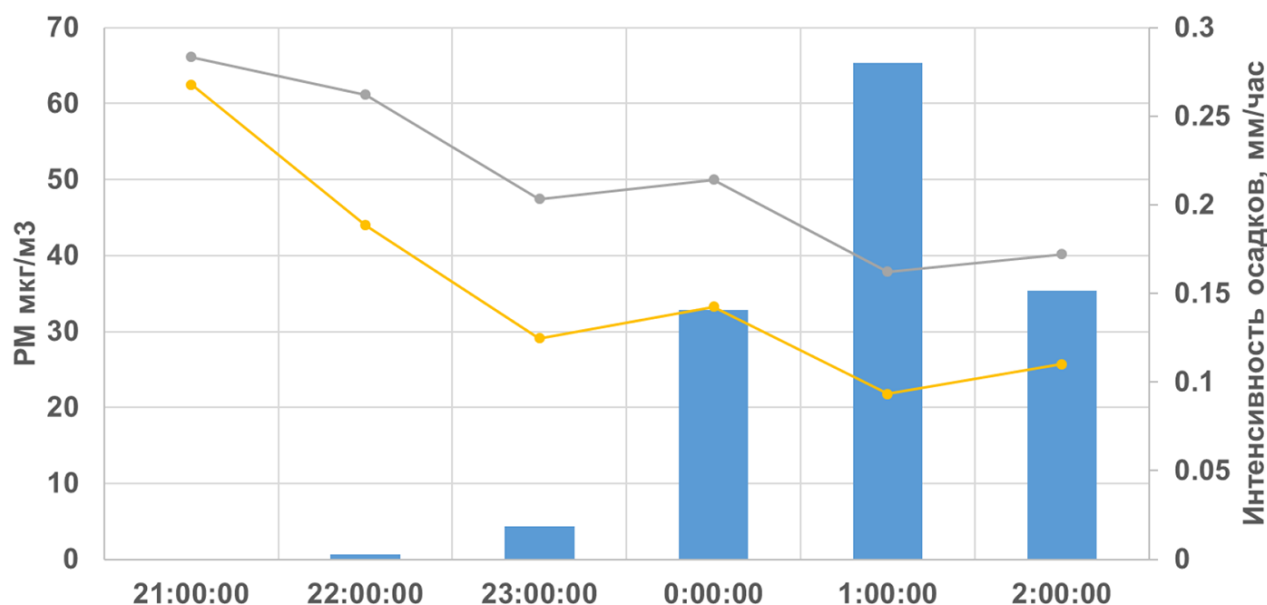


Рис. 2.2.2.10. Статистические параметры («ящик с усами») величины экспоненциального коэффициента вымывания α для РМ10 (синий цвет) и черного углерода (рыжий цвет) при РМ10 > 10 мкг/м³ (а) и РМ10 < 10 мкг/м³ (б)

Согласно расчетам, экспоненциальный коэффициент аэрозольного вымывания, определенный за первые три часа, равен $\alpha = -0.18 \text{ ч}^{-1}$, в то время как по данным измерений в этот день он был равен $\alpha = -0.26 \text{ ч}^{-1}$. С учетом погрешности его определения можно говорить об удовлетворительном согласии этих величин.

Таким образом, по данным численных экспериментов и измерениям получены оценки влажного осаждения аэрозоля, которые в целом согласуются с данными измерений, однако пороговые значения концентраций взвешенных частиц и черного углерода в модели завышены. Требуется проведение дополнительных исследований для выяснения физических причин этих различий.

2.2.3 Тяжелые металлы и металлоиды (ТММ) в пробах дождя

Микроэлементный состав жидких (дождь) и твердых (снег) атмосферных осадков изучен достаточно подробно во многих городах мира. В российских

исследованиях наибольшее внимание уделено анализу состава снежного покрова, в то время как жидким осадкам посвящено значительно меньше работ, а исследования распределения форм тяжелых металлов и металлоидов (ТММ) в дождевых осадках довольно редки (Кокорин, Политов, 1991; Елпатьевский, 1993; Голубева и др., 2005; Чудаева и др., 2008; Удачин и др., 2010; Янченко, Яскина, 2014; Семенец и др., 2017). При изучении концентраций ТММ в жидких осадках, как правило, исследуются растворенные формы химических элементов и часть ТММ, переходящих в раствор в результате добавления концентрированных неорганических кислот (обычно азотной кислоты) при подготовке проб для дальнейших анализов. Работ по комплексному изучению состава твердой и жидкой фаз дождей в городах существенно меньше (Morselli et al., 2003; Al-Momani, 2008; Özsoy, Örnektekin, 2009). В Москве – крупнейшем городе Европы – загрязнение атмосферного воздуха многими поллютантами ниже, чем в других мегагородах, особенно диоксидом серы из-за использования природного газа электро- и тепловыми станциями города (Климат Москвы в условиях глобального потепления, 2017; Elansky et al., 2018). В различных частях города в разных функциональных зонах проведены исследования загрязнения снежного покрова твердыми частицами, обогащенными опасными с экологической точки зрения ТММ и бенз(а)пиреном (Соколов, Астрахан, 1993; Ачкасов и др., 2006; Шевченко, 2006; Lebedev et al., 2012; Касимов и др., 2012; Винокуров и др., 2014, 2017; Kasimov et al., 2017; Кошелева и др., 2017; Богатырев и др., 2018). Изучено распределение более 700 органических соединений в отдельных пробах московских дождей (Polyakova et al., 2018). В этом разделе детально рассматривается микроэлементный состав твердой и жидкой фаз дождевых осадков в Москве, изучение которого ранее не проводилось.

2.2.3.1 Концентрации растворенных и взвешенных (нерастворенных) форм ТММ

Концентрации форм ТММ в дождевых осадках в апреле–мае 2018–2019 гг. характеризуются очень сильной вариабельностью (Рис. 2.2.3.1), которая оценивалась с помощью геохимического диапазона (ГД) – отношения максимальных концентраций к минимальным (Алексеенко, Алексеенко, 2013; Касимов, Власов 2015). Величина ГД для растворенных форм составляет 10–100 для большинства ТММ, в то время как для взвешенных форм она обычно примерно в 10 раз больше и для многих ТММ находится в пределах 100–1000. Это обусловлено тем, что концентрации растворенных форм определяются количеством выпадающих осадков, а взвешенных форм ТММ – еще и содержанием твердых частиц в этих осадках, которые также сильно варьируют от эпизода к эпизоду.

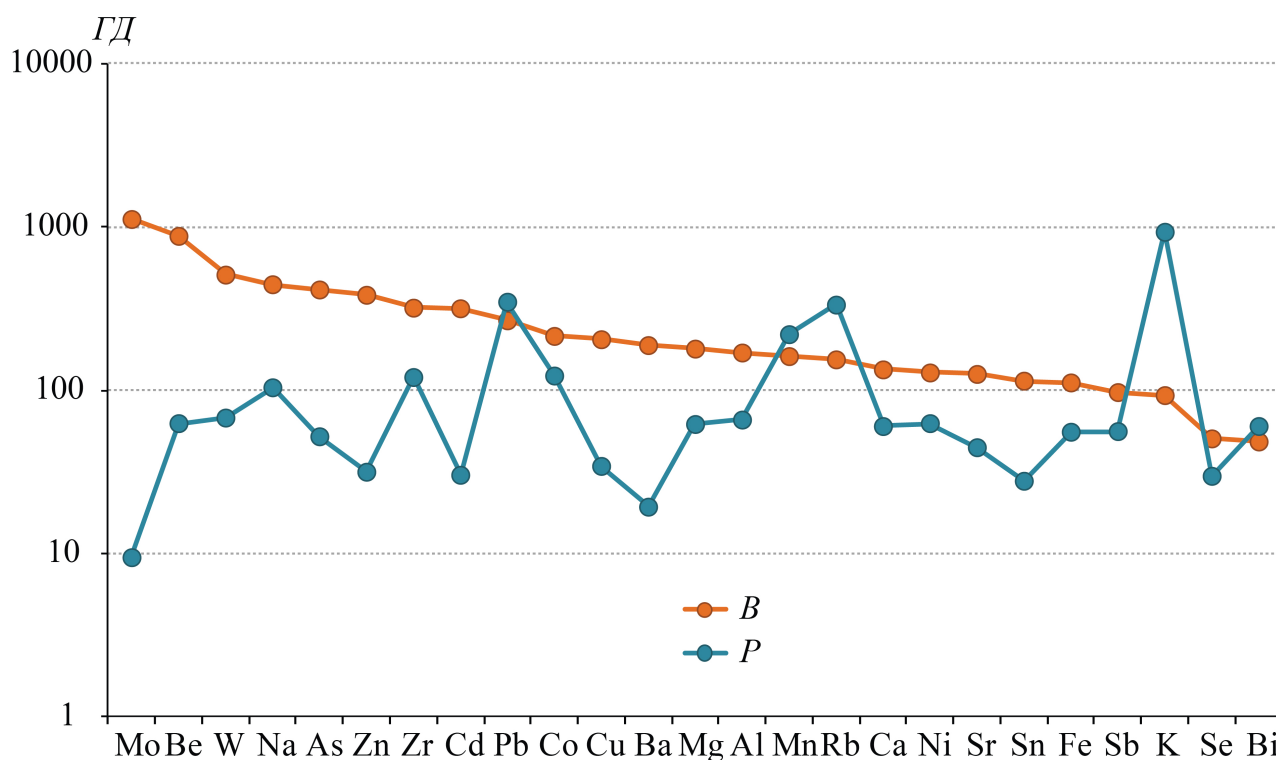


Рис. 2.2.3.1. Геохимический диапазон содержаний форм ТММ в дождевых осадках на территории МО МГУ в апреле–мае 2018–2019 гг.: В – взвешенные (нерастворенные), Р – растворенные формы

Из-за сильной вариабельности концентраций ТММ в осадках для корректного сравнения отдельных месяцев и периодов рассчитаны объемно взвешенные концентрации форм ТММ: $C_w = \sum_{i=1}^n (C_i \cdot X_i / X_s)$, где C_i и X_i – содержание растворенной или взвешенной формы элемента (мкг/л) и количество выпавшей влаги (мм) в i -ый эпизод выпадения осадков, X_s – количество выпавшей влаги за весь изученный период (мм). Объемно взвешенные концентрации растворенных и взвешенных форм ТММ в дождевой воде в апреле и мае 2018 и 2019 гг. на территории МО МГУ приведены в Табл. 2.2.3.1.

Содержание *растворенных* форм практически всех ТММ в апрельских осадках больше, чем в майских (Табл. 2.2.3.1, Рис. 2.2.3.2): в 2018 г. в 2.6–4.1 раза для Co, W, Sn, Bi и Na, до 1.5–2.5 раз для Fe, Al, Zr, Ni, Ca, Zn, Pb, Cd, Sb, Mn, Cu, в 2019 г. – в 2.6–4.5 раза для Fe, As, Ca, Mn, Ni и Rb, до 1.5–2.5 раз для Sr, Co, Na, Cu, Mg, Zn, K, Zr, Mo, Be, Se, W и Sn. Вероятно, это связано с более интенсивным поступлением ТММ в атмосферу от промышленных источников в апреле из-за активного отопительного сезона – с конца апреля–начала мая из-за повышения температур воздуха выбросы предприятий энергетики снижаются. Несмотря на то, что в отопительный сезон в Москве тепловые электростанции работают преимущественно на природном газе, во время сильных и продолжительных заморозков или во время пиковых нагрузок на энергосистему города в качестве дополнительного топлива применяется мазут (Elansky et al., 2018), что может способствовать росту вы-

бросов поллютантов, в том числе ТММ. В апреле еще практически не развит растительный покров, поэтому определенный вклад в содержание ТММ может вносить выдувание частиц дорожной пыли в атмосферу и ее дальнейшее частичное растворение. Так, весной отмечается резкий рост грубодисперсной фракции частиц в атмосфере Москвы (Chubarova et al., 2011). Во время параллельных измерений концентраций частиц PM10 в атмосферном воздухе в апреле–мае 2018 г. установлено, что в период с 11 по 16 апреля наблюдалась максимальное содержание PM10 за весь период эксперимента – почти 43 мкг/м³ (Chubarova et al., 2019).

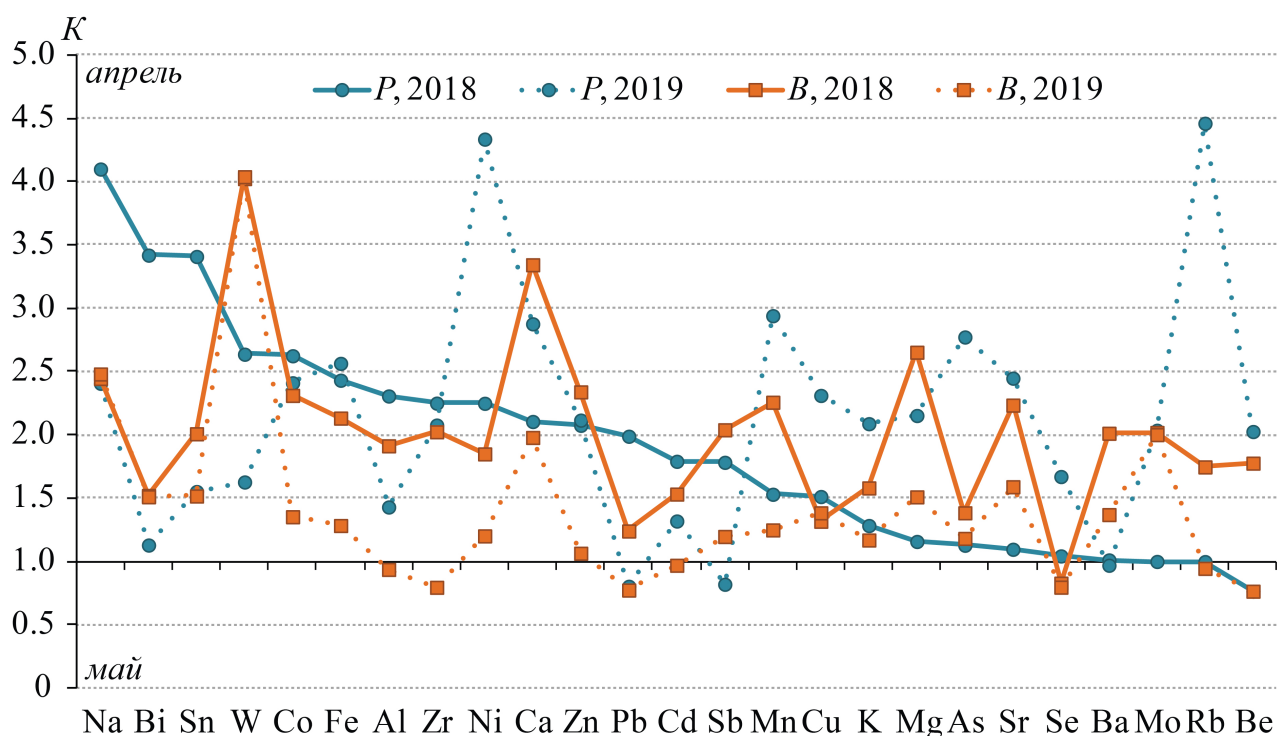


Рис. 2.2.3.2. Различия концентраций форм ТММ в апреле и мае 2018 и 2019 гг. К – отношение концентраций ТММ в апрельских дождях к майским. Р – растворенные формы, В – взвешенные (нерастворенные) формы ТММ

Для *взвешенных* форм ТММ также установлены более высокие содержания в апрельских дождях, чем в майских: в 2018 и 2019 гг. в 4 раза больше W и 2.5 раза – Na; только в 2018 г. в 3.3 раза – Ca и 2.7 раза – Mg, в 1.5–2.4 раза Zn, Co, Mn, Sr, Fe, Sb, Zr, Mo, Ba, Sn, Al, Ni, Be, Rb, K, Cd и Bi; только в 2019 г. в 2 раза – Ca и Mo, в 1.3–1.6 раза Sr, Sn, Bi, Mg, Cu, Ba, Co и Fe (Табл. 2.2.3.1, Рис. 2.2.3.2). Наибольшие различия между апрельскими и майскими уровнями нерастворенных форм Na и W, вероятно, обусловлены влиянием местных источников элементов, то есть активным поступлением в атмосферу Na в первый месяц после снеготаяния при выдувании почвенных частиц и дорожной пыли, где он накопился за зимний период из-за применения противогололедных средств, содержащих Na (Никифорова и др., 2014).

В мае, когда концентрация Na в городских почвах снижается из-за его

постепенного вымывания в нижележащие горизонты (Касимов и др., 2016), интенсивность вовлечения металла в атмогеохимические потоки также снижается, что ведет к уменьшению его концентрации в атмосферных осадках. W, как и многие другие ТММ, например, Zn, Sb, Mo, Sn, Cd, Bi, в больших количествах содержатся в дорожной пыли Москвы, особенно в частицах PM10 (Власов, 2017), поэтому в апреле после снеготаяния и до проведения промывок улиц городскими службами частицы дорожной пыли активно выдуваются с дорожного полотна, что приводит к росту концентраций W и других ТММ в атмосферном воздухе и осадках. В мае интенсивность выдувания частиц снижается из-за промывок дорог и выпадения осадков, поэтому концентрации большинства ТММ в дождях в мае уменьшаются.

Наибольшие концентрации многих ТММ характерны для первых эпизодов выпадающих после засушливого периода дождей (Kamani et al., 2014; Naimabadi et al., 2018), поэтому в 2018 г. концентрации практически всех ТММ в растворенной и взвешенной форме были максимальны в начале апреля, когда выпадали первые жидкие осадки после длительного холодного периода. Севернее Москвы, например, в Финляндии, снежный покров сохраняется дольше, поэтому максимумы поступающих с выдуванием почвенных частиц Mn, Al, Fe и Cr в атмосферных осадках наблюдаются в мае и июне (Kyllönen et al., 2009). Лишь для взвешенных Zn, Se и Pb и растворенных K, Mn, Rb и Ba максимальные концентрации в московских осадках установлены во время майских праздников – 2 мая, что связано с поступлением этих ТММ при сжигании органических остатков на дачных участках в Подмосковье – растворенные K и Rb часто используются в качестве индикатором сжигания биомассы (Samsonov et al., 2012; Grivas et al., 2018), а Mn является биогенным элементом и активно накапливается растительностью; с повышенными уровнями выбросов автотранспорта из-за активного выезда жителей столицы на загородные участки – Zn и Pb в высоких концентрациях поступают в окружающую среду при истирании шин и тормозных колодок автомобилей (Pant, Harrison, 2013; Grigoratos, Martini, 2015; Penkała et al., 2018); или с дальним переносом аэрозолей – Se является индикатором сжигания угля, используемого в некоторых странах Европы, активно мигрирует в составе континентальных и морских аэрозолей (Suess et al., 2019).

В 2019 г. в первых после зимнего периода осадках 8–9 и 10 апреля максимальные концентрации наблюдались только для растворенных Be, Na, Al, As, Se, Cd, Pb и Bi и взвешенных Na, As и Mo. Максимальные содержания большинства остальных ТММ в растворенной и взвешенной форме были максимальны 28 апреля. Это связано с тем, что в апреле–мае 2019 г. осадки часто выпадали длительными сериями – бездождливые периоды обычно были не очень длинными и не превышали 3–7 суток и лишь перед дождем 28 апреля такой период составил 13 суток. Также наибольшие концентрации взвешенных Be, Al, Mn, Fe, Co, Ni, Se, Rb и Zr, обычно поступающих от терригенных источников при выдувании частиц почв и горных пород (Ramírez et al., 2019; Bencharif-Madani et al., 2019; Morera-Gómez et al., 2020), характерны для 8 мая, что связано с очень большим содержанием твердых частиц в дождевой воде (338 мг/л), прохождением обильного (9.2 мм) и интенсивного (7.3 мм/ч) дождя, способствовавшего активному вымыванию аэрозолей из атмосферы.

Снижение концентраций ТММ в осадках в мае обусловлено также действием процесса разбавления. Так, например, в 2018 г. в апреле в среднем выпало около 5 мм осадков за эпизод и 38 мм суммарно за месяц, в 2019 г. – около 2 мм в среднем и 10 мм в сумме, в мае 2018 г. – около 7 мм в среднем и 50 мм суммарно, в 2019 г. – почти 6 мм в среднем и 64 суммарно, то есть увеличение количества выпадающих осадков приводит к снижению в них средних концентраций ТММ. Это подтверждается отрицательными r_s между величиной выпадающих осадков и концентрациями ТММ: для растворенных форм всех ТММ кроме Pb ($r_s = -0.06$) и Se (-0.31) r_s значимы и изменяются от -0.38 до -0.82 ; для взвешенных форм всех ТММ кроме Se (-0.11) r_s значимы и варьируют от -0.39 до -0.64 . Аналогичный эффект разбавления при увеличении количества выпадающих осадков установлен, например, в Фукуоке (Япония) по снижению в 1.3 раза электропроводности дождевой воды, являющейся интегральным индикатором содержания растворимых соединений (Ma, Kang, 2018), в бассейне озера Сихва (Республика Корея) по статистически значимому снижению концентраций макрокомпонентов в дождевой воде (Park et al., 2015) и в других городах по снижению концентраций ТММ (Song, Gao, 2009).

Обычно зависимость концентраций ТММ от количества осадков описывается как $C = C_0 \cdot X^{-\beta}$, где C – концентрация ТММ в осадках, X – количество выпавших осадков, C_0 и β – константы (Takeda et al., 2000). Чем выше значение коэффициента β , называемого также коэффициентом очистки («scavenging index») (Shimamura et al., 2006), тем быстрее и интенсивнее химический элемент вымывается с ростом количества выпадающих осадков. С другой стороны, чем меньше β , тем содержание ТММ слабее зависит от величины выпадающих осадков и в большей степени определяется другими факторами – pH, окислительно-восстановительным потенциалом, размером

вымываемых частиц и т.д. (Hu, Balasubramanian, 2003; Guo et al., 2014). В Москве наибольшие коэффициенты β (> 0.5) имеют растворенные формы элементов преимущественно терригенного и частично антропогенного происхождения – Ca, Zn, Ni, Mg, Rb, Sr, Mn, Na, K, Co и Cu (Рис. 2.2.3.3), вероятно из-за накопления этих ТММ в крупных частицах, выдуваемых в засушливый период с поверхности почв или дорог и затем быстро вымываемых из атмосферы даже слабыми и кратковременными дождями с последующим частичным растворением. В Хигаси (Takeda et al., 2000), Лхасе (Guo et al., 2014), Сингапуре (Hu, Balasubramanian, 2003) и Токио (Shimamura et al., 2006) высокие β также установлены в основном у элементов терригенного происхождения, в то время как ТММ антропогенного генезиса характеризуются меньшими коэффициентами. Для взвешенных форм ТММ величина обычно значительно ниже, чем для растворенных форм, и изменяется в пределах 0.15–0.40 (Рис. 2.2.3.3). Изначально описание зависимости концентраций ТММ от количества осадков было предложено для растворенных форм ТММ, поэтому данные о величине β носят приближенный характер.

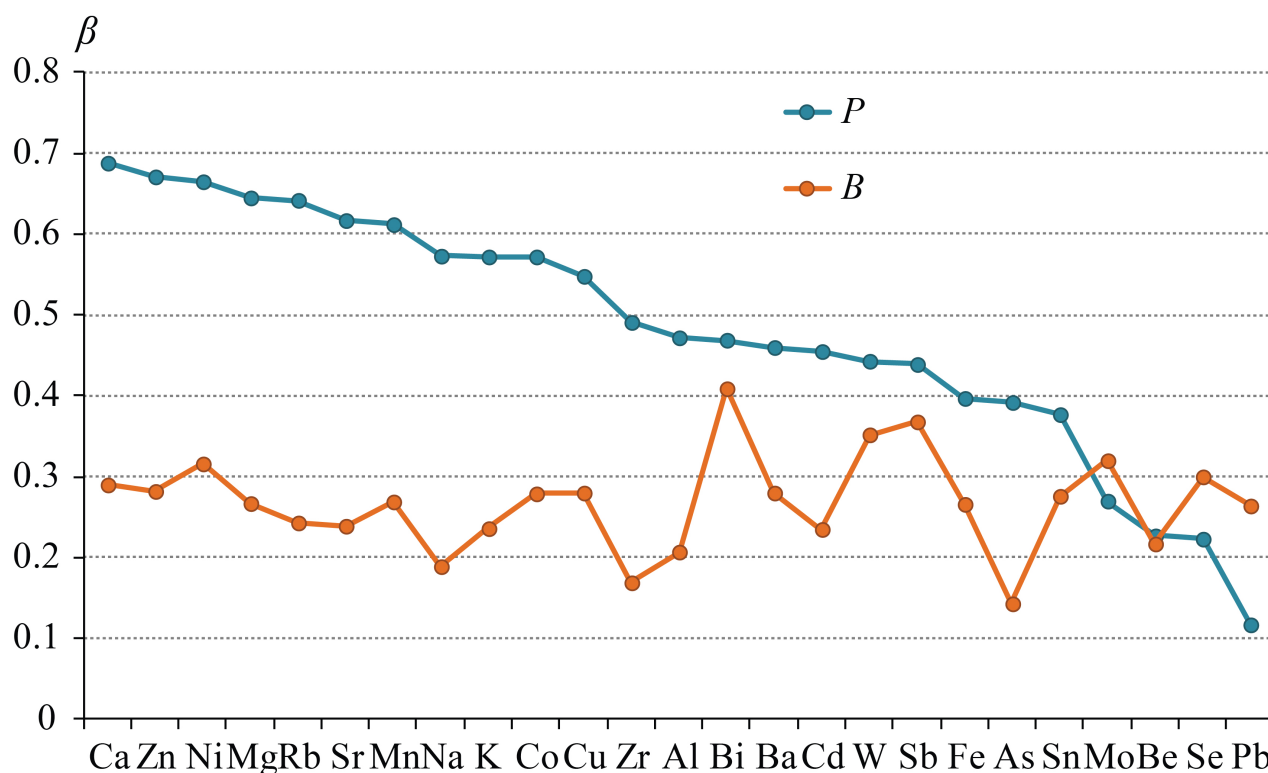


Рис. 2.2.3.3. Коэффициенты β , полученные при анализе зависимостей концентраций растворенных (P) и взвешенных (B) форм ТММ от величины выпадающих осадков на территории МО МГУ по данным апреля–мая 2018–2019 гг.

В рамках одного эпизода осадков концентрации ТММ снижаются по мере выпадения дождя, наиболее быстрое снижение обычно характерно для Fe, Al, Mn и других элементов земной коры, связанных с крупными атмосферными

частицами, вымываемыми в результате процессов в подоблачном слое, то есть в приземном слое атмосферы. Для антропогенных Ni, Zn, Pb и Cd, связанных преимущественно с мелкодисперсной фракцией аэрозоля, скорость снижения содержаний в осадках при выпадении ниже из-за преобладания процессов внутриоблачного вымывания (Poissant et al., 1994; Hu, Balasubramanian, 2003; Özsoy, Örnektekin, 2009; Guo et al., 2014). В Москве на концентрации форм ТММ также влияет продолжительность выпадения осадков, с ростом которой содержание большинства ТММ уменьшается: для взвешенных форм Be, K, Ni, Cu, Zn, Rb, Mo, Cd, Sn, Sb, Pb и Bi rs значимы и изменяются от -0.36 до -0.57 , для растворенных Mg, Al, K, Ca, Mn, Co, Zn, Rb, Sr, Cd, Sb, Ba, W и Bi – от -0.40 до -0.64 ; для остальных ТММ кроме взвешенного Se и растворенных Be, Mo и Pb они тоже отрицательны.

В целом, в дождях в 2019 г. концентрации большинства растворенных и взвешенных ТММ были выше, чем в 2018 г. (Рис. 2.2.3.4). Лишь для взвешенного Zr в апреле, взвешенных Na и Se в апреле и мае, растворенных Sn, Bi, Pb в апреле и Be в мае концентрации в 2018 г. были выше 2019 г.

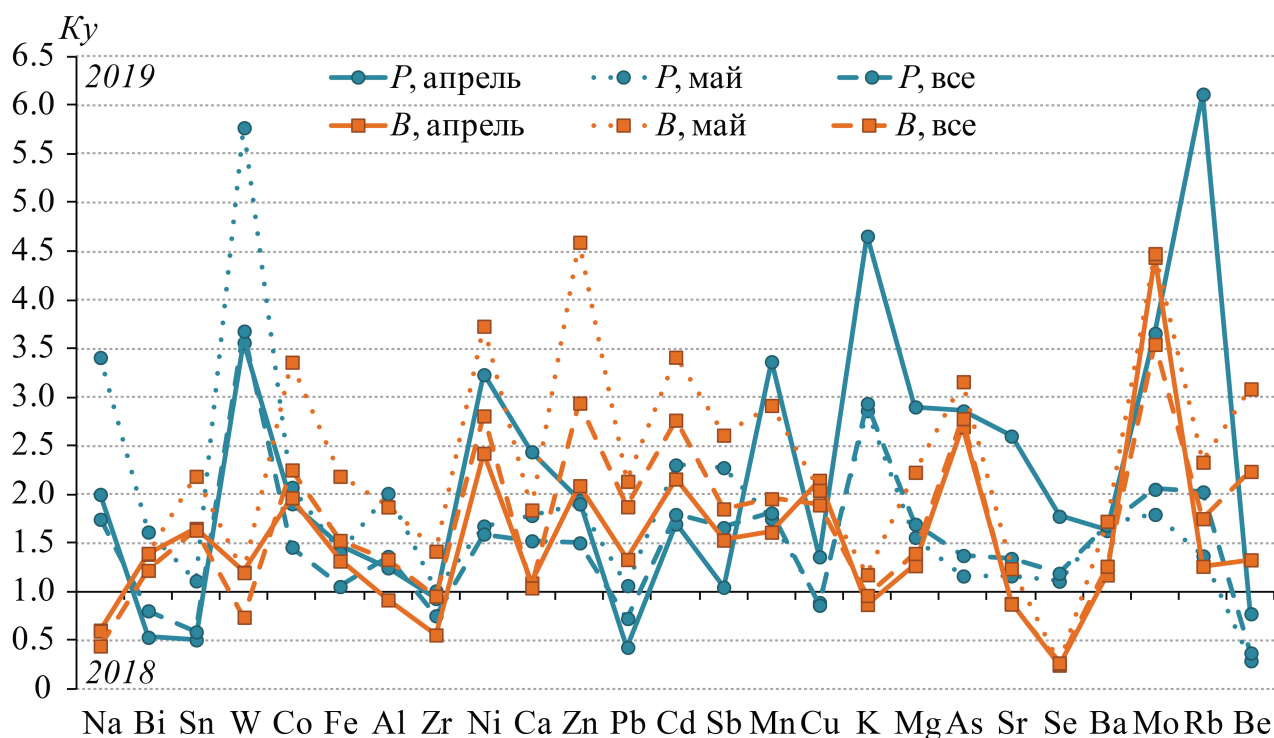


Рис. 2.2.3.4. Различия в концентрациях форм ТММ в 2018 и 2019 гг. K_y – отношение концентраций ТММ в дождях в 2019 г. к 2018 г. P – растворенные формы, B – взвешенные (нерастворенные) формы ТММ

Высокие концентрации многих ТММ в 2019 г. по сравнению с 2018 г. связаны, вероятно, с малым объемом выпавших осадков в апреле 2019 г. (относительное концентрирование ТММ в дождевой воде) и редким выпадением дождей в этот период (слабое вымывание твердых частиц из атмосферы), но

большим содержанием твердых частиц в дождевой воде, а также частыми, объемными и интенсивными дождями в мае 2019 г.

2.2.3.2 Сравнение состава дождевой воды Москвы с дождевой водой других городов мира

Содержание ТММ в атмосферных осадках изменяется в широких пределах в зависимости от интенсивности антропогенного воздействия, типа территории (города, пригороды, сельские, прибрежные и удаленные территории), близости к морскому побережью, количества осадков, сезона и других факторов (Табл. 2.2.3.2).

В московских осадках концентрации растворенных форм Co, Ni, As, Se, Cd и Mo ниже, чем во многих других городах, и близки к уровню этих ТММ в осадках пригородов и сельских территорий (Табл. 2.2.3.2). Содержание растворенных форм Al и Fe в осадках Москвы близко к уровню большинства других городов. Среди основных поллютантов выделяются Zn, Pb, Cu и Sb, концентрации растворенных форм которых в осадках Москвы больше, чем во многих городах мира, например, Лхасе, Хигаси, Измире, Кванджу, Мехико, Анкаре, Сингарупе и других (Табл. 2.2.3.2). В Москве по сравнению с Хигаси, Измиром, Тайнанем, Чхунчхоном и Мерсином в осадках выше концентрации Ba; а с Лхасой, Хигаси, Измиром, Кванджу, Мехико, Тайнанем, Чхунчхоном, Мерсином и Сингапуром – Mn.

Повышенные уровни Ba, Mn, Cu, Zn, Pb и Sb, вероятно, обусловлены интенсивным воздействием автомобильного транспорта, в том числе с поступлением от невыхлопных источников (Grigoratos, Martini, 2015; Grivas et al., 2018; Jeong et al., 2019), автомобильными пробками, что подтверждается нашими данными о составе дорожной пыли Москвы (Власов и др., 2015) и индексом TomTom, учитывающим данные о загруженности дорог в 416 городах в 57 странах, согласно которому Москва с ближайшим Подмосковьем в 2017–2019 гг. занимала 5–6 место в мире (уступая в разные годы Бангалору, Маниле, Боготе, Мумбаи, Пуне, Маниле и Нью-Дели) с уровнем перегрузок дорог 57–59%, что соответствовало 218–225 часам потерь в пробках для каждого водителя (TomTom Traffic Index, 2020). Также известно, что влияние на концентрации ТММ в осадках оказывает не только количество транспорта, но характер его движения: в Голд-Косте (Австралия) содержание Zn в сухих осадках и суммарных выпадениях из атмосферы зависит от количества транспорта, а Cd, Ni и Cu – от числа дорожных пробок (Gunawardena et al., 2013). Некоторый вклад в повышенные уровни Ba, Mn, Cu, Zn, Pb и Sb в московских дождях вносит, вероятно, воздействие промышленных выбросов и трансграничная миграция поллютантов.

Таблица 2.2.3.2. Содержание растворенных форм ТММ в дождевых осадках в некоторых регионах мира, мкг/л

Территория	Тип	Al	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Cd	Ba	Pb	Ист.
Москва, Россия	Г	81	18	104	0.26	0.61	8.3	45	0.15	0.17	0.15	0.13	21	98	1
Лхаса, Китай	Г	130	7.7	221	1.6	0.58	1.7	14	0.64	-	-	0.03	-	1.6	2
Хигаси, Япония	Г	6.1	1.6	-	-	0.26	0.62	4.8	-	-	-	0.06	0.37	0.063	3
Измир, Турция	Г	124	10	108	0.45	4.2	8.9	25	-	-	-	0.65	8.3	5.9	4
Тегеран, Иран	Г	456	-	235	-	7.1	21	81	-	-	-	0.67	-	70	5
Кванджу, Р. Корея	Г	13	4.6	11	-	0.28	1.7	19	-	-	-	0.09	-	3.1	6
Мехико, Мексика	Г	15	8.3	-	-	3.0	-	-	-	-	-	0.37	-	1.6	7
Тайвань, Тайвань	Г	14	9.9	-	0.2	7.2	993	64	1.0	-	-	-	7.9	1710	8
Анкара, Турция	Г	47	-	31	-	2.2	3.7	0.02	-	-	-	8.6	-	3.3	9
Чхунчхон, Р. Корея	Г	14	3.2	-	-	0.52	1.7	9.9	0.38	-	-	0.07	1.7	1.5	10
Мерсин, Турция	Г	6.5	3.2	3.2	1.3	2.6	1.6	37	-	-	-	0.5	1.6	5.1	11
залив Дайя, Китай	Г, М	2800	230	1130	0.87	10	25	510	20	3.2	8.1	7.6	1320	40	12
Сингапур	Г, М	18	2.8	24	0.57	3.9	5.6	7.2	-	-	-	0.33	-	3.4	13
залив Цзяочжоу, Китай	Г, М	34	28	16	0.1	-	-	28	-	0.84	-	0.15	-	2.6	14
Рестон, Виргиния, США	П	57	2.2	25	-	0.27	0.76	4.4	0.1	-	-	0.06	-	0.47	15
окрестности Аджлуна, Иордания	С	90	1.1	60	-	1.2	1.8	6.0	-	-	0.28	0.29	-	1.5	16
Юго-Восточная Нигерия	С	8.7	66	19	6.0	10	5.7	118	0.56	-	-	0.67	22	13	17

Примечания. Тип: Г – территории городов, П – пригородов, М – прибрежные, С – сельские территории. Прочерк – данные отсутствуют.
Ист.: 1 – наши данные; 2 – Guo et al., 2014; 3 – Takeda et al., 2000; 4 – Yatkin et al., 2016; 5 – Kamani et al., 2014; 6 – Chon et al., 2015; 7 – Baez et al., 2007; 8 – Cheng, You, 2010; 9 – Kaya, Tuncel, 1997; 10 – Kim et al., 2012; 11 – Özsoy, Örnektekin, 2009; 12 – Wu et al., 2018; 13 – Hu, Balasubramanian, 2003; 14 – Xing et al., 2017; 15 – Conko et al., 2004; 16 – Al-Momani, 2008; 17 – Nganje et al., 2015

Иная ситуация выявлена для взвешенных форм ТММ. Содержание Al, Mn, Fe, Cu, Pb, Sr и Ba в осадках Москвы выше, а Co, Ni, Zn и Cd ниже, чем в Мехико (Baez et al., 2007), Анкаре (Kaya, Tuncel, 1997), Мерсине (Özsoy, Örnektekin, 2009) и на средиземноморском побережье Турции рядом с Анталией (Al-Momani et al., 1998).

Таким образом, весенние осадки в Москве являются важным фактором очищения атмосферы от взвешенных и растворенных форм многих ТММ, а сравнение с уровнями содержаний ТММ в осадках других городов показало, что данные МО МГУ могут быть использованы в качестве фоновых городских уровней большинства ТММ в осадках города при изучении загрязнения окружающей среды.

2.2.3.3 Растворенность ТММ в дождевой воде

Для установления преобладающей формы нахождения ТММ в атмосферных осадках рассчитывалась доля растворенных форм или растворенность (K_z , %): $K_z = 100\% \cdot C_d / (C_s + C_d)$, где C_d – концентрация растворенных форм ТММ, мкг/л; C_s – концентрация взвешенных форм ТММ, мкг/л. Для разделения элементов на группы по соотношению растворенных и взвешенных форм в атмосферных осадках западной части Москвы использованы следующие градации K_z : $> 75\%$ – резкое преобладание растворенной формы, $50\text{--}75\%$ – нахождение ТММ в основном в растворенной форме, $25\text{--}50\%$ – нахождение ТММ в основном во взвешенной форме, $< 25\%$ – резкое преобладание взвешенной формы.

К первой группе с резким преобладанием растворенной формы нахождения (растворенность $K_z > 75\%$) относятся Sb, Cd, Ca, Zn, Sr и Na (Рис. 2.2.3.5). Для Na, Ca и Sr это может быть связано с повышенной растворимостью их соединений (например, NaCl и CaCO₃, используемых в Москве в качестве противогололедных реагентов (Никифорова и др., 2014); Sr обычно является спутником Ca в карбонатах), то есть относительно быстрым переходом металлов в атмосферных осадках из взвешенной формы при растворении частиц почв и дорожной пыли. Высокая доля растворенных форм Sr установлена, например, также в сточных водах во время дождя в г. Мориока, Япония (Kamei-Ishikawa et al., 2016). Преобладание Sb, Cd и Zn в растворенной форме обусловлено техногенным воздействием. Так, аналогичная ситуация для Cd и Zn характерна для осадков Парижа, городов Англии и Болоньи в Италии из-за воздействия выбросов автотранспорта и предприятий теплоэнергетики (Pattenden et al., 1982; Garnaud et al., 1999; Morselli et al., 2003).

Обратная ситуация с резким преобладанием взвешенной формы ($K_z < 25\%$) характерна для Zr, Sn, Fe, Al, Bi и W, что в целом типично и для других территорий, например, для городов Северного Китая (Pan, Wang, 2015), Мерсина и Стамбула в Турции (Başak, Alagha, 2004; Özsoy, Örnektekin, 2009).

Лишь в отдельные эпизоды выпадения осадков в Москве для некоторых из этих ТММ увеличивается доля растворенных форм (Рис. 2.2.3.5). Промежуточное положение занимают ТММ, находящиеся в основном во взвешенной форме (K_z 25–50%) – Be, Rb, Ni, Co и Mg, и преимущественно в растворенной форме (K_z 50–75%) – К, Мо, Se, Mn, Ba, Pb, Cu и As.

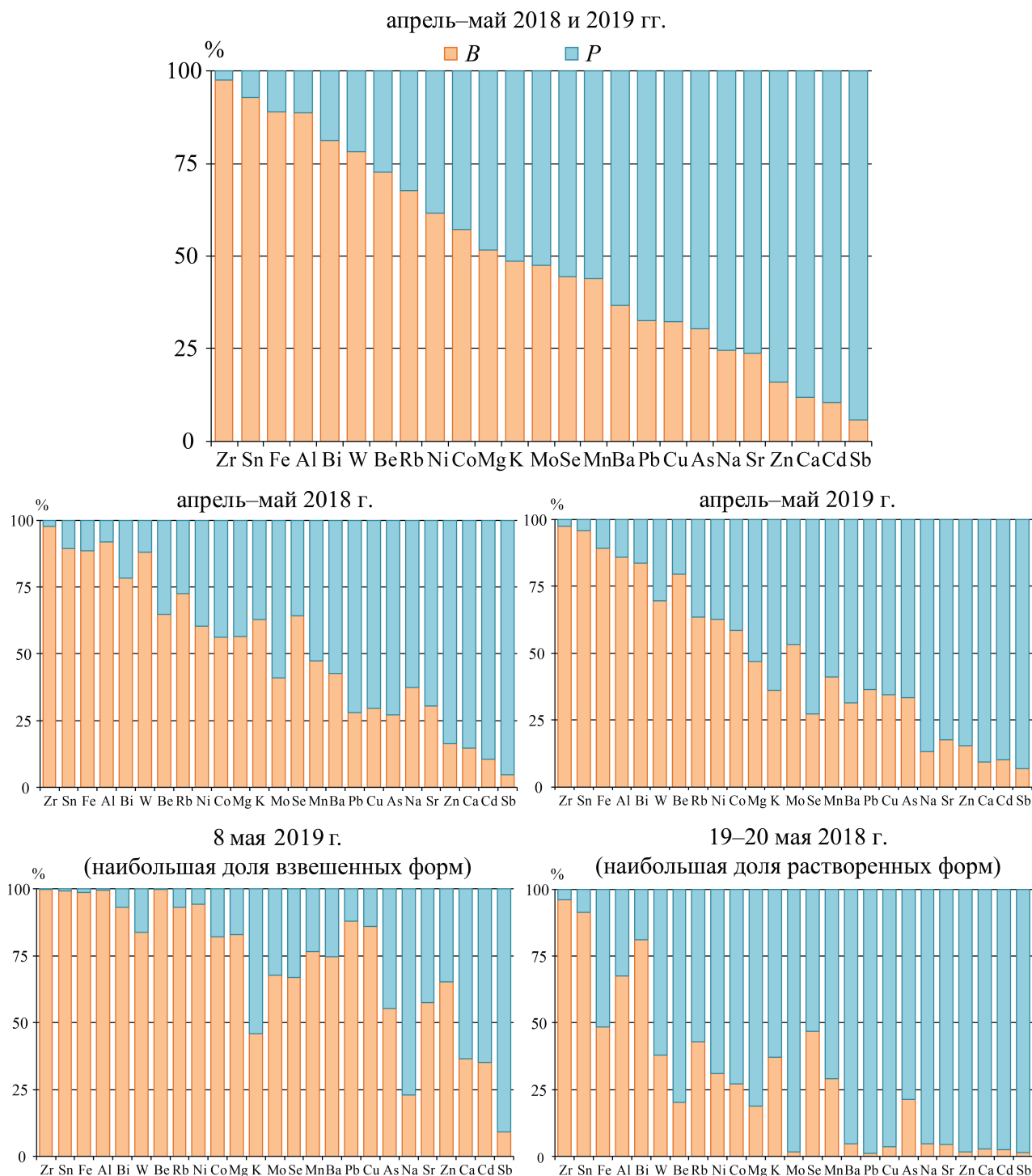


Рис. 2.2.3.5. Доля растворенных (Р) взвешенных (В) форм ТММ в дождевых осадках на территории МО МГУ. ТММ расположены в порядке увеличения средней за весь период наблюдений доли растворенных форм

В дождях на Дальнем Востоке доля растворенной формы большинства ТММ выше, чем в Москве (Чудаева и др., 2008), вероятно, из-за более интенсивного разбавления при большем количестве осадков и меньших объемах вымываемых из атмосферы тонких твердых частиц, обогащенных слаборастворимыми ТММ антропогенного и континентального происхождения. Значительную роль растворенных форм антропогенных ТММ в атмосферных выпадениях отмечали и в других регионах мира (Heal et al., 2005; Baez et al., 2007; Cizmecioglu, Muezzinoglu, 2008; Al-Momani, 2008; Connan et al., 2013).

Большая доля взвешенных форм определяется, вероятно, двумя причинами. Первая связана с поступлением ТММ в атмосферный воздух вместе с твердыми почвенными или пылевыми частицами, что характерно для преимущественно литофильных элементов земной коры, закрепленных в депонирующих средах в слабоподвижных и практически нерастворимых формах (при попадании в атмосферу также слабо переходящих в растворы) – Ti, Zr, Al, Fe, Bi, Rb и некоторые другие. Так, экспериментальные данные о переходе ТММ из PM_{2.5} в растворенное состояние при контакте твердых частиц с водой туманов показали, что растворимость Al, Cr и Sr значительно ниже, чем Cd и Rb (Di Marco et al., 2020). Вторая причина обусловлена свойствами дождевой воды и самих химических элементов. Известно, что доля растворенных форм ТММ в осадках сильно зависит от баланса катионов и анионов, окислительно-восстановительного потенциала, кислотности условий, а также от размера взвешенных частиц (Morselli et al., 2004). В целом катионогенные (мигрирующие в форме катионов и, соответственно, подвижные в кислых условиях) Ba, Na, Sr, Cu, Pb, Ca, Zn, Cd в кислой и нейтральной средах городских дождей (рН 4.0–6.8) относительно легко переходят в раствор, поэтому для них характерно преобладание растворенных форм над взвешенными.

Неоднократно отмечалось, что в кислотных осадках (с рН < 5) растворенность многих ТММ значительно выше, чем в осадках с более высоким рН (Conko et al., 2004; Baez et al., 2007; Kamani et al., 2014), что в московских дождях наиболее ярко выражено при рН < 4.5 (Рис. 2.2.3.6). При этом наибольшее влияние рН оказывает на среднерастворимые ТММ, поскольку сильнорастворимые ТММ уже находятся в осадках в растворенной форме (Kaaya, Tuncel, 1997; Garcia et al., 2006). Так, в московских дождях наибольшее различие в растворенности ТММ (20–42%) в кислотных дождях с рН < 4.5 относительно неокислотных с рН > 5.0 установлено для Pb, Be, Cu, Ba, Mg, Fe, Ni, As, меньшее (10–20%) – для Na, Al, Sr, Co, Zn, Mn, Se, Cd, W, Ca, незначительное (менее 10%) – для Rb, Bi, Sn, K, Mo, Zr, Sb (Рис. 2.2.3.6). Низкие рН могут быть как причиной повышенной растворенности ТММ, так и индикатором поступления элементов при антропогенном воздействии промышленных предприятий и тепловых электростанций, поставляющих кроме

ТММ сульфаты, и транспорта, являющегося источником нитратов, что вызывает подкисление атмосферных осадков и снижение рН до 5 и ниже. На подкисление атмосферных осадков в Москве также влияют хлориды, поступающие из противогололедных реагентов (Еремина и др., 2015).

Уменьшение доли растворенных форм с ростом величины рН дождевой воды характерно для всех ТММ: значения K_z для всех элементов отрицательные; значимые уровни установлены для Be, Mg, Al, Ca, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, As, Sr, Zr, Cd, Sn, Sb, Ba, Pb, Bi при варьировании от -0.39 до -0.85 . При этом для преимущественно анионогенных элементов K_z либо имеет невысокие значения (As, Sb), либо вовсе не значим (Mo, Sn, Se), что указывает на более выраженную зависимость растворенности этих ТММ от других факторов, а не от рН дождевой воды, поскольку в кислых условиях анионогены крайне слабо переходят из нерастворенной фазы в растворенную.

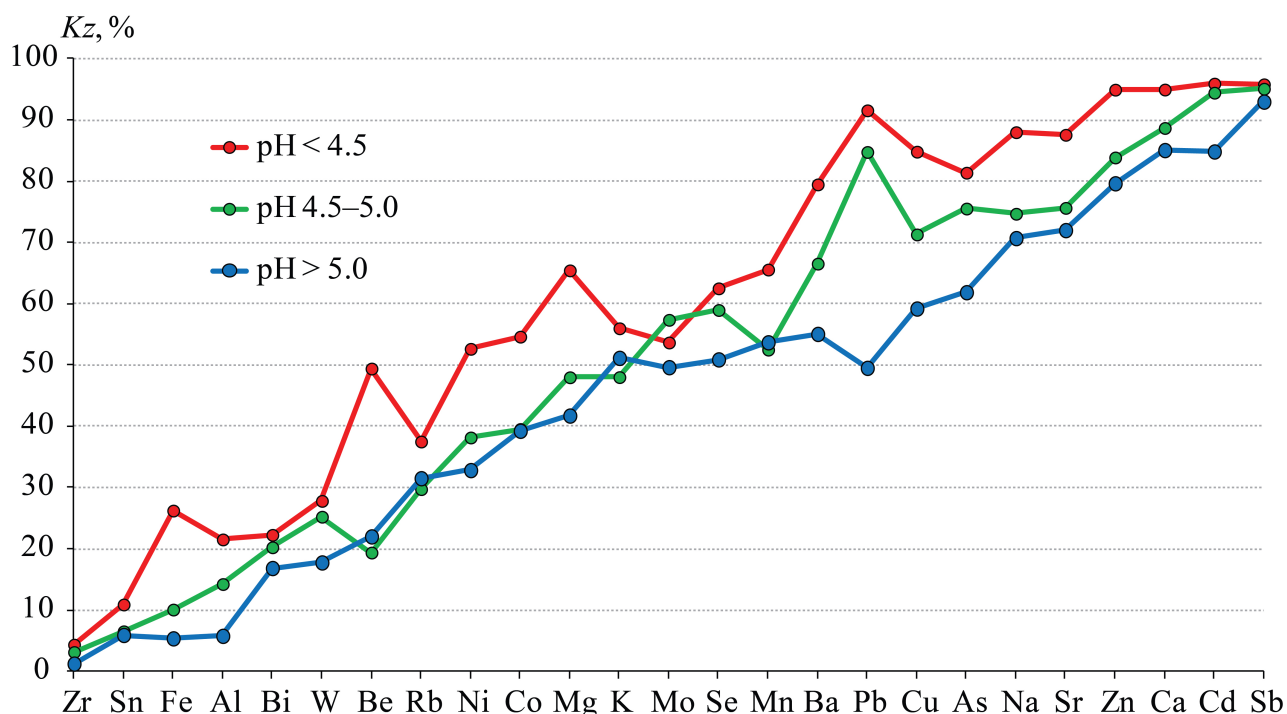


Рис. 2.2.3.6. Доля растворенных форм (растворенность, K_z) ТММ в кислотных (рН < 4.5 и рН 4.5–5.0) и некислотных (рН 5.0–6.8) дождях на территории МО МГУ в апреле–мае 2018 и 2019 гг. ТММ расположены в порядке увеличения средней за весь период наблюдений доли растворенных форм

Отдельные эпизоды выпадения осадков значительно отличаются по соотношению форм ТММ, то есть наблюдается сильная временная неоднородность (Табл. 2.2.3.3, Рис. 2.2.3.5). При наличии бездождливых дней и интенсивно действующего источника техногенного воздействия (например, транспорта) перед выпадением осадков большинство ТММ в дождях находится во взвешенной форме, то есть связаны с твердыми частицами. Так, наиболее высокая доля взвешенных форм ТММ характерна для осадков 21 апреля 2018 г. и 8 мая 2019 г. (Рис. 2.2.3.5, Табл. 2.2.3.3), что связано с воздействием

транспорта и относительно продолжительным (3 суток) бездождливым периодом. Также в эти дни установлены наибольшие уровни рН дождевой воды – 6.4 и 6.8 соответственно (Табл. 2.2.3.1), что указывает на значительное вымывание дождями твердых частиц из атмосферы, при растворении которых, как отмечалось ранее, рН дождевой воды увеличивается (Еремина и др., 2014; Singh et al., 2016). Поступающие в атмосферу при выдувании частицы дорожной пыли в Москве имеют щелочную среду, частичное растворение которых может также способствовать повышению рН осадков (Kasimov et al., 2019). Увеличение доли взвешенных форм ТММ в дождях после относительно продолжительных бездождливых периодов характерны в 2018 г. для 17–18 и 25 апреля, 1 и 17–18 мая, в 2019 г. – для 13 и 28 апреля, 5, 8, 13, 15, 23 и 30 мая (Табл. 2.2.3.3).

При затяжных осадках, когда дожди выпадают несколько суток подряд, во вторые и последующие сутки резко возрастают доли растворенных форм ТММ (Табл. 2.2.3.3), что характерно для дождей, выпадавших на территории МО МГУ в 2018 г. 18–19, 21–22 и 26 апреля, 2, 18–19 и особенно 19–20 мая (после дождей 17–18, 21 и 25 апреля, 1 и 17–18 мая соответственно), в 2019 г. 15 апреля, 9, 10 и 16 мая (после дождей 14 апреля, 8 и 15 мая). Это связано с резким сокращением содержания твердых частиц в осадках при длительном вымывании их из атмосферы. Так, концентрация твердых частиц в пробе дождя от 18–19 апреля более чем в 8 раз ниже, чем в предыдущий эпизод выпадения осадков 17–18 апреля (9 и 76 мг/л соответственно). Считается, что в первые после длительного засушливого периода эпизоды осадков и в начале этих эпизодов выпадающие дожди обогащены ТММ как за счет внутриоблачных процессов сорбции, так и за счет подоблачного вымывания, причем в последующие эпизоды затяжных осадков процессы подоблачного вымывания ослабевают из-за постепенного удаления частиц из атмосферы (Bayramoğlu Karşı et al., 2018). Поэтому увеличение доли растворенных форм ТММ при затяжных эпизодах осадков свидетельствует об увеличении вклада в загрязнение осадков процессов внутриоблачной сорбции поллютантов по сравнению с подоблачным вымыванием.

В начале мая 2018 и 2019 г. (1 и 2 мая 2018 г., 2 и 3 мая 2019 г.) данная закономерность не сохраняется, что, вероятно, связано с активным выездом горожан на пригородные дачные участки (резкий рост выбросов транспорта) и сжиганием большого количества древесного угля и растительной биомассы во время праздников, отмечаемых в России в начале мая, суммарно увеличивающих количество твердых частиц в атмосферном воздухе из-за низкой интенсивности их вымывания из атмосферы с малым количеством осадков (всего 4.3 мм 1 мая и 1.2 мм 2 мая 2018 г., 3.9 мм 2 мая и 1.3 мм 3 мая 2019 г.).

Таблица 2.2.3.3. Доля растворенных форм (растворенность) ТММ в дождевых осадках на территории МО МГУ в апреле–мае 2018 и 2019 гг., %

Год	Дата	Zr	Sn	Fe	Al	Bi	W	Be	Rb	Ni	Co	Mg	K	Mo	Se	Mn	Ba	Pb	Cu	As	Na	Sr	Zn	Ca	Cd	Sb
2018	6-7.IV	2	5	16	12	24	9	27	15	49	53	44	38	14	48	56	35	95	83	74	82	68	93	92	92	95
2018	10-11.IV	3	42	13	11	39	15	47	37	48	64	50	48	71	27	66	68	81	82	89	87	81	94	92	95	98
2018	17-18.IV	1	5	6	5	23	4	24	12	35	37	21	25	38	70	39	42	86	74	61	56	54	88	80	90	94
2018	18-19.IV	12	20	12	8	30	15	16	36	28	55	52	58	97	19	59	78	97	81	72	89	77	49	91	98	98
2018	21.IV	0	3	2	2	22	1	13	14	20	25	16	28	31	34	30	36	36	47	61	44	46	65	64	72	93
2018	21-22.IV	1	7	5	3	23	4	67	26	22	30	37	38	76	37	49	48	74	68	72	61	55	88	80	95	92
2018	25.IV	1	12	11	6	25	6	27	13	41	47	27	22	29	26	48	43	81	73	72	49	64	88	85	87	95
2018	26.IV	1	4	10	5	23	6	12	25	66	31	39	32	98	35	40	57	82	60	76	49	62	87	79	96	92
2018	1.V	1	1	4	4	11	5	39	18	31	31	27	24	38	22	44	41	74	66	72	27	50	83	78	85	95
2018	2.V	1	13	5	7	22	10	8	59	57	60	55	67	40	13	76	61	29	69	87	67	78	81	91	80	97
2018	4.V	1	11	4	6	24	10	26	33	34	41	47	39	30	38	59	55	33	51	61	54	75	80	88	84	97
2018	5-6.V	1	2	5	5	23	4	12	26	17	40	46	36	73	56	59	58	57	61	68	59	75	85	90	91	97
2018	17-18.V	1	1	3	2	8	4	29	12	15	23	42	24	55	29	36	52	59	54	72	37	70	77	79	82	87
2018	18-19.V	6	23	24	15	10	25	98	31	66	49	67	17	98	28	58	91	98	91	76	83	90	98	94	95	98
2018	19-20.V	4	9	51	32	19	62	80	57	69	73	81	63	98	53	71	95	99	96	79	95	95	98	97	97	98
2019	8-9.IV	5	9	30	25	23	17	41	47	53	63	67	78	52	88	73	77	88	81	84	96	92	95	97	97	94
2019	10.IV	3	3	9	10	12	14	29	34	40	57	57	68	22	88	72	54	49	59	77	93	88	90	95	95	93
2019	13.IV	1	1	2	4	7	17	12	53	52	50	51	74	53	71	64	47	20	54	46	90	85	84	93	87	94
2019	14.IV	0	0	1	1	4	6	7	24	37	15	18	45	40	59	28	30	12	38	21	67	58	61	74	66	68
2019	15.IV	2	2	14	8	12	23	7	26	31	30	35	64	65	71	42	70	88	79	68	78	77	92	90	94	95
2019	28.IV	2	3	5	7	11	27	11	69	45	42	60	81	42	77	78	58	18	63	81	89	86	78	92	76	95
2019	02.V	7	12	31	19	35	28	40	39	51	53	76	41	49	63	77	87	92	88	99	81	92	96	97	97	97
2019	03.V	1	3	2	4	19	28	12	30	29	47	32	62	44	55	51	59	32	50	60	87	75	79	82	84	90
2019	05.V	2	7	10	15	26	11	21	30	29	41	42	74	19	91	53	79	81	68	63	86	81	89	91	95	95
2019	08.V	0	1	1	0	7	16	0	7	6	18	17	54	32	33	23	25	12	14	45	77	42	35	63	65	91
2019	09.V	2	3	4	7	17	57	23	27	28	39	50	55	76	87	61	84	77	68	36	92	89	89	96	94	98
2019	10.V	2	4	13	19	26	61	31	41	48	57	69	63	58	66	75	90	90	83	35	93	94	94	98	96	98
2019	13.V	5	3	18	44	19	24	38	54	58	61	77	75	47	87	79	90	87	80	90	91	96	95	98	96	97
2019	15.V	1	1	7	14	9	38	7	30	26	27	56	53	44	71	46	73	81	65	96	89	85	88	91	98	94
2019	16.V	4	5	13	26	24	72	21	51	36	32	77	82	73	75	64	91	95	79	97	89	90	94	95	98	99
2019	23.V	5	12	22	33	20	42	38	44	51	51	82	80	46	66	71	92	89	86	95	94	95	96	98	98	94
2019	30.V	0	1	4	5	8	36	10	18	17	26	35	38	32	89	46	58	68	59	40	85	77	82	90	92	91

Примечание. Доля растворенных форм ТММ от суммарного содержания в дождевых осадках: < 25%, 25-50%, 50-75%, > 75%. ТММ расположены в порядке увеличения средней за весь период наблюдений доли растворенных форм.

На долю растворенных форм оказывает влияние интенсивность выпадения осадков. Особенно ярко это выражено для Ni (rs между интенсивностью дождя и долей растворенных форм элемента составляет -0.41) и Co (-0.36), для остальных ТММ кроме K, Se, Sr, Ba и W rs не значимы, но тоже имеют отрицательные значения. Вероятно, это связано с тем, что при сильных но кратковременных дождях происходит интенсивное вымывание твердых частиц из атмосферы, поэтому доля растворенных форм увеличивается.

В целом в апреле–мае 2019 г. по сравнению с 2018 г. в дождях на 5% и более увеличилась доля растворенных форм Se, K, Na, W, Sr, Ba, Mg, Rb, Al, Mn и Ca, уменьшилась на 5% и более – Be, Mo, Pb, Sn, Bi, Cu, As. Причины этого пока не ясны, однако, по-видимому, это связано с содержанием твердых частиц в дождевой воде и интенсивностью их вымывания из атмосферы. Так, среднее содержание твердых частиц в дождевой воде в апреле–мае 2019 г. было в 2 раза больше, чем в 2018 г. (126 и 63 мг/л соответственно). Как отмечалось ранее, элементы терригенного происхождения, поступающие преимущественно при выдувании частиц почв, горных пород, дорожной пыли (Fe, Al, Mn, Zr, Ca, Na, K, Mg и другие), обычно более интенсивно накапливаются в крупной грубодисперсной фракции аэрозолей, в то время как антропогенные элементы (Ni, Zn, Pb, Cd, Cu и другие) чаще всего связаны преимущественно с мелкодисперсной фракцией (Poissant et al., 1994; Hu, Balasubramanian, 2003; Özsoy, Örnektekin, 2009; Guo et al., 2014). Поэтому увеличение в 2019 г. по сравнению с 2018 г. доли взвешенных форм преимущественно антропогенных Be, Mo, Pb, Sn, Bi, Cu и As и растворенных форм преимущественно терригенных Se, K, Na, W, Sr, Ba, Mg, Rb, Al, Mn и Ca может косвенно быть причиной и свидетельством того, что рост содержания твердых частиц в дождевой воде обусловлен в первую очередь вымыванием из атмосферы тонкой, мелкодисперсной фракции аэрозолей. Это увеличивает долю взвешенных форм антропогенных ТММ (мелкодисперсная фракция аэрозолей обогащена ими) и уменьшает долю взвешенных форм (и относительно увеличивает долю растворенных форм) терригенных ТММ (тонкие частицы обеднены этими элементами). Однако на данном этапе работ перечисленные причины носят предварительный характер и должны быть уточнены путем изучения химического состава как грубодисперсных, так и тонкодисперсных твердых атмосферных частиц.

2.2.3.4 Источники ТММ в весенних дождях. Обогащение дождей ТММ

Среди главных источников поллютантов в атмосферных осадках обычно выделяют антропогенные выбросы, миграцию морских аэрозолей и континентальной пыли (Song, Gao, 2009). Считается, что вклад антропогенных источников в содержание ТММ в атмосферных осадках позволяет оценить

коэффициент обогащения (EF): $EF = (C_i/C_{ref})/(K_i/K_{ref})$, где C_i и C_{ref} – содержание i -го и нормирующего элемента в пробе осадков, K_i и K_{ref} – кларк i -го и нормирующего элемента в верхней части континентальной земной коры (Rudnick, Gao, 2014).

Нормирующий элемент практически не должен поступать в атмосферные аэрозоли из антропогенных источников. В качестве нормирующих элементов чаще всего используют Al, значительно реже – Li, Zr, Ti, Sc, Co, Fe и Mn (Basha et al., 2010; Kara et al., 2014), в нашем исследовании – Al. При использовании EF предполагается, что в природных процессах соотношение изучаемого и нормирующего элементов остается практически неизменным и равняется отношению в земной коре, изменяясь при антропогенном воздействии. Сравнение с распределением элементов в земной коре обоснованно, поскольку взвешенное вещество в воздухе состоит из частиц почв и пород, выдуваемых ветром (Reimann, Caritat, 2005). Для растворенных форм ТММ обычно считается, что $EF < 10$ свидетельствует о природном происхождении элементов в пробах дождя (преимущественно поступление из земной коры), от 10 до 100 – вероятно, имеются антропогенные источники элементов, а при $EF \geq 100$ ТММ явно имеют антропогенное происхождение (Chon et al., 2015). Для взвешенных форм ТММ чаще всего принимают, что значения $EF < 1$ указывают на преимущественное поступление элементов из земной коры, т.е. об их терригенном происхождении, если EF находится в диапазоне от 1 до 10, вероятно, действуют источники смешанного антропогенно-терригенного происхождения, а при $EF \geq 10$ ТММ имеют явно антропогенное происхождение (Cheng et al., 2018).

Величина EF в осадках в Москве сильно отличается между элементами (Рис. 2.2.3.7): для растворенных форм EF изменяется от 0,2 у Zr до 11420 у Sb, для взвешенных форм – от 0,2 у Na до 2049 у Se. Наибольшие EF взвешенных форм характерны для Se (в 2018 г.), что ранее также было отмечено и в других регионах мира (Shimamura et al., 2006; Xing et al., 2017). Se часто относят к элементам-индикаторам сжигания угля (Tian et al., 2011; Wu et al., 2018), в растворенной фазе он обычно находится в виде тонких феррогидратов (Чудаева и др., 2008).

Антропогенное происхождение имеют растворенные ($EF \geq 100$) и взвешенные ($EF \geq 10$) формы Sb, Pb, Se, Cd, Zn, Cu, Bi, Mo, а также преимущественно взвешенные формы W и растворенные – Ca. Во многих других городах также установлено сильное обогащение атмосферных осадков большинством этих ТММ (Song, Gao, 2009; Özsoy, Örnektekin, 2009; Koulousaris et al., 2009; Landing et al., 2010; Jung et al., 2011; Kamani et al., 2014; Guo et al., 2014; Chon et al., 2015), а для Zn, Cd, Cu – даже в юго-восточной части Атлантического океана (Chance et al., 2015), что свидетельствует об интенсивности поступления ТММ в ландшафты посредством влажного осаждения.

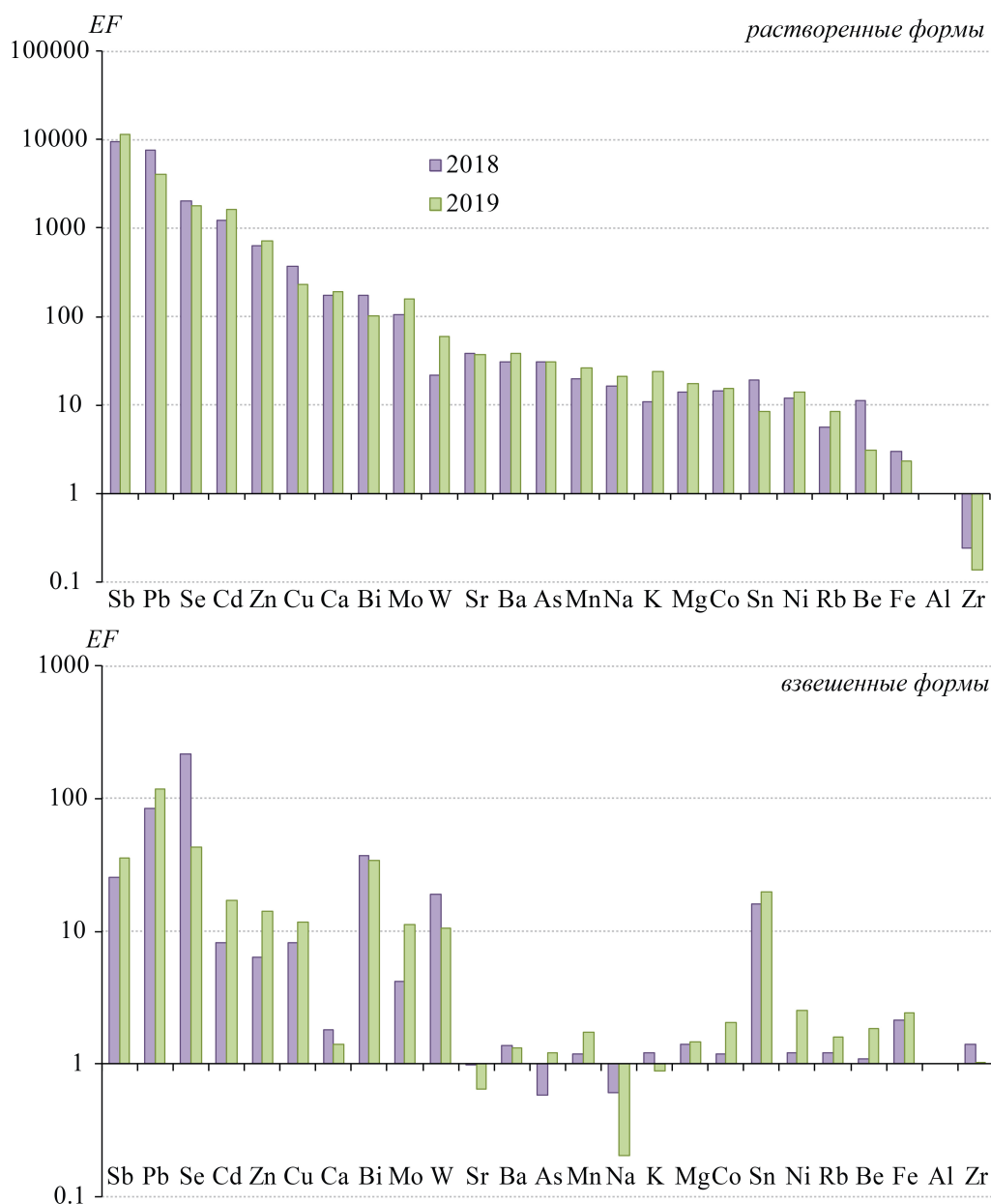


Рис. 2.2.3.7. Коэффициенты обогащения растворенных и взвешенных форм ТММ в дождевых осадках на территории МО МГУ в апреле–мае 2018 и 2019 гг. Нормирующий элемент – Al, эталоны сравнения – кларки элементов в верхней части континентальной земной коры. ТММ расположены в порядке снижения EF растворенных форм за весь период наблюдений.

Обогащенность дождей 2018 и 2019 гг. многими ТММ в растворенной и взвешенной фазе практически не различается (Рис. 2.2.3.7). Лишь для растворенных W и K и взвешенных Cd, Zn, Mo, As и Ni величина EF в дождях 2019 г. в 2–3 раза больше, а для растворенных Be и Sn и взвешенных Se и Na в 2–5 раз меньше, чем в 2018 г.

Таким образом, для московских осадков характерно более сильное обогащение растворенными формами ТММ, чем взвешенными. Такая закономерность отмечалась также на севере Иордании (Al-Momani et al., 2002). Главные источники этих элементов – выбросы автотранспорта, образующи-

еся при сжигании топлива, истирании шин, тормозных колодок и иных металлических частей, абразии дорожного полотна и выдувании частиц при дорожных почв, выбросы промышленных предприятий, а также макрорегиональный перенос поллютантов (Adachi, Tainosho, 2004; Demetriades, Birke, 2015). Последний источник, вероятно, вносит достаточно большой вклад в общее загрязнение атмосферных осадков, так как коэффициенты обогащения максимальны для растворенных форм ТММ, то есть элементы более интенсивно аккумулируются в самых мелких частицах, проходящих через поры при фильтрации (диаметром менее 0,45 мкм), способных мигрировать на значительные расстояния, часто измеряемые сотнями и даже тысячами км, и участвующих в формировании осадков в качестве ядер конденсации (Sakata et al., 2006; Tripathee et al., 2014; Ponette-Gonzales et al., 2018). Например, в Северном Китае в осадках Al и Fe связаны преимущественно с крупными, Cu, Zn, Pb, Cd, As и Se – мелкими частицами, а Na, K, Ca, Ba, Mg, Co, Mo, Ni и Mn имеют бимодальное распределение с пиками концентраций в частицах 0.43–0.65 и 4.7–5.8 мкм (Pan, Wang, 2015). Даже в осадках фоновых районов Норвегии EF Na, Cu, Be, Ni, Mg, Sr и некоторых других ТММ близок или больше 10, а Cd, As, Bi, Zn и Mo – больше 100, что объясняется макрорегиональным трансграничным переносом поллютантов, в том числе из России, а также миграцией океанического аэрозоля (Berg et al., 1994). Выдувание дорожной пыли, видимо, также вносит весомый вклад в обогащение весенних дождей в Москве ТММ, поскольку в осадках очень интенсивно накапливаются элементы-индикаторы воздействия автотранспорта – Zn, Cu, Pb, Cd, W, Sn, содержащиеся в высоких концентрациях в дорожной пыли Москвы (Власов и др., 2015) и особенно – в ее тонких фракциях (Битюкова и др., 2016; Власов, 2017, 2019).

2.2.3.5 Вклад антропогенных, терригенных и морских источников в содержание ТММ в дождях

Для каждого химического элемента имеется несколько источников поступления в атмосферу и дождевые осадки. Для количественной оценки вклада антропогенных (А), терригенных (Т, выдувание частиц почв, горных пород и пр.) и морских (S, миграция океанического аэрозоля) источников в концентрации ТММ в атмосферных осадках рассчитаны доли каждого из источников (Zhang et al., 2007): $S = 100/EF_{Na}$; $T = 100/EF_{Al}$; $A = 100 - S - T$; где $EF_{Na} = (C_i/C_{Na})/(M_i/M_{Na})$; $EF_{Al} = (C_i/C_{Al})/(K_i/K_{Al})$; C_i , C_{Al} , C_{Na} – содержание *i*-го и нормирующих элементов (Al и Na соответственно) в пробе осадков, K_i и K_{Al} – кларк *i*-го и нормирующего элемента (Al) в верхней части континентальной земной коры (Rudnick, Gao, 2014), M_i и M_{Na} – кларк *i*-го и нормирующего элемента (Na) в морской воде по (Гордеев, Лисицын, 2014). Вклад источников рассчитан для растворенных и взвешенных форм ТММ и

представлен на Рис. 2.2.3.8.

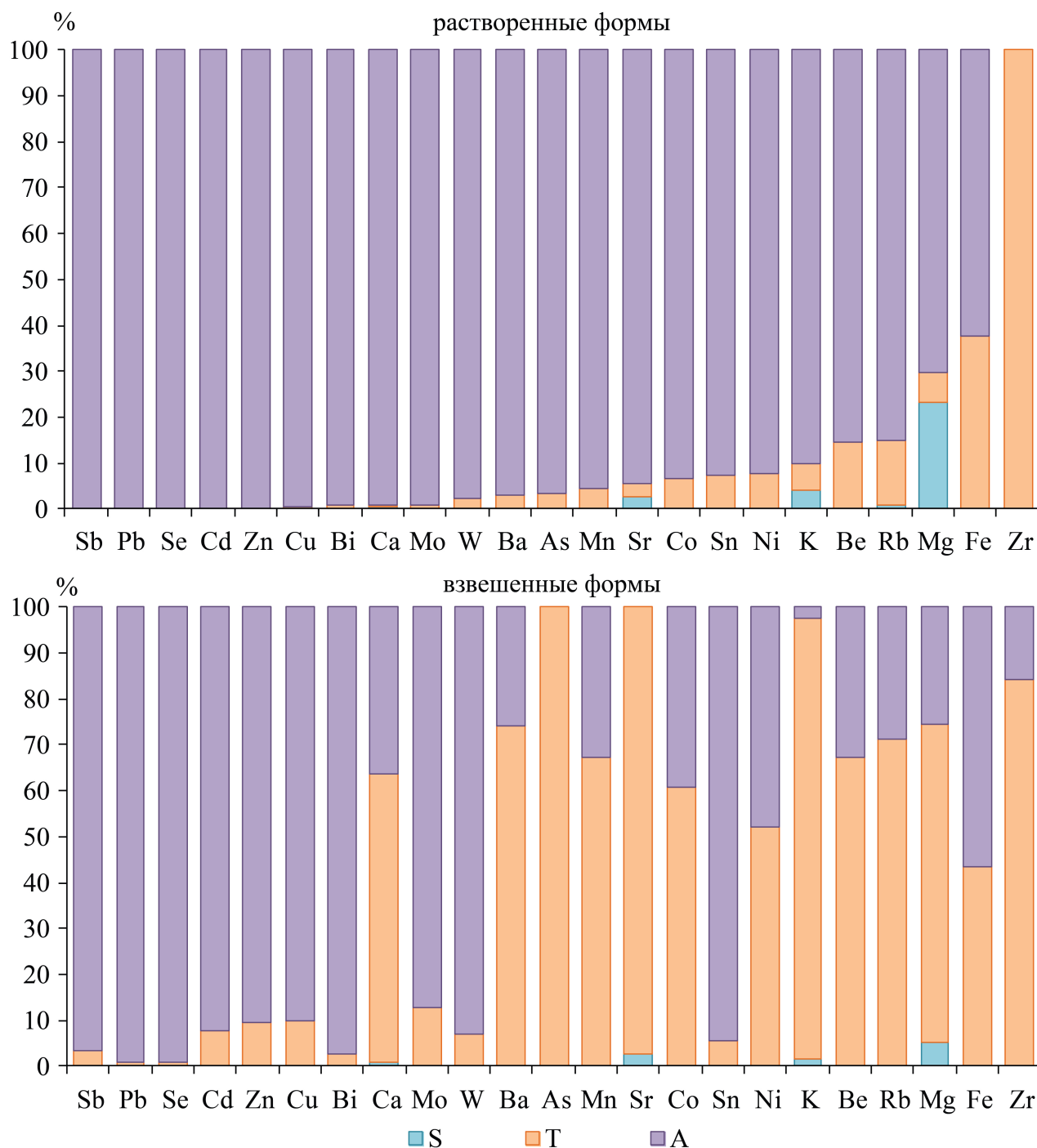


Рис. 2.2.3.8. Вклад антропогенных (А), терригенных (Т) и морских (S) источников в содержание растворенных и взвешенных форм ТММ в 2018 и 2019 гг. Элементы расположены в порядке уменьшения вклада антропогенных источников в содержание растворенных форм.

В *растворенной* форме для большинства ТММ характерен очень большой вклад антропогенных источников: > 90% для Sb, Pb, Se, Cd, Zn, Cu, Bi, Ca, Mo, W, Ba, As, Mn, Sr, Co, Sn, Ni и K; терригенные источники преобладают для литофильных Zr (>99%) и Al, их вклад значителен для Fe, Be и Rb и U (14–38%). В Москве морские аэрозоли оказывают незначительное влияние

(< 1%) на концентрации растворенной формы ТММ, лишь для Rb, Sr, K и Mg на долю этого источника приходится соответственно 1, 3, 4 и 23%.

Для взвешенной формы ТММ роль антропогенных факторов снижается за счет влияния материала, выдуваемого с поверхности почв. На долю антропогенного источника приходится более 85% Se, Pb, Bi, Sb, Sn, W, Cd, Zn, Cu и Mo, около половины массы Fe и Ni. Для остальных ТММ во взвешенной форме преобладают терригенные источники. Вклад океанического аэрозоля в содержание взвешенных форм ТММ в осадках незначителен (< 1%) для большинства ТММ, лишь для Ca, K, Sr и Mg на него приходится от 1 до 5%.

2.2.3.6 Парагенетические ассоциации ТММ

Выявление источников ТММ часто проводится путем анализа парагенетических ассоциаций – групп элементов, поступающих от единых источников и совместно накапливающихся в компонентах городской среды (Перельман, Касимов, 1999; Власов, Касимов, 2016). Выделение парагенетических ассоциаций ТММ в дождях проводилось с помощью кластерного анализа. Получены 5 ассоциаций растворенных форм и 4 ассоциации взвешенных форм ТММ с близким характером распределения в весенних дождях: растворенные *Cu-Zr-Bi-Na-Al-Fe-Pb*, *Ca-Sr-Zn-Mg-Ni-W-Mo*, *Co-Cd-As-Se*, *K-Rb-Mn* и *Sb-Ba*; взвешенные *Be-Rb-Mn-Co-Cu-Ni-Zn-Cd*, *Mg-Fe-Sn-Ca-K-Ba-Sr-Al-Zr-W-Bi*, *As-Mo* и *Sb-Pb* (Рис. 2.2.3.9). Слабо ассоциируются (образуют ассоциации с другими ТММ) растворенные Sn и Be и взвешенные Se и Na.

Наиболее обширные по количеству включенных элементов ассоциации взвешенных *Mg-Fe-Sn-Ca-K-Ba-Sr-Al-Zr-W-Bi* и *Be-Rb-Mn-Co-Cu-Ni-Zn-Cd* и растворенных *Ca-Sr-Zn-Mg-Ni-W-Mo* и *Cu-Zr-Bi-Na-Al-Fe-Pb* формируются, по всей видимости, в результате вымывания дождями из атмосферы частиц городских почв и дорожной пыли, загрязненных под воздействием автотранспорта и промышленных объектов, расположенных в Западном административном округе Москвы в 8 промышленных зонах и представленных преимущественно предприятиями электроэнергетики, приборостроения, пищевой промышленности, производства и перераспределению электроэнергии и водоочистки (Битюкова, Саульская, 2017).

Весной атмосферные осадки содержат большое количество твердых частиц пыли природного происхождения, участвующей в региональном переносе из-за больших открытых участков почв, еще не занятых растительностью, и усиленных ветров, что приводит к обогащению осадков терригенными элементами (Pan, Wang, 2015). Сложность разделения влияния выдувания частиц дорожной пыли, горных пород и почв связана с тем, что часто их состав слабо различается (Thorpe, Harrison, 2008).

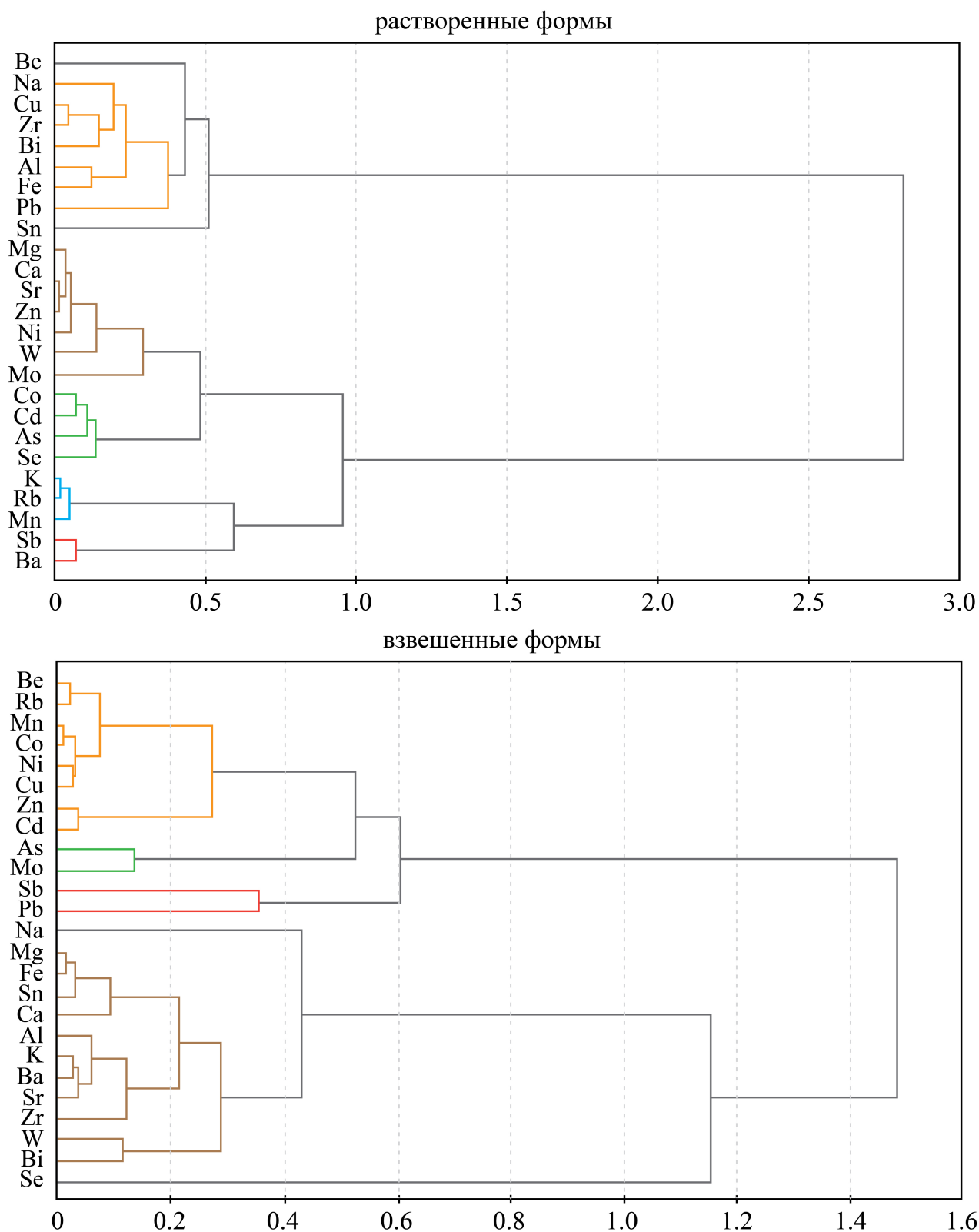


Рис. 2.2.3.9. Дендрограммы кластерного анализа концентраций растворенных и взвешенных форм ТММ в дождях на МО МГУ в апреле–мае 2018 и 2019 гг. Метод Уорда, мера сходства 1–г

Так, в Москве и других городах дорожная пыль и особенно ее тонкие фракции (частицы PM₁₀, PM₅, PM_{2.5}) очень интенсивно обогащены Zn, Sn, W, Bi, Cu, Cd и другими ТММ (Kong et al., 2012; Nazzari et al., 2013; Власов и

др., 2015; Padoan et al., 2017; Власов, 2017, 2019; Lanzerstorfer, 2018; Касимов и др., 2019; Zhang et al., 2019; Ramírez et al., 2019; Tian et al., 2019; Lanzerstorfer, Logiewa, 2019; Kasimov et al., 2020). При истирании шин и тормозных колодок в атмосферу поступают частицы, обогащенные Zn, Cd, Bi, Sn, Cu (Amato et al., 2011; Minguillón et al., 2012; Pant, Harrison, 2013; Grigoratos, Martini, 2015; Nagino et al., 2016; Penkała et al., 2018), поэтому иногда эти источники объединяют в общий фактор поступления ТММ в городскую среду – износ транспортного средства («vehicle abrasion») (Fabretti et al., 2009). Zr и Ba также иногда поступают при истирании тормозных колодок (Wåhlin et al., 2006). Zn, W, Cd, Co, Ni применяются в качестве индикаторов истирания шин и дорожного полотна (Sorme et al., 2001; Apeagyei et al., 2011; Song, Gao, 2011; Pant, Harrison, 2013; Penkała et al., 2018).

Поступление ТММ при выдувании частиц загрязненных городских почв индицируют Al, Zr, Fe, Mg, Ca, Rb, Na (Padoan et al., 2016; Bencharif-Madani et al., 2019; Morera-Gómez et al., 2020), слабее – W, поскольку известно, что поверхностные горизонты почв Москвы обогащены этим металлом (Kosheleva et al., 2018; Кошелева и др., 2018). Дополнительным источником элементов этой ассоциации в атмосферных осадках могут служить противогололедные реагенты, которые индицируют Na, Ca и Mg, поскольку CaCl_2 и мраморная крошка $(\text{Ca}, \text{Mg})\text{CO}_3$ – одни из главных после NaCl противогололедных реагентов в Москве (Касимов и др., 2016), которые в весенний период в высоких концентрациях содержатся в отложениях дорог и поверхностных горизонтах почв. Ca, Sr, Al и другие ТММ могут также поступать с частицами строительной пыли карбонатного состава, поскольку Sr и Ca используются в качестве маркеров выбросов пыли при строительстве и сносе зданий (Amato et al., 2009; Ramírez et al., 2019), а Sr часто является спутником Ca и Mg в карбонатах, что широко используется, например, при изучении карстовых ландшафтов и спелеотем (Borsato et al., 2016).

В свою очередь, выбросы транспорта являются источником ТММ в осадках не только опосредованно через загрязненные частицы дорожной пыли, но и путем прямого действия выбросов, в первую очередь – невыхлопных, к которым относятся истирание деталей автомобилей (шин, тормозных колодок), выбросы капель машинного масла и других жидкостей, износ дорожного полотна и т.д. (Adachi, Tainosho, 2004; Grigoratos, Martini, 2015). Вероятно, этот источник обуславливает формирование в осадках ассоциаций взвешенных Sb–Pb и растворенных Sb–Ba. Так, при производстве тормозных колодок в качестве модификатора трения используется большое число сульфатов, сульфидов, боратов и других соединений ТММ, очень активно – Sb, Ba, Pb, Cu, Zn и других (Fabretti et al., 2009; Pant, Harrison, 2013; Hulskotte et al., 2014; Grigoratos, Martini, 2015). По некоторым оценкам, истирание тормозных механизмов обуславливает 66% Sb в атмосферных частицах PM10

(Salma, Maenhaut, 2006). Активное поступление Sb с выбросами автотранспорта в Москве привело к ее накоплению в различных гранулометрических фракциях дорожной пыли, почвах, снеге, донных отложениях (Кошелева и др., 2014, 2015, 2018; Касимов и др., 2016; Власов и др., 2019), что указывает на серьезную опасность для жителей города и индикационную значимость этого металлоида при оценке воздействия транспорта на окружающую среду.

Формирование в дождевых осадках ассоциаций взвешенных As–Mo и растворенных Co–Cd–As–Se, вероятно, обусловлено поступлением ТММ в результате сжигания отходов, выбросами промышленных предприятий и объектов электроэнергетики. Так, вероятным источником Mo являются предприятия металлообработки, ремонта и покраски автомобилей (Demetriades, Birke, 2015; Zheng et al., 2018), широко распространенные на территории Москвы. As, Se, Cd и иногда Mo могут поступать при сжигании бытовых отходов и дизельного топлива (Christian et al., 2010; Niyobuhungiro, von Blottnitz, 2013; Kumar et al., 2015; Cheng et al., 2018; Jain et al., 2018; Bencharif-Madani et al., 2019), а Se применяется в качестве индикатора сжигания угля (Расуна, Расуна, 2001; Кетрис, Юдович, 2005; Landing et al., 2010; Wu et al., 2018). Несмотря на то, что в Москве уголь не используется на ТЭЦ, Se может интенсивно накапливается в мелкодисперсных частицах (0.25–0.35 мкм), мигрирующих на сотни км (Gallorini, 2000), то есть участвовать в дальнем переносе. В атмосферных осадках в содержание этого металлоида большой вклад также вносят морские и континентальные аэрозоли (Suess et al., 2019), а также лесные пожары и другие источники, связанные со сжиганием биомассы (Santiago et al., 2014; Lynam et al., 2015).

Со сжиганием биомассы, в том числе действием лесных пожаров, связано, вероятно, формирование ассоциации растворенных K–Rb–Mn. Растворенный K наряду с Rb, Cl и Br широко используются в качестве индикаторов сжигания биомассы (Samsonov et al., 2012; Reid et al., 2005; Kara et al., 2014; Grivas et al., 2018; Yu et al., 2018). Другими источниками этих ТММ являются почвенные частицы и дорожная пыль (Achad et al., 2018), однако их вклад обычно невелик из-за нахождения K и Rb в них преимущественно в слабо-растворимых алюмосиликатных минералах (Yu et al., 2018), что препятствует переходу элементов в дождевой воде в растворенную фазу. Дополнительным источником биогенных элементов Mn и K может быть растительная пыльца, интенсивно мигрирующая в воздухе в весенний период после начала цветения растений – в Москве, Подмосковье и близлежащих регионах весной зацветает более 30 видов растений-аллергенов (Дикарева, Румянцев, 2015).

2.2.3.7 Влажное осаждение и интенсивность вымывания ТММ из атмосферы дождями

В данной работе под величиной влажного осаждения ТММ на земную поверхность понимается масса химического элемента, поступающего из атмосферы на единицу площади земной поверхности вместе с дождевыми осадками за весь эпизод осадков (D , $\text{мкг}/\text{м}^2$ за эпизод): $D = C \cdot X$, где C – содержание растворенной или взвешенной формы ТММ в дождевой воде, $\text{мкг}/\text{л}$; X – количество выпавших осадков, мм (что соответствует $\text{л}/\text{м}^2$). За интенсивность вымывания принята масса химического элемента, поступающего из атмосферы на единицу площади земной поверхности вместе с дождевыми осадками за единицу времени ($Dч$, $\text{мкг}/\text{м}^2$ в час), что показывает насколько эффективно (быстро) вымывается поллютант из атмосферы: $Dч = D / t$, где t – продолжительность выпадения осадков, ч. Это позволяет сравнивать между собой эпизоды осадков различной продолжительности. Результаты расчетов величины влажного осаждения ТММ приведены в Табл. 2.2.3.4, интенсивности вымывания ТММ – в Табл. 2.2.3.5.

Влажное осаждение ТММ с дождями весной изменяется в широких пределах – для растворенных форм в среднем от 22591 и 24605 $\text{мкг}/\text{м}^2$ за эпизод у Са до 0.059 и 0.019 $\text{мкг}/\text{м}^2$ у Ве в 2018 и 2019 гг. соответственно, для взвешенных форм в среднем от 4144 и 3709 $\text{мкг}/\text{м}^2$ за эпизод у Fe до 0.052 и 0.026 $\text{мкг}/\text{м}^2$ у Cd в 2018 и 2019 гг. соответственно (Табл. 2.2.3.4).

Наибольшие уровни осаждения ($> 100 \text{ мкг}/\text{м}^2$ за эпизод) растворенных форм в 2018 и 2019 гг. характерны для Са, Na, Mg, K, Fe, Pb, Al, Zn, а интенсивности вымывания из атмосферы ($> 50 \text{ мкг}/\text{м}^2$ в час) – в 2018 г. для $Ca > Na > K > Mg > Fe > Pb > Al$, в 2019 г. для $Ca > Na > K > Mg > Al > Fe > Pb > Zn > Ba$ (табл. 2.2.3.4). Для остальных ТММ уровни осаждения значительно ниже и уменьшаются в 2018 и 2019 гг. в ряду Mn, Ba, Sr, Cu, Sb, Ni, Rb, Co, Se, As, Mo, Cd, Zr, Sn, W, Bi, Be. Такой порядок ТММ практически не изменяется при их расположении по убыванию интенсивности вымывания (Табл. 2.2.3.5).

Наибольшие уровни осаждения ($> 50 \text{ мкг}/\text{м}^2$ за эпизод) взвешенных форм в 2018 и 2019 гг. установлены для $Fe > Al > Ca > K > Mg > Na > Pb$, а интенсивности вымывания из атмосферы ($> 25 \text{ мкг}/\text{м}^2$ в час) – в 2018 г. для $Al > Fe > Ca > K > Mg > Na$, в 2019 г. для $Fe > Al > Ca > K > Mg > Na > Pb$ (Табл. 2.2.3.4). Для остальных ТММ уровни осаждения значительно ниже и уменьшаются в 2018 и 2019 гг. в ряду Mn, Ba, Zn, Cu, Sr, Zr, Rb, Ni, Sn, W, Se, Co, Sb, Bi, As, Mo, Be, Cd. Такой порядок ТММ практически не изменяется при их расположении по убыванию интенсивности вымывания (Табл. 2.2.3.5). Са, Na, K, Mg повсеместно являются макроэлементами атмосферных осадков и природных вод, а нахождение Al, Fe, Zn, Pb, Mn, Ba в высоких концентрациях относительно других ТММ в дождевой воде ти-

пично для большинства городов и связано с поступлением от терригенных источников (в основном макроэлементы земной коры – Al, Fe) и воздействия транспорта и промышленных объектов (Zn, Pb, Ba, Mn) (Galloway et al., 1982; Song, Gao, 2009; Kamani et al., 2014; Vlastos et al., 2019).

В целом по величине влажного осаждения 2018 и 2019 г. слабо отличаются, лишь для растворенных W и K и взвешенного Mo осаждения в 2019 г. > 2 раз больше, а для растворенных Se, Sn и Be и взвешенных Na, Cd и Se > 2 раз меньше, чем в 2018 г. (Табл. 2.2.3.4), что связано с разницей концентраций этих ТММ в дождевых осадках в 2018 и 2019 гг., причины которой рассматривались выше. Различия в интенсивности вымывания ТММ из атмосферы выражены более ярко (Табл. 2.2.3.5). Так, вымывание растворенных форм всех ТММ в 2019 г. было в 1.3–8.4 раза более интенсивным, чем в 2018 г., что связано не только с более высокими концентрациями многих растворенных ТММ в 2019 г., но и с прохождением более интенсивных дождей – в апреле-мае 2018 г. средняя интенсивность дождей составила 1.1 мм/ч, в то время как в 2019 г. – 3.6 мм/ч. Наибольшие (> 4 раз) различия в интенсивности вымывания растворенных форм в 2019 г. по сравнению с 2018 г. характерны для W, Ba, K, Rb, Mg, Sb, Sr, Mo, Ca и Zn. Вымывание взвешенных форм различается слабее: в апреле-мае 2019 г. по сравнению с 2018 г. интенсивность вымывания Sb, Mo, Pb, Ni и Zn была более чем в 2 раза больше, а Sr, Na, Zr и Se – более 2 раз меньше. Это связано с разницей в обогащенности твердых частиц дождевой воды ТММ в 2019 и 2018 гг., а также в 2 раза большим содержанием самих твердых частиц в дождевой воде в 2019 г. (126 мг/л) по сравнению с 2018 г. (63 мг/л).

В целом за весь период исследования (апрель-май 2018 и 2019 гг.), для многих ТММ в среднем за эпизод осадков величина выпадений во взвешенной форме превышает выпадения в растворенной (цифра – превышение, раз): Zr₅₄, Sn₂₅, Fe₁₁, Al₁₀, W₆, Bi₅, Be₃, Rb₂, Ni_{1.4}. Для остальных ТММ, наоборот, выпадения в растворенной форме более интенсивны: Sb₂₅, Cd₁₄, Ca₁₁, Zn₇, Pb₅, Sr₄, Na₄, As₃, Cu₂, Ba_{1.9}, Mn_{1.6}, Se_{1.5}, K_{1.2}. Аналогичное доминирование выпадений Mn и Ni во взвешенной форме установлено для прилегающей к Токийскому заливу территории, однако для As, Cu и Cd в Москве более велика роль растворенных форм, в то время как рядом с Токио – взвешенных (Sakata et al., 2008). В Болонье (Италия), преобладают выпадения с осадками растворенных форм Cd, Zn и Cu и взвешенных форм Pb и Ni (Morselli et al., 2003), в Москве сохраняются аналогичные соотношения для всех ТММ кроме Pb, который в Москве выпадает преимущественно в растворенной форме, что, вероятно, указывает на большую роль макрорегионального переноса этого металла, мигрирующего в ультратонкой фракции аэрозоля, способной переноситься на далекие расстояния.

Таблица 2.2.3.4. Уровни влажного осаждения форм ТММ с дождевыми осадками на территории МО МГУ в апреле-мае 2018 и 2019 гг., мкг/м² за эпизод

ТММ	Растворенные формы						Взвешенные (нерастворенные) формы							
	2018		2019		2019/2018		2018		2019		2019/2018			
	Me	мин.-макс.	Me	мин.-макс.	Me	мин.-макс.	Me	мин.-макс.	Me	мин.-макс.	Me	мин.-макс.		
Be	0.059	0.009-0.53	0.019	0.004-0.12	0.3	0.032	0.004-0.53	0.11	0.003-0.95	0.10	0.022-3.7	1.0	0.11	0.003-3.7
Na	1120	466-9113	1739	847-9258	1.6	1451	466-9258	589	24-7217	229	61-2773	0.4	400	24-7217
Mg	867	238-2815	1062	310-3401	1.2	921	238-3401	972	90-10763	804	157-16611	0.8	928	90-16611
Al	332	39-1860	318	54-1184	1.0	325	39-1860	3690	344-36510	2766	568-72535	0.7	3127	344-72535
K	855	173-3691	1772	680-19107	2.1	1322	173-19107	1416	196-11135	824	198-16156	0.6	1142	196-16156
Ca	22591	3546-85152	24605	6752-53941	1.1	22916	3546-85152	2385	279-21952	1358	245-28099	0.6	2150	245-28099
Mn	69	15-264	74	20-374	1.1	71	15-374	45	6.1-417	42	10-1231	0.9	44	6.1-1231
Fe	441	104-2615	326	54-1358	0.7	348	54-2615	4144	560-38605	3709	841-77574	0.9	3795	560-77574
Co	1.0	0.20-5.9	1.0	0.11-6.7	1.0	1.0	0.11-6.7	0.97	0.12-9.9	1.2	0.24-31	1.2	1.1	0.12-31
Ni	2.5	0.51-13	2.8	0.57-8.3	1.1	2.7	0.51-13	3.2	0.63-24	4.2	1.0-101	1.3	3.9	0.63-101
Cu	31	10-213	28	9.6-78	0.9	29	9.6-213	14	1.2-92	14	2.6-286	1.0	14	1.2-286
Zn	190	42-922	206	82-545	1.1	193	42-922	30	2.2-123	20	4.8-1018	0.7	29	2.2-1018
As	0.56	0.14-1.7	0.42	0.056-3.3	0.7	0.53	0.056-3.3	0.22	0.084-0.87	0.21	0.003-4.1	0.9	0.21	0.003-4.1
Se	0.71	0.19-2.4	0.34	0.078-4.1	0.5	0.56	0.078-4.1	1.1	0.33-6.2	0.11	0.049-4.1	0.1	0.36	0.049-6.2
Rb	1.9	0.63-5.8	2.5	0.76-14	1.3	2.4	0.63-14	4.2	0.64-44	4.9	0.96-124	1.1	4.6	0.64-124
Sr	44	7.8-173	57	21-130	1.3	48	7.8-173	14	1.7-145	7.9	1.5-170	0.6	12	1.5-170
Zr	0.18	0.022-1.1	0.13	0.020-0.35	0.8	0.15	0.020-1.1	12	0.52-105	5.0	1.5-202	0.4	8.2	0.52-202
Mo	0.45	0.069-1.5	0.49	0.16-3.5	1.1	0.48	0.069-3.5	0.19	0.014-2.0	0.63	0.18-7.4	3.3	0.47	0.014-7.4
Cd	0.45	0.13-1.9	0.45	0.12-3.2	1.0	0.45	0.12-3.2	0.052	0.006-0.22	0.026	0.002-1.7	0.5	0.033	0.002-1.7
Sn	0.15	0.027-0.96	0.060	0.007-0.31	0.4	0.074	0.007-0.96	1.9	0.21-17	1.9	0.54-28	1.0	1.9	0.21-28
Sb	17	3.1-83	19	2.7-59	1.1	18	2.7-83	0.56	0.097-5.2	0.90	0.20-5.9	1.6	0.71	0.097-5.9
Ba	63	17-272	94	20-258	1.5	76	17-272	43	3.4-369	38	8.3-674	0.9	41	3.4-674
W	0.14	0.038-1.0	0.39	0.16-1.9	2.7	0.24	0.038-1.9	1.6	0.063-22	1.3	0.20-10	0.8	1.4	0.063-22
Pb	421	38-3186	266	11-891	0.6	370	11-3186	80	8.3-506	82	15-1494	1.0	81	8.3-1494
Bi	0.081	0.024-0.73	0.054	0.015-0.28	0.7	0.076	0.015-0.73	0.38	0.11-2.4	0.35	0.096-3.0	0.9	0.36	0.096-3.0

Примечания. Me, мин.-макс. – медианный, минимальный и максимальный уровни влажного осаждения ТММ соответственно (мкг/м² за эпизод);

2019/2018 – отношение уровней влажного осаждения ТММ в 2019 г. к 2018 г.

ТММ расположены в порядке увеличения их порядкового номера в таблице Д.И. Менделеева

Таблица 2.2.3.5. Интенсивность вымывания форм ТММ дождевыми осадками на территории МО МГУ в апреле-мае 2018 и 2019 гг., мкг/м² в час

ТММ	Растворенные формы						Взвешенные (нерастворенные) формы							
	2018		2019		2019/2018		2018		2019		2019/2018			
	Ме мин.-макс.	Ме мин.-макс.	Ме мин.-макс.	Ме мин.-макс.	Ме мин.-макс.	Ме мин.-макс.	Ме мин.-макс.	Ме мин.-макс.	Ме мин.-макс.	Ме мин.-макс.	Ме мин.-макс.	Ме мин.-макс.		
Be	0.012	0.001-0.058	0.016	0.0004-0.14	1.3	0.012	0.0004-0.14	0.034	0.0002-0.26	0.037	0.003-2.9	1.1	0.035	0.0002-2.9
Na	361	35-1608	1160	136-7309	3.2	435	35-7309	282	1.8-2007	124	22-2189	0.4	176	1.8-2189
Mg	112	23-1416	661	35-4838	5.9	397	23-4838	320	6.8-2956	321	20-13114	1.0	321	6.8-13114
Al	72	3.8-300	234	5.4-2153	3.3	122	3.8-2153	1362	26-9272	984	72-57264	0.7	1188	26-57264
K	146	10-3828	1012	82-15742	6.9	389	10-15742	420	15-3230	346	30-12755	0.8	388	15-12755
Ca	3376	344-31420	14080	853-90450	4.2	6117	344-90450	699	21-9636	506	42-22183	0.7	667	21-22183
Mn	11	1.1-165	39	2.4-659	3.4	21	1.1-659	13	0.46-133	17	1.4-972	1.3	14	0.46-972
Fe	104	10-238	208	9.7-2308	2.0	140	9.7-2308	1282	42-10314	1172	106-61243	0.9	1227	42-61243
Co	0.24	0.020-1.6	0.63	0.014-5.3	2.7	0.33	0.014-5.3	0.33	0.009-2.7	0.48	0.030-24	1.4	0.36	0.009-24
Ni	0.43	0.050-4.1	1.7	0.072-10	3.9	0.72	0.050-10	0.85	0.048-6.7	1.8	0.13-80	2.1	1.2	0.048-80
Cu	6.5	0.98-35	21	1.2-118	3.3	12	0.98-118	2.4	0.088-25	4.2	0.33-225	1.7	3.4	0.088-225
Zn	34	4.0-247	143	10-859	4.2	57	4.0-859	4.9	0.17-74	10	0.69-803	2.1	7.1	0.17-803
As	0.099	0.029-0.74	0.26	0.013-2.6	2.7	0.13	0.013-2.6	0.034	0.011-0.19	0.046	0.001-3.2	1.3	0.041	0.001-3.2
Se	0.10	0.041-0.45	0.19	0.023-3.3	1.9	0.16	0.023-3.3	0.33	0.033-1.7	0.089	0.010-3.2	0.3	0.15	0.010-3.2
Rb	0.23	0.061-7.4	1.4	0.086-41	5.9	0.67	0.061-41	1.6	0.049-10	1.4	0.12-98	0.8	1.5	0.049-98
Sr	6.9	0.76-62	38	2.7-214	5.5	19	0.76-214	5.6	0.13-43	3.1	0.31-134	0.5	3.8	0.13-134
Zr	0.042	0.002-0.19	0.085	0.004-0.63	2.0	0.062	0.002-0.63	4.5	0.040-42	1.6	0.19-159	0.4	3.8	0.040-159
Mo	0.066	0.019-0.29	0.28	0.050-3.4	4.2	0.13	0.019-3.4	0.084	0.001-0.61	0.23	0.023-5.8	2.7	0.17	0.001-5.8
Cd	0.069	0.012-0.45	0.26	0.017-2.5	3.7	0.13	0.012-2.5	0.009	0.001-0.15	0.009	0.001-1.4	1.0	0.009	0.001-1.4
Sn	0.029	0.003-0.23	0.051	0.001-0.69	1.8	0.035	0.001-0.69	0.49	0.021-3.6	0.67	0.068-22	1.4	0.59	0.021-22
Sb	2.9	0.30-23	17	0.25-130	5.7	4.2	0.25-130	0.14	0.010-0.74	0.45	0.026-7.1	3.2	0.24	0.010-7.1
Ba	14	1.6-82	83	3.6-716	7.7	31	1.6-716	15	0.26-109	11	1.2-532	0.7	14	0.26-532
W	0.035	0.004-0.18	0.29	0.035-1.5	8.4	0.051	0.004-1.5	0.55	0.005-4.4	0.53	0.025-7.9	1.0	0.54	0.005-7.9
Pb	76	6.0-190	152	1.1-2000	2.0	94	1.1-2000	14	0.63-142	31	2.5-1180	2.3	21	0.63-1180
Bi	0.023	0.002-0.11	0.047	0.002-0.71	2.0	0.033	0.002-0.71	0.085	0.008-0.40	0.13	0.012-2.4	1.6	0.11	0.008-2.4

Примечания. Ме, мин.-макс. – медианный, минимальный и максимальный уровни влажного осаждения ТММ соответственно (мкг/м² за эпизод);

2019/2018 – отношение уровней влажного осаждения ТММ в 2019 г. к 2018 г.

ТММ расположены в порядке увеличения их порядкового номера в таблице Д.И. Менделеева

2.2.3.8 Временное изменение уровней влажного осаждения и интенсивности вымывания ТММ из атмосферы дождями

Хотя оценки влажных выпадений ТММ за длительные периоды времени (одно-, многолетние) проводятся достаточно часто, кратковременные изменения химического состава атмосферных осадков исследованы в значительно меньшей степени (Pan et al., 2017). В зависимости от характера кратковременных изменений влажного осаждения и интенсивности вымывания из атмосферы изученные ТММ разделены на 6 групп (Рис. 2.2.3.10).

Первая, наиболее обширная, группа включает 9 элементов – Al, Be, Fe, Zr, Sn, Ni, Co, W, Bi (рис. 2.2.3.10). Для этих ТММ характерны высокие уровни влажного осаждения взвешенных и низкие – растворенных форм. Максимумы выпадений установлены 17–18 апреля и 17–18 мая 2018 г. и 8 мая 2019 г., в то время как интенсивности вымывания максимальны 8 мая 2019 г. и велики 21 апреля, 2 и 4 мая 2018 г., 28 апреля и 30 мая 2019 г.

Вторая группа включает Mn, K, Rb и Mg, которые по распределению осаждения и интенсивности вымывания растворенных и взвешенных форм близки к группе 1, но с большей ролью растворенных форм, максимумом интенсивности вымывания растворенных форм 28 апреля или 5 и 8 мая 2019 г. и повышенным уровнем вымывания 3 и 4 мая 2018 г. Третью группу образуют Cd, As и Mo. Для этих элементов установлена еще большая роль осаждения и вымывания растворенных форм, чем для ТММ второй группы.

Дальнейшее увеличение доли растворенных форм наблюдается у четвертой группы элементов, в которую входят Sb, Zn, Ca и Na. Максимумы влажного осаждения этих ТММ установлены 17–18 апреля 2018 г., высокие уровни – 28 апреля, 8 и 30 мая 2019 г. Локальные максимумы интенсивности вымывания элементов этой группы установлены 21 апреля, 2 и 4 мая 2018 г., а также 28 апреля, 5, 8 и 30 мая 2019 г. Пятую группу образуют Cu, Ba, Sr и Pb, для которых характерны высокие уровни влажного осаждения растворенных и взвешенных форм 17–18 апреля, 17–18 и 18–19 мая 2018 г. и 8 мая 2019 г., интенсивностей вымывания – 21 апреля, 2 и 17–18 мая 2018 г., а также 28 апреля, 5, 8 и 30 мая 2019 г. Отдельную группу образует Se с высокой долей взвешенных форм в 2018 г. и повышенной – растворенных в 2019 г.

Таким образом, несмотря на значительные различия в уровнях выпадений, интенсивности вымывания, соотношения растворенных и взвешенных форм и временной неоднородности этих характеристик (различия между отдельными эпизодами осадков) для разных ТММ, можно выделить следующие закономерности. Наибольшие уровни суммарных выпадений для большинства ТММ установлены 17–18 апреля и 17–18 мая 2018 г., 8 и 30 мая 2019 г., а интенсивности вымывания – 21 и 28 апреля, 2, 4 и 17–18 мая 2018 г., а также 28 апреля, 5, 8 и 30 мая 2019 г. из-за прохождения интенсивных осадков.

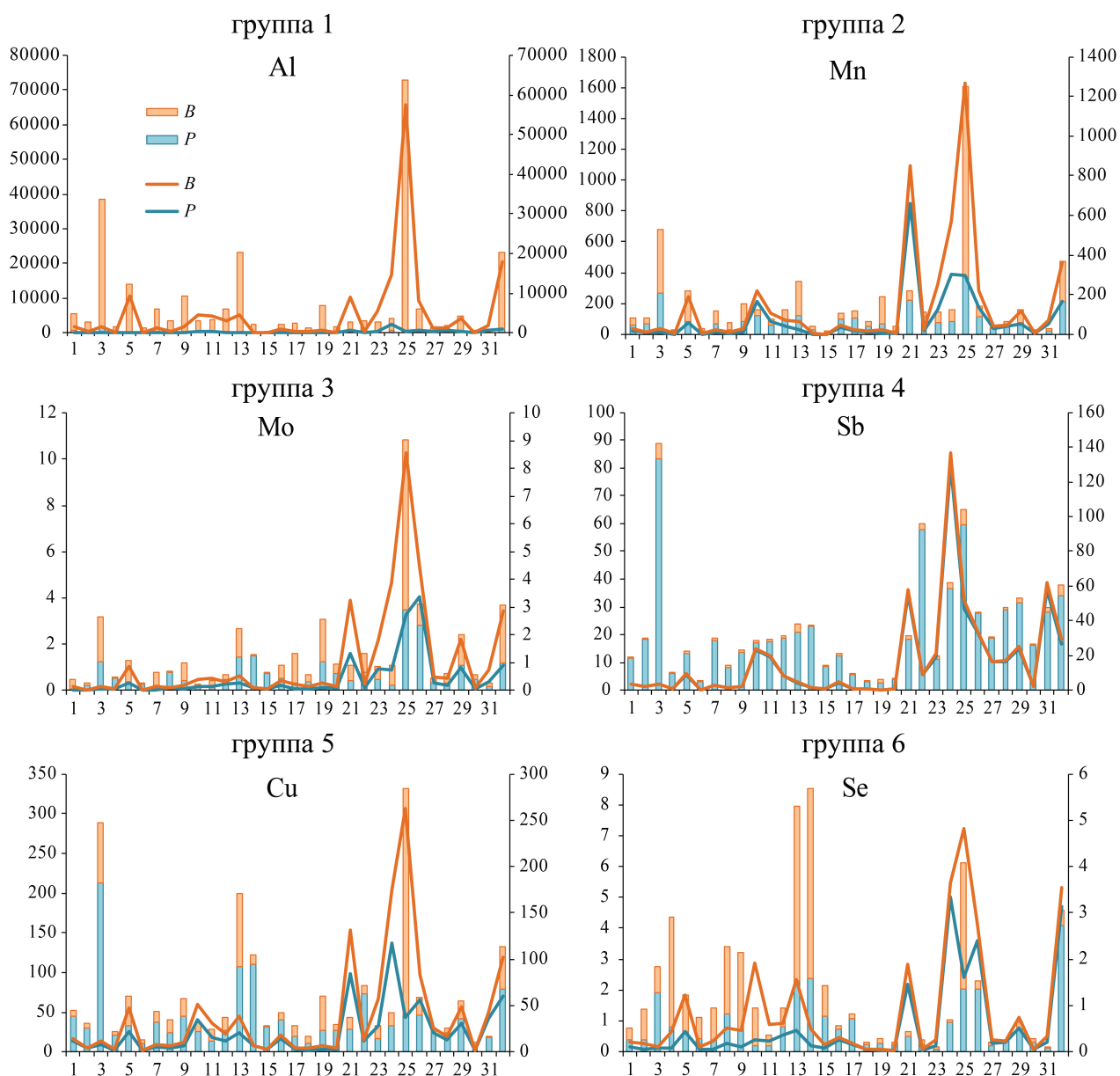


Рис. 2.2.3.10. Группы ТММ в зависимости от величины влажного осаджения (левая ось, столбики, $\mu\text{г}/\text{м}^2$ за эпизод осадков) и интенсивности вымывания растворенных и взвешенных форм (правая ось, линии, $\mu\text{г}/\text{м}^2$ в час) из атмосферы. Верхняя граница верхнего столбика – суммарные осаджения ТММ, верхняя линия – суммарная интенсивность вымывания форм ТММ, расстояние между верхней и нижней линиями – интенсивность вымывания взвешенных форм ТММ. Нижняя ось – даты отбора проб (1-15 – 2018 г., 16-32 – 2019 г.): 1 – 06-07.IV, 2 – 10-11.IV, 3 – 17-18.IV, 4 – 18-19.IV, 5 – 21.IV, 6 – 21-22.IV, 7 – 25.IV, 8 – 26.IV, 9 – 1.V, 10 – 2.V, 11 – 4.V, 12 – 5-6.V, 13 – 17-18.V, 14 – 18-19.V, 15 – 19-20.V, 16 – 8-9.IV, 17 – 10.IV, 18 – 13.IV, 19 – 14.IV, 20 – 15.IV, 21 – 28.IV, 22 – 02.V, 23 – 03.V, 24 – 05.V, 25 – 08.V, 26 – 09.V, 27 – 10.V, 28 – 13.V, 29 – 15.V, 30 – 16.V, 31 – 23.V, 32 – 30.V

Однако из-за изменения характера вымывания ТММ в апреле и мае, а также большой разницы в величинах влажного осаджения между ТММ для комплексной оценки каждого отдельного эпизода выпадения осадков проводилось нормирование (Тикунов, 1997) данных:

$D'_i = (D_i - D_{min}) / (D_{max} - D_{min})$, где D_i , D'_i – исходная и нормированная величины влажного осаждения ТММ в i -ый эпизод осадков соответственно, D_{max} или D_{min} – максимальный и минимальный уровень влажного осаждения ТММ в апреле–мае 2018 или 2019 гг. Тогда *суммарные нормированные влажные осаждения (ND)* в i -ый эпизод осадков можно определить как $\sum D'_{ij}$, где j – все учитываемые ТММ (в нашем случае $j = 1, 2, 3, \dots, 23, 24, 25$). Аналогичным способом проводилось нормирование для данных об интенсивности вымывания ТММ из атмосферы на земную поверхность (NDч). Вариации суммарных нормированных величин влажного осаждения ND и нормированных значений интенсивности вымывания ТММ NDч для апреля–мая отдельно в 2018 г. и 2019 г. приведены на Рис. 2.2.3.11.

В 2018 г. максимумы значений суммарных нормированных влажных осадений растворенных и взвешенных форм ТММ установлены для 17–18 апреля, когда наблюдался один из трех дождей с большим количеством осадков (12.4 мм) (Рис. 2.2.3.11). Эти максимумы также связаны с максимальной высокой концентрацией аэрозоля в апреле–мае 2018 г., наблюдаемого до начала дождя (Chubarova et al., 2019). Повышенные относительно других дней уровни нормированных влажных осадений ТММ наблюдались 17–19 мая, что тоже обусловлено высоким уровнем аэрозольного загрязнения, особенно в приземном слое атмосферы, в предыдущий сухой период (Chubarova et al., 2019), а также большим количеством выпавших осадков (14.9–15.4 мм) и высокой интенсивностью дождей 17–18 мая (самый интенсивный за весь период эксперимента в 2018 г. дождь – 2.9 мм/ч). Во время затяжных дождей, длившихся с небольшими перерывами несколько суток, осадения ТММ значительно снижаются, что характерно для 18–19 и 19–20 мая и 26 апреля, но особенно заметно для 18–19 и 21–22 апреля (Рис. 2.2.3.11). Эти данные подтверждают гипотезу об осаждении основных масс поллютантов в первые часы после начала дождей за счет активного вымывания аэрозолей (Lim et al., 1991).

В 2019 г. характер изменения суммарных нормированных влажных осадений растворенных и взвешенных форм ТММ носит более сложный характер (Рис. 2.2.3.11) из-за частого выпадения осадков (уменьшение бездождливого периода для многих эпизодов), прохождения кратковременных, но объемных дождей, особенно в мае. Максимум влажного осаждения растворенных и взвешенных форм ТММ установлен для 8 мая, высокий уровень – для 30 мая. В эти дни выпадали осадки значительного объема (11.8 и 12.4 мм соответственно) с высокими концентрациями ТММ в них. Локальные максимумы влажного осаждения растворенных форм ТММ характерны также для 2, 9 и 15 мая, взвешенных форм – для 14 апреля.

Нормированная интенсивность вымывания ТММ из атмосферы носит иной характер изменения по сравнению с нормированным осаждением (Рис. 2.2.3.11).

В 2018 г. очень высокая нормированная интенсивность вымывания ТММ (NDч) выявлена для майских праздников (1–6 мая), широко отмечаемых в России, когда преобладала адвекция воздуха с юга и юго-запада.

Начало этого периода (1 мая) характеризуется достаточно низкой интенсивностью вымывания ТММ, однако уже 2 мая она резко возрастает, что обусловлено антропогенной поставкой ТММ в атмосферу при сжигании органических остатков на дачных участках и на территории Ботанического сада МГУ и интенсивным воздействием транспорта из-за большого количества дорожных заторов, образующихся при выезде жителей за пределы города.

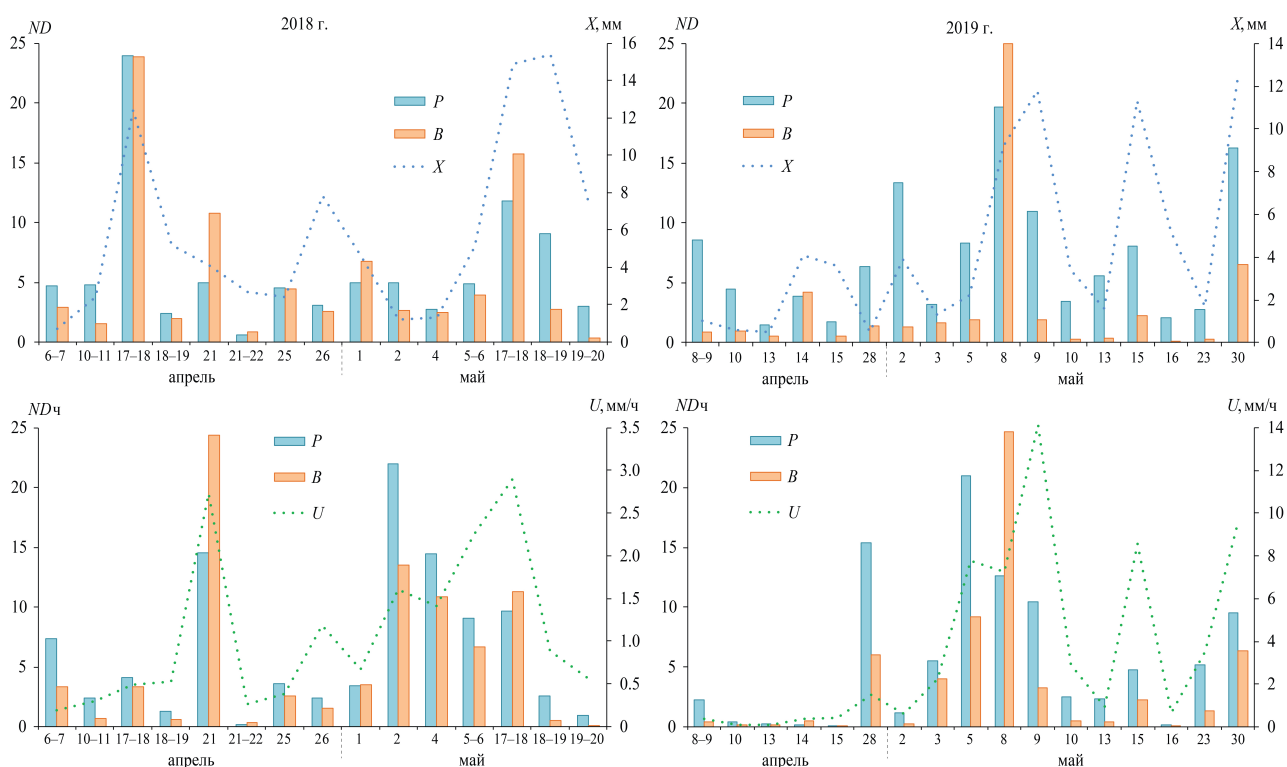


Рис. 2.2.3.11. Суммарные нормированные выпадения (ND) и интенсивности вымывания растворенных (P) и взвешенных (B) форм ТММ из атмосферы (NDч), количество осадков (X, мм) или интенсивность осадков (U, мм/ч) на территории МО МГУ в апреле–мае 2018 и 2019 гг.

Кроме того, увеличение ТММ связано с воздействием лесных пожаров, значительное влияние которых на химический состав атмосферных аэрозолей в Москве во второй половине апреля и начале мая 2018 г. подтверждается данными О. Поповичевой и коллег (Popovicheva et al., 2020). Увеличение интенсивности вымывания ТММ во время майских праздников из-за сжигания биомассы подтверждается ростом в эти дни уровней влажного осаждения K, Rb, Mn, Sn, Sb, As, которые достаточно часто используются в качестве индикаторов регулируемого сжигания биомассы и угля или лесных пожаров (Landing et al., 2010; Samsonov et al., 2012; Grivas et al., 2018). В последующие дни из-за непродолжительных (1–2 ч), но достаточно сильных (1.4–2.2 мм/ч) осадков вымывание ТММ снижается за счет постепенного удаления ТММ из

атмосферного воздуха с осадками. 17–18 мая вымывание ТММ достаточно интенсивно из-за длительного сухого периода (11 дней), когда, особенно в период 13–17 мая в воздухе аккумулировалось большое количество аэрозоля и наблюдались повышенные концентрации РМ10 – в среднем 40 мкг/м^3 (Chubarova et al., 2019).

Высокие уровни НДС также установлены для 21 апреля, когда выпал дождь с наибольшим в апреле–мае 2018 г. уровнем рН, то есть со значительным влиянием на состав дождевой воды твердых частиц. Во время затяжных дождей, длившихся с небольшими перерывами несколько суток, интенсивность вымывания ТММ из атмосферы резко снижается, что отчетливо видно по данным 18–19, 21–22 и 26 апреля, а также 18–19 и 19–20 мая. В эти же периоды происходило резкое изменение концентраций частиц РМ10 в атмосферном воздухе. Так, по данным проводимых на МО МГУ измерений, в период с 11 по 16 апреля наблюдалась максимальное содержание РМ10 за весь период эксперимента – почти 43 мкг/м^3 (Chubarova et al., 2019). Затем с 17 по 22 апреля из-за прохождения дождей и вымывания аэрозолей произошло резкое падение содержания РМ10 до 24 мкг/м^3 , что также обусловило высокие уровни суммарных нормированных влажных осаджений ТММ 17–18 апреля и нормированных величин интенсивности вымывания 21 апреля. С 30 апреля по 5 мая наблюдалась повышенная концентрация РМ10 в воздухе – около 34 мкг/м^3 , резко снизившаяся до 23 мкг/м^3 в период с 6 по 12 мая (Chubarova et al., 2019) из-за прохождения 2, 4 и 5–6 мая коротких, но интенсивных дождей, что послужило причиной высоких нормированных величин интенсивности вымывания ТММ. Аналогичное снижение концентраций РМ10 в воздухе и рост интенсивности вымывания ТММ из атмосферы с дождями характерно для периода 18–20 мая.

В 2019 г. высокие суммарные нормированные интенсивности вымывания растворенных и взвешенных форм ТММ из атмосферы установлены для осадков, выпадавших в конце апреля и во время майских праздников (Рис. 2.2.3.11), когда дождевая вода была сильно обогащена ТММ в результате техногенного воздействия. Локальное увеличение НДС взвешенных и особенно растворенных форм ТММ наблюдалось 15 и 30 мая во время выпадения интенсивных (более 8 мм/ч) дождей.

Таким образом, наибольшие уровни суммарных нормированных влажных осаджений для большинства ТММ в 2018 г. установлены 17–18 апреля и 17–18 мая из-за длительного сухого периода перед этими эпизодами осадков и высоких концентраций аэрозоля в приземном слое и в столбе атмосферы, в 2019 г. – 8 и 30 мая из-за выпадения осадков значительного объема, сильно обогащенных ТММ. Максимальные нормированные величины интенсивности вымывания в 2018 и 2019 гг. наблюдались в конце апреля и во время майских праздников из-за прохождения относительно коротких, но интенсивных осад-

ков и техногенного воздействия.

2.2.3.9 Сравнение уровней влажного осаждения ТММ в Москве с другими территориями

Для снижения влияния характера и интенсивности выпадения осадков и фактора сезонности при сравнении различных территорий между собой более корректно использовать уровни выпадений ($\text{мкг}/\text{м}^2$ в год), рассчитанные по величине объемно взвешенных концентраций ТММ и среднегодового количества осадков: $D_w = X_r \cdot C_w$, где C_w – объемно взвешенная суммарная концентрация ТММ или концентрация растворенной или взвешенной формы химического элемента ($\text{мкг}/\text{л}$), X_r – среднегодовое количество осадков (мм или $\text{л}/\text{м}^2$), принятое для Москвы в объеме $700 \text{ л}/\text{м}^2$ в год.

В Москве дожди являются важным фактором самоочищения атмосферы от поллютантов. В западной части города величина выпадений растворенных форм Al, Mn, Fe, Cu, Zn, Pb, Sb и Bi близко или превышает уровни для других городов мира (Kaaya, Tuncel, 1997; Kim et al., 2000; Al-Momani et al., 2002; Hu, Balasubramanian, 2003; Guo et al., 2014; Xing et al., 2017; Wu et al., 2018). Выпадения Co, Ni, As, Se, Mo, Sn и Cd в Москве ниже, чем в других городах, и близки к территориям пригородов и сельских районов мира (Al-Momani et al., 1998; Conko et al., 2004; Deboudt et al., 2004; Al-Momani, 2008; Sakata, Asakura, 2009; Vuai, Токуама, 2011). Для взвешенных форм Ni, Cu, Pb и Zn характерны более высокие, а для Cd – более низкие уровни выпадений в Москве по сравнению с Анкарой и средиземноморским побережьем Турции (Kaaya, Tuncel, 1997; Al-Momani et al., 1998). Интенсивность суммарных выпадений Cu, Zn, Pb, As и Se в Москве выше, а Cd, Mo и Ni ниже, чем в Анкаре, пригороде Аджлуна или на средиземноморском побережье Турции (Kaaya, Tuncel, 1997; Al-Momani et al., 1998; Al-Momani, 2008).

Таким образом, дожди являются важным фактором самоочищения городской атмосферы от поллютантов. Полученные данные рассчитаны по средне-взвешенным концентрациям ТММ в осадках Москвы за два весенних месяца; в другие сезоны уровни ТММ могут быть значительно ниже (летом из-за эффекта разбавления) или выше (зимой). Так, снег по сравнению с дождевыми осадками является более интенсивным осаждающим агентом по отношению ко многим ТММ, особенно Mn, Al, Cd, Zn, Pb, Mg, Ba, As, Ni, Cu, концентрации которых в 1.5–6.5 раза выше в талой воде зимнего снега по сравнению с летними дождями (Kim et al., 2012). Интенсивность вымывания As, Cd, Cu, Mn, Ni, Pb, Sb и Zn в прибрежных районах Японии зимними осадками в несколько раз выше, чем летними, что объясняется большими скоростями ветра в зимний период по сравнению с летним (Sakata, Asakura, 2009). Поэтому для более полной картины характера и интенсивности вымывания различных форм ТММ с атмосферными осадками в Москве в различные сезоны

необходимо провести более длительные и детальные исследования химического состава осадков, охватывающие все сезоны.

Выводы по Главе 2

В главе 2 представлены результаты аэрозольного эксперимента AeroRad-City, который проводился в Московском регионе и состоял из измерительной кампании и модельных экспериментов, выполненных с помощью химико-транспортной модели COSMO-ART для весеннего периода 2018-2019 гг.

В разделе 2.1, посвященном изучению особенностей московского городского аэрозоля и его влияния на радиационный режим, получены следующие результаты:

- При анализе особенностей взаимосвязей между аэрозольным содержанием в столбе атмосферы (АОТ) и в приземном слое (PM10) выявлены два типа отношений для мелкодисперсного аэрозоля с точкой бифуркации при $PM10 = 50 \text{ мкг/м}^3$. Показано, что высокие концентрации PM10 и высокие значения АОТ наблюдаются преимущественно за счет процессов адвекции. Отсутствие такой закономерности для грубодисперсной фракции АОТ, которая характеризует скорее локальный аэрозоль и не переносится на большие расстояния, подтверждает указанный вывод. В то же время при определенных метеорологических условиях (слабое перемешивание атмосферы, ИРП1) увеличение PM10 происходит преимущественно в нижних слоях при отсутствии роста мелкодисперсной фракции аэрозоля в столбе атмосферы.
- Концентрации ВС имеют тесную связь с концентрациями оксидов азота (коэффициент корреляции – 0.7), что указывает на одни и те же источники их выбросов, главным образом, от неполного сгорания дизельного топлива в двигателях автомобилей. Обнаружена значимая связь моделируемых концентраций ВС и SO₂, не подтверждаемая данными измерений. При этом отмечается существенное завышение модельных концентраций SO₂, что, вероятно, обусловлено слишком высокими эмиссиями диоксида серы по данным TNO2010.
- Разработана методика, позволяющая на основе спутниковых данных и обратных траекторий с дополнительным использованием величины ААЕ по измерениям CIMEL эффективно фильтровать случаи дымового аэрозоля.

- Выявлены случаи неадекватно высоких значений АОТ при моделировании городского аэрозоля в облачных условиях и при росте эмиссии окислов азота.
- Оценка городского загрязнения на основании сравнений с данными измерений на фоновой станции в Звенигороде показала, что средняя модельная и измеренная разница в АОТ550 составляет 0.01, что согласуется с результатами спутниковых оценок (Zhdanova et al., 2020) и ранее полученных данных (Chubarova et al., 2011). Выявлена также общая согласованность приземных концентраций ВС по результатам наблюдений и моделирования, однако модель не воспроизводит низкие (менее 1 мкг/м³) и повышенные (более 4 мкг/м³) концентрации ВС.
- Показано, что рост доли ВС в РМ может соотноситься с уменьшением альбедо однократного рассеяния в столбе атмосферы только в случае хорошего конвективного перемешивания.
- При исследовании аэрозольного воздействия на радиацию в условиях ясного неба выявлено ослабление УФ-излучения до 30–35%, что значительно сильнее, чем ослабление во всем коротковолновом диапазоне, которое составляет 15–20%. Выявлены случаи аномального ослабления УФ радиации в дневное время при относительно низких значениях АОТ, что может быть связано с усилением перемешивания и влиянием загрязнения на фоновые городские условия, в которых расположена МО МГУ.
- Показано, что значительный рост аэрозольного радиационного эффекта на верхней границе атмосферы в период эксперимента с -17 Вт/м^2 до -1 Вт/м^2 обусловлен уменьшением аэрозольной оптической толщины и ростом поглощательной способности аэрозоля.

В разделе 2.2, посвященном изучению атмосферных осадков в городской среде, их минерализации, динамике аэрозольного влажного осаждения и геохимическим процессам, получены следующие результаты:

- Изменчивость содержания взвешенной фракции аэрозоля в дождях коррелирует с содержанием его растворенной фракции, при этом концентрация взвешенной фракции аэрозоля в дождях выше на 20–115% в зависимости от условий выпадения атмосферных осадков. Тесная связь ($r = 0.97$) между содержанием взвешенной фракции и общим содержанием аэрозоля в пробе дождя свидетельствует о том, что влажное аэрозольное осаждение преимущественно (порядка 60%) происходит в

виде нерастворимого осадка. Видно, что при переходе от слабых осадков ($X < 5$ мм) к сильным ($X > 5$ мм) средняя доля взвешенной фракции растет на 3% (от 57% до 60%). Для медианных оценок эта величина увеличивается на 8% - с 58% до 66%. Вероятно, выпадение большего количества осадков приводит к лучшему очищению подоблачного слоя и увеличению доли взвешенной фракции аэрозоля. Наблюдается отчетливая экспоненциальная зависимость убывания содержания взвешенной и растворенной фракции с увеличением количества осадков, что соответствует и ранее установленным закономерностям для растворенной фракции (Еремина и др., 2014). Исключение составляет один случай высокой минерализации при большом количестве осадков 8 мая 2019 г., который, вероятно, связан с пролетом накануне воздушной эскадрильи при подготовке к Параду Победы.

- Содержание взвешенных и растворенных в пробах дождя аэрозолей согласуется с его высоким содержанием, наблюдаемым до начала выпадения осадков. При этом связь с аэрозольной оптической толщиной, характеризующей содержание аэрозоля в столбе атмосферы, является статистически значимой и более тесной, чем связь с приземным содержанием аэрозоля, поскольку процесс его влажного осаждения охватывает нижние слои тропосферы, в которых находится облачная система, а связь АОТ500 с приземными концентрациями не всегда существует.
- Для количественной оценки изменения концентрации приземного аэрозоля предложено использовать экспоненциальную зависимость, в которой экспоненциальный коэффициент аэрозольного вымывания характеризует относительное изменение (уменьшение) концентрации вещества в логарифмическом масштабе в единицу времени. Получено, что влажное осаждение PM10 отчетливо проявляется при концентрации более 10 мкг/м³, экспоненциальный коэффициент вымывания при этом составляют $\alpha(\text{PM10}) = -0.17 \pm 0.09 \text{ ч}^{-1}$. Было показано также, что вымывание черного углерода также наблюдается в случае повышенных начальных концентраций BC = $1.41 \pm 0.38 \text{ мкг/м}^3$, в то время как отсутствие влажного осаждения BC отмечалось при небольших начальных концентрациях BC = $0.57 \pm 0.2 \text{ мкг/м}^3$. Пороговые значения для PM10 и BC, полученные по данным экспериментов, существенно ниже пороговых значений, полученных по результатам численного моделирования.
- По данным численного эксперимента по модели COSMO-ART получено, что для 22 апреля 2018 г. экспоненциальный коэффициент аэрозольного вымывания в целом удовлетворительно согласуется с данными измерений (соответственно $\alpha = -0.18 \text{ ч}^{-1}$, и $\alpha = -0.26 \text{ ч}^{-1}$) при задании больших концентраций взвешенных частиц на границах домена.

- Для весенних дождевых осадков характерна значительная временная неоднородность содержаний ТММ и большая вариабельность концентраций растворенных и взвешенных форм. Содержание большинства ТММ в апрельских дождях больше, чем в майских, что связано с интенсивным воздействием промышленных источников во время отопительного сезона, большим загрязнением атмосферы аэрозолем в апреле и эффектом разбавления при увеличении количества выпадающих осадков в мае. В дождях в 2019 г. концентрации большинства растворенных и взвешенных ТММ были выше, чем в 2018 г. из-за большего содержания твердых частиц в 2019 г.
- В осадках на территории МО МГУ Zr, Sn, Fe, Al, Bi и W находятся преимущественно во взвешенной (нерастворенной), а Sb, Cd, Ca, Zn, Sr и Na в растворенной формах. При затяжных осадках во вторые и последующие сутки резко возрастают доли растворенных форм практически всех ТММ из-за сокращения содержания твердых частиц в осадках при длительном вымывании их из атмосферы. Со снижением величины pH растворенность многих ТММ увеличивается: в кислотных дождях растворенность Pb, Be, Cu, Ba, Mg, Fe, Ni и As на 20–42%, а Na, Al, Sr, Co, Zn, Mn, Se, Cd, W и Ca на 10–20% больше по сравнению с неокислотными.
- Дожди на территории Москвы наиболее сильно обогащены растворенными и взвешенными Sb, Pb, Se, Cd, Zn, Cu, Bi, Mo, а также преимущественно взвешенным W и растворенным Ca. Обогащение весенних дождевых осадков растворенными формами ТММ более выражено, чем взвешенными, из-за очень большого вклада антропогенных источников в содержание растворенной формы большинства ТММ. Для взвешенных форм ТММ растет влияние терригенного материала, выдуваемого с поверхности почв.
- В Москве дожди являются важным фактором самоочищения атмосферы от поллютантов. Максимумы влажного осаждения растворенных и взвешенных форм ТММ установлены в 2018 г. 17–18 апреля и 17–18 мая из-за длительного сухого периода и высоких концентраций аэрозоля в приземном слое и столбе атмосферы, в 2019 г. – 8 и 30 мая из-за выпадения осадков значительного объема. Интенсивные уровни осаждения и вымывания форм ТММ выявлены также для майских праздников (1–9 мая). Во время затяжных дождей, длившихся несколько суток, осаждения ТММ резко снижаются. Для Zr, Sn, Fe, Al, W, Bi, Be, Rb и Ni в среднем за эпизод осадков преобладает осаждение во взвешенной форме, для Sb, Cd, Ca, Zn, Pb, Sr, Na, As, Cu, Ba, Mn, Se и K – преобладает осаждение в растворенной форме.

- В московских осадках концентрации растворенных форм Ni, As, Se и Cd ниже, чем во многих других городах, и близки к уровню этих ТММ в осадках пригородов, сельских территорий и даже фоновых ландшафтов. Это позволяет рекомендовать полученные данные для эколого-геохимического мониторинга в качестве городского фона для оценки загрязнения всей Москвы.

Литература к Главе 2

Алексеев В.А., Алексеев А.В. Химические элементы в геохимических системах. Кларки почв селитебных ландшафтов. — Ростов-на-Дону: Изд-во ЮФУ. — 2013. — 380 с.

Алоян А.Е. Динамика и кинетика газовых примесей и аэрозолей в атмосфере / Курс лекций. — М.: ИВМ РАН. — 2002. — 201 с. — ISBN 5-901854-05-5

Ачкасов А.И., Башаркевич И.Л., Варава К.В., Самаев С.Б. Загрязнение снегового покрова под влиянием противогололедных реагентов // Разведка и охрана недр. — 2006. — № 9–10. — С. 132–137.

Битюкова В.Р., Касимов Н.С., Власов Д.В. Экологический портрет российских городов // Экология и промышленность России. — 2011. — № 4. — С. 6–18.

Битюкова В.Р., Власов Д.В., Дорохова М.Ф., Касимов Н.С., Кислякова Н.Ю., Кириллов П.Л., Кошелева Н.Е., Никифорова Е.М., Петухова Н.В., Рыжов А.В., Савоскул М.С., Саульская Т.Д., Шартова Н.В. Восток — запад Москвы: пространственный анализ социально-экологических проблем / Под ред. Н.С. Касимова. — М.: Геогр. факультет МГУ. — 2016. — 70 с.

Битюкова В.Р., Саульская Т.Д. Изменение антропогенного воздействия производственных зон Москвы в постсоветский период // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5, геогр. — 2017. — № 3. — С. 34–41.

Богатырев Л.Г., Жилин Н.И., Самсонова В.П., Якушев Н.Л., Кириллова Н.П., Бенедиктова А.И., Земсков Ф.И., Карпухин М.М., Ладонин Д.В., Вартанов А.Н., Демин В.В. Многолетний мониторинг снежного покрова в условиях природных и урбанизированных ландшафтов Москвы и Подмосковья // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5, геогр. — 2018. — № 2. — С. 85–96.

Вильфанд Р.М., Кирсанов А.А., Ревокатова А.П., Ривин Г.С., Суркова Г.В. Прогноз перемещения и трансформации загрязняющих веществ в атмосфере с помощью модели COSMO-ART // Метеорология и гидрология. — 2017. — № 5. — С. 31–40 (англ.: Vil'fand R.M., Kirsanov A.A., Revokatova A.P., Rivin G.S., Surkova G.V. Forecasting the Transport and Transformation of Atmospheric Pollutants with the COSMO-ART Model // Russian Meteorology and Hydrology. — 2017. — №5. — pp. 292–298).

Винокуров С.Ф., Петренко Д.Б., Сычкова В.А., Тарасова Н.П. Распределение редкоземельных элементов в пробах снега — чувствительный показа-

тель загрязнения окружающей среды // Доклады Академии наук. — 2014. — Т. 456. — № 3. — С. 320–325.

Винокуров С.Ф., Тарасова Н.П., Трунова А.Н., Сычкова В.А. Комплексный анализ содержания тяжелых, редкоземельных и платиновых элементов в пробах снега для оценки экологической опасности загрязнения воздушной среды городских районов // Доклады Академии наук. — 2017. — Т. 475. — № 1. — С. 76–80.

Власов Д.В., Касимов Н.С., Кошелева Н.Е. Геохимия дорожной пыли (Восточный округ г. Москвы) // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5, геогр. — 2015. — № 1. — С. 23–33.

Власов Д.В., Касимов Н.С. Геохимические аномалии металлов и металлоидов в компонентах ландшафтов в восточной части Москвы: парагенезисы элементов и типология // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5, геогр. — 2016. — № 3. — С. 50–57.

Власов Д.В. Металлы и металлоиды в частицах PM10 дорожной пыли Восточной Москвы // Вестник РУДН. Серия: Экология и безопасность жизнедеятельности. — 2017. — Т. 25. — № 4. — С. 529–539.

Власов Д.В. Металл(оид)ы в торакальной фракции дорожной пыли южной промышленной части Москвы // Экологический мониторинг опасных промышленных объектов: современные достижения, перспективы и обеспечение экологической безопасности населения. — Саратов: Амирит. — 2019. — Ч. 2. — С. 40–44.

Власов Д.В., Шинкарева Г.Л., Касимов Н.С. Металлы и металлоиды в донных отложениях водоемов восточной части Москвы // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5, геогр. — 2019. — № 4. — С. 43–52.

Генихович Е.Л. Разработка мезомасштабной/региональной химической транспортной модели ГГО (ХТМ_ГГО) / Е.Л.Генихович, И.Г. Грачева, А.Д. Зив, Д.Ю. Румянцев // Труды ГГО. — 2016. — Вып. 580. — С. 54–81.

Гигиенические нормативы ГН 2.1.6.3492–17 «Предельно допустимые концентрации (ПДК) загрязняющих веществ в атмосферном воздухе городских и сельских поселений». — 2017.

Голубева Я.И., Матишов Г.Г., Бурцева Л.В. Выпадения тяжелых металлов из атмосферы с осадками в регионе Баренцева моря // Доклады Академии наук. — 2005. — Т. 401. — № 5. — С. 683–686.

Горбаренко Е.В., Еремина И.Д. Изменчивость аэрозолей и химического состава воздушной среды в Москве // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5, геогр. — 2011. — № 4. — С. 31–42.

Гордеев В.В., Лисицын А.П. Геохимическое взаимодействие пресноводной и морской геосфер // Геология и геофизика. — 2014. — Т. 55. — № 5–6. — С. 721–744.

Дикарева Т.В., Румянцев В.Ю. Картографический анализ распростране-

ния растений-аллергенов в России // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5, геогр. — 2015. — № 6. — С. 34–40.

Елпатьевский П.В. Геохимия миграционных потоков в природных и природно - техногенных геосистемах. — М.: Наука. — 1993. — 253 с.

Еремина И.Д., Чубарова Н.Е., Алексеева Л.И., Суркова Г.В. Кислотность и химический состав осадков на территории Московского региона в теплый период года // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5, геогр. — 2014. — № 5. — С. 3–11.

Еремина И.Д., Алоян А.Е., Арутюнян В.О., Ларин И.К., Чубарова Н.Е., Ермаков А.Н. Кислотность и минеральный состав осадков в Москве. Влияние противогололедных реагентов // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. — 2015. — Т. 51. — № 6. — С. 700–709.

Еремина И.Д. Химический состав атмосферных осадков в Москве и тенденции его многолетних изменений // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5, геогр. — 2019. — № 3. — С. 3–10.

Касимов Н.С., Кошелева Н.Е., Власов Д.В., Терская Е.В. Геохимия снежного покрова в Восточном округе Москвы // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5, геогр. — 2012. — № 4. — С. 14–24.

Касимов Н.С., Битюкова В.Р., Малхазова С.М., Кошелева Н.Е., Никифорова Е.М., Шартова Н.В., Власов Д.В., Тимонин С.А., Крайнов В.Н. Регионы и города России: интегральная оценка экологического состояния. — М.: ИП Филимонов М. В. — 2014. — 560 с.

Касимов Н.С., Власов Д.В. Кларки химических элементов как эталоны сравнения в экогеохимии // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5, геогр. — 2015. — № 2. — С. 7–17.

Касимов Н.С., Власов Д.В., Кошелева Н.Е., Никифорова Е.М. Геохимия ландшафтов Восточной Москвы. — М.: АПР. — 2016. — 276 с.

Касимов Н.С., Власов Д.В. Тяжелые металлы и металлоиды в почвах российских городов (по данным ежегодных докладов Росгидромета) // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5, геогр. — 2018. — № 3. — С. 14–22.

Касимов Н.С., Безбердая Л.А., Власов Д.В., Лычагин М.Ю. Металлы, металлоиды и бенз(а)пирен в микрочастицах почв и дорожной пыли Алушты // Почвоведение. — 2019. — № 12. — С. 1524–1538.

Кетрис М.П., Юдович Я.Э. Токсичные элементы-примеси в углях. — Екатеринбург: УрО РАН. — 2005. — 648 с.

Климат Москвы в условиях глобального потепления: Монография / Под ред. А.В. Кислова. — М.: Изд-во Моск. ун-та. — 2017. — 288 с.

Кокорин А.О., Политов С.В. Поступление загрязняющих веществ из атмосферы с осадками в Южном Прибайкалье // Метеорология и гидрология. — 1991. — №1. — С. 48–54.

Копейкин В.М. и др. Изменчивость сажевого и субмикронного аэрозоля в Московском регионе в 2014–2016 гг. // Оптика атмосферы и океана. — 2018.

— Т. 31. — № 1. — С. 5–10.

Кошелева Н.Е., Касимов Н.С., Власов Д.В. Влияние геохимических барьеров на накопление тяжелых металлов в городских почвах // Доклады Академии Наук. — 2014. — Т. 458. — № 2. — С. 220–224.

Кошелева Н.Е., Касимов Н.С., Власов Д.В. Факторы накопления тяжелых металлов и металлоидов на геохимических барьерах в городских почвах // Почвоведение. — 2015. — № 5. — С. 536–553.

Кошелева Н.Е., Касимов Н.С., Власов Д.В., Никифорова Е.М. Критические нагрузки бенз(а)пирена на городские почвы // Доклады Академии Наук. — 2017. — Т. 472. — № 2. — С. 210–214.

Кошелева Н.Е., Власов Д.В., Корляков И.Д., Касимов Н.С. Влияние застройки на загрязнение городских почв тяжелыми металлами // Вестник Пермского нац. исслед. политех. ун-та. Прикладная экология. Урбанистика. — 2018. — № 1. — С. 36–55.

Кошелева Н.Е., Дорохова М.Ф., Кузьминская Н.Ю., Рыжов А.В., Касимов Н.С. Влияние автотранспорта на экологическое состояние почв в Западном округе Москвы // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5, геогр. — 2018. — № 2. — С. 16–27.

Кузнецова И.Н., Шалыгина И.Ю. и др. Неблагоприятные для качества воздуха метеорологические факторы // Тр. Гидромет. НИЦ РФ. — 2014. — Вып. 351. — С. 154–172.

МГЭИК. Изменение климата, 2013 г.: Физическая научная основа. Вклад Рабочей группы I в Пятый доклад об оценке Межправительственной группы экспертов по изменению климата. [Стоккер Т.Ф., Цинь Д., Платтнер Дж.-К., Тигнор М., Аллен С.К., Бошунг Дж., Науэлс А., Ся Ю., Бекс В и Мидглей П.М. (ред.)]. Кембридж Университи Пресс, Кембридж, Соединенное Королевство и Нью-Йорк, США. — 2013. — 996 с.

Никифорова Е.М., Кошелева Н.Е., Власов Д.В. Мониторинг засоления снега и почв Восточного округа Москвы противогололедными смесями // Фундаментальные исследования. — 2014. — № 11–2. — С. 340–347.

НСАМ № 499 АЭС/МС. Определение элементного состава горных пород, почв, грунтов и донных отложений атомно-эмиссионным с индуктивно связанной плазмой и масс-спектральным с индуктивно связанной плазмой методами. — Москва. — 2015.

НСАМ № 520 АЭС/МС. Определение элементного состава природных, питьевых, сточных и морских вод атомно-эмиссионным и масс-спектральным методами с индуктивно связанной плазмой. — Москва. — 2017.

Перельман А.И., Касимов Н.С. Геохимия ландшафта. — М.: Астрей-2000. — 1999. — 768 с.

Ревич Б.А. Мелкодисперсные взвешенные частицы в атмосферном воздухе и их воздействие на здоровье жителей мегаполисов // ПЭММЭ. — 2018.

— Т. 29. — № 3. — С. 53–78.

Семенец Е.С., Свистов П.Ф., Талаш А.С. Химический состав атмосферных осадков Российского Заполярья // Известия Томского политех. ун-та. Инжиниринг георесурсов. — 2017. — Т. 328. — № 3. — С. 27–36.

Соколов Л.С., Астрахан Е.Д. Загрязнение территории Москвы металлами // Природа. — 1993. — № 7. — С. 68–73.

Тикунов В.С. Моделирование в картографии. — М.: Изд-во МГУ. — 1997. — 405 с.

Удачин В.Н., Джейджи М., Аминов П.Г., Лонцакова Г.Ф., Филиппова К.А., Дерягин В.В., Удачина Л.Г. Химический состав атмосферных осадков Южного Урала // Естественные и технические науки. — 2010. — № 6 (50). — С. 304–311.

Чубарова Н.Е., Незваль Е.И., Беликов И.Б., Горбаренко Е.В., Еремина И.Д., Жданова Е.Ю., Корнева И.А., Константинов П.И., Локощенко М.А., Скороход А.И., Шиловцева О.А. Климатические и экологические характеристики московского мегаполиса за 60 лет по данным Метеорологической обсерватории МГУ // Метеорология и гидрология. — 2014. — № 9. — С. 49–64.

Чудаева В.А., Чудаев О.В., Юрченко С.Г. Особенности химического состава атмосферных осадков на юге Дальнего Востока // Водные ресурсы. — 2008. — Т. 35. — №1. — С. 60–71.

Шевченко В.П., Волков В.А., Новигатский А.Н., Саввичев А.С. Вертикальные потоки нерастворимых аэрозольных частиц в воздушном бассейне Москвы // Мат-лы Междунар. конф. «Геохимия биосферы». — М.-Смоленск. — 2006. — С. 927–931.

Янченко Н.И., Яскина О.Л. Особенности химического состава снежного покрова и атмосферных осадков в городе Братске // Известия Томского политех. ун-та. — 2014. — Т. 324. — № 3. — С. 27–35.

Achad M., Caumo S., Vasconcellos P.D.C., Bajano H., Gomez D., Smichowski P. Chemical markers of biomass burning: Determination of levoglucosan, and potassium in size-classified atmospheric aerosols collected in Buenos Aires, Argentina by different analytical techniques // Microchemical Journal. — 2018. — Vol. 139. — P. 181–187.

Adachi K., Tainosho Y. Characterization of heavy metal particles embedded in tire dust // Environment International. — 2004. — Vol. 30. — P. 1009–1017.

Al-Momani I.F., Aygun S., Tuncel G. Wet deposition of major ions and trace elements in the eastern Mediterranean basin // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. — 1998. — Vol. 103. — P. 8287–8299.

Al-Momani I.F., Ya'qoub A.-R.A., Al-Bataineh B.M. Atmospheric deposition of major ions and trace metals near an industrial area, Jordan // Journal of Environmental Monitoring. — 2002. — Vol. 4. — P. 985–989.

Al-Momani I.F. Wet and dry deposition fluxes of inorganic chemical species

at a rural site in Northern Jordan // Archives of Environmental Contamination and Toxicology. — 2008. — Vol. 55. — P. 558–565.

Albrecht B.A. Aerosols, Cloud Microphysics, and Fractional Cloudiness // Science. — 1989. — Vol. 245. — No. 4923. — P. 1227–1230.

Alves C.A., Gomes J., Nunes T., Duarte M., Calvo A., Custódio D., Pio C., Karanasiou A., Querol X. Size-segregated particulate matter and gaseous emissions from motor vehicles in a road tunnel // Atmospheric Research. — 2015. — Vol. 153. — P. 134–144.

Alves C.A., Evtyugina M., Vicente A.M.P., Vicente E.D., Nunes T.V., Silva P.M.A., Duarte M.A.C., Pio C.A., Amato F., Querol X. Chemical profiling of PM10 from urban road dust // Science of the Total Environment. — 2018. — Vol. 634. — P. 41–51.

Amato F., Pandolfi M., Viana M., Querol X., Alastuey A., Moreno T. Spatial and chemical patterns of PM10 in road dust deposited in urban environment // Atmospheric Environment. — 2009. — Vol. 43. — P. 1650–1659.

Amato F., Pandolfi M., Moreno T., Furger M., Pey J., Alastuey A., Bukowiecki N., Prevot A.S.H., Baltensperger U., Querol X. Sources and variability of inhalable road dust particles in three European cities // Atmospheric Environment. — 2011. — Vol. 45. — P. 6777–6787.

Apeageyi E., Bank M.S., Spengler J.D. Distribution of heavy metals in road dust along an urban-rural gradient in Massachusetts // Atmos. Environ. — 2011. — Vol. 45. — P. 2310–2323.

Bachmann J. Black Carbon: A Science/Policy Primer // Arlington, VA: Pew Center on Global Climate Change. — 2009.

Baez A., Belmont R., García R., Padilla H., Torres M.D.C. Chemical composition of rainwater collected at a southwest site of Mexico City, Mexico // Atmospheric Research. — 2007. — Vol. 86. — Iss. 1. — P. 61–75.

Başak B., Alagha O. The chemical composition of rainwater over Büyükçekmece Lake, Istanbul // Atmospheric Research. — 2004. — Vol. 71. — P. 275–288.

Basha S., Jhala J., Thorat R., Goel S., Trivedi R., Shah K., Menon G., Gaur P., Mody K.H., Jha B. Assessment of heavy metal content in suspended particulate matter of coastal industrial town, Mithapur, Gujarat, India // Atmospheric Research. — 2010. — Vol. 97. — P. 257–265.

Bayramoğlu Karşı M.B., Yenisoy-Karakaş S., Karakaş D. Investigation of wash-out and rainout processes in sequential rain samples // Atmospheric Environment. — 2018. — Vol. 190. — P. 53–64.

Bencharif-Madani F., Ali-Khodja H., Kemmouche A., Terrouche A., Lokorai K., Naidja L., Bouziane M. Mass concentrations, seasonal variations, chemical compositions and element sources of PM10 at an urban site in Constantine, northeast Algeria // Journal of Geochemical Exploration. — 2019. — Vol. 206. — Article ID: 106356. DOI: 10.1016/j.gexplo.2019.106356

Berg T., Røyset O., Steinnes E. Trace elements in atmospheric precipitation at Norwegian background stations (1989-1990) measured by ICP-MS // *Atmospheric Environment*. — 1994. — Vol. 28. — No 21. — P. 3519–3536.

Borsato A., Johnston V.E., Frisia S., Miorandi R., Corradini F. Temperature and altitudinal influence on karst dripwater chemistry: Implications for regional-scale palaeoclimate reconstructions from speleothems // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. — 2016. — Vol. 177. — P. 275–297.

Carey I.M. et al. Traffic pollution and the incidence of cardiorespiratory outcomes in an adult cohort in London // *Occup. Environ. Med.* — 2016. — Vol. 73. — No. 12. — P. 849-856.

Cerqueira M.R.F., Pinto M.F., Derossi I.N., Esteves W.T., Santos M.D.R., Matos M.A.C., Lowinsohn D., Matos R.C. Chemical characteristics of rainwater at a southeastern site of Brazil // *Atmospheric Pollution Research*. — 2014. — Vol. 5. — P. 253–261.

Chance R., Jickells T.D., Baker A.R. Atmospheric trace metal concentrations, solubility and deposition fluxes in remote marine air over the south-east Atlantic // *Marine Chemistry*. — 2015. — Vol. 177. — P. 45–56.

Chen X.C., Zhang Z.S., Engling G., Zhang R.J., Tao J., Lin M., Sang X.F., Chan C.Y., Li S.Y. and Li Y.P. Characterization of Fine Particulate Black Carbon in Guangzhou, a Megacity of South China // *Atmospheric Pollution Research*. — 2014. — Vol. 5. — № 3. — P. 361–370.

Cheng M.-C., You C.-F. Sources of major ions and heavy metals in rainwater associated with typhoon events in southwestern Taiwan // *Journal of Geochemical Exploration*. — 2010. — Vol. 105. — P. 106–116.

Cheng X., Huang Y., Zhang S.-P., Ni S.-J., Long Z.-J. Characteristics, sources, and health risk assessment of trace elements in PM₁₀ at an urban site in Chengdu, Southwest China // *Aerosol and Air Quality Research*. — 2018. — Vol. 18. — P. 357–370.

Chon K., Kim Y., Bae D.H., Cho J. Confirming anthropogenic influences on the major organic and inorganic constituents of rainwater in an urban area // *Drinking Water Engineering and Science*. — 2015. — Vol. 8. — P. 35–48.

Christian T., Yokelson R., Cardenas B., Molina L., Engling G., Hsu S.-C. Trace gas and particle emissions from domestic and industrial biofuel use and garbage burning in Central Mexico // *Atmos. Chem. Phys.* — 2010. — Vol. 10. — P. 565–584.

Chubarova N. Y. Seasonal distribution of aerosol properties over Europe and their impact on UV irradiance // *Atmos. Meas. Tech.* — 2009. — Vol. 2. № 2. — P. 593-608. DOI: 10.5194/amt-2-593-2009.

Chubarova N., Smirnov A., Holben B.N. Aerosol properties in Moscow according to 10 years of AERONET measurements at the Meteorological Observatory of Moscow State University // *Geography, Environment, Sustainability*. — 2011.

— Vol. 4. — No. 1. — P. 19–32.

Chubarova N., Nezval' Ye, Sviridenkov I., Smirnov A., and Slutsker I. Smoke aerosol and its radiative effects during extreme fire event over Central Russia in summer 2010 // *Atmos. Meas. Tech.* — 2012. — Vol. 5. — P. 557–568.

Chubarova N., Sviridenkov M., Kopeikin V., Emilenko A., Verichev K., Skorokhod A., Semutnikova E. 3rd Meeting on Pan-Eurasian Experiment (PEEX), Hyytiala, 26–28 August 2013. — 2013.

Chubarova N., Poliukhov A., and Gorlova I. Long-term variability of aerosol optical thickness in eastern Europe over 2001–2014 according to the measurements at the Moscow MSU MO AERONET site with additional cloud and NO₂ correction // *Atmos. Meas. Tech.* — 2016. — Vol. 9. — № 2. — P. 313–334.

Chubarova N., Poliukhov A., Shatunova M. et al. Clear-sky radiative and temperature effects of different aerosol climatologies in the Cosmo model // *Geography, Environment, Sustainability.* — 2018. — Vol. 11. — № 1. — P. 74–84.

Chubarova N.E., Androsova E.E., Kirsanov A.A., Vogel B., Vogel H., Popovicheva O.B., Rivin G.S. Aerosol and its radiative effects during the AERORADCITY 2018 Moscow experiment // *Geography, Environment, Sustainability.* — 2019. — Vol. 12. — Iss. 4. — P. 114–131.

Cizmecioğlu S.C., Muezzinoglu A. Solubility of deposited airborne heavy metals // *Atmospheric Research.* — 2008. — Vol. 89. — Iss. 4. — P. 396–404.

Conko K.M., Rice K.C., Margaret M.M., Kennedy M. Atmospheric wet deposition of trace elements to a suburban environment, Reston, Virginia, USA // *Atmospheric Environment.* — 2004. — Vol. 38. — Iss. 24. — P. 4025–4033.

Connan O., Maro D., Hebert D., Rroupsard P., Goujon R., Letellier B., Le Cavelier S. Wet and dry deposition of particles associated metals (Cd, Pb, Zn, Ni, Hg) in a rural wetland site, Marais Vernier, France // *Atmospheric Environment.* — 2013. — Vol. 67. — P. 394–403.

Deboudt K., Flament P., Bertho M.-L. Cd, Cu, Pb and Zn concentrations in atmospheric wet deposition at a coastal station in Western Europe // *Water, Air, and Soil Pollution.* — 2004. — Vol. 151. — P. 335–359.

Demetriades A., Birke M. Urban geochemical mapping manual: sampling, sample preparation, laboratory analysis, quality control check, statistical processing and map plotting. — Brussels: EuroGeoSurveys. — 2015. — 162 p.

Di Marco V., Tapparo A., Badocco D., D'Aronco S., Pastore P., Giorio C. Metal ion release from fine particulate matter sampled in the Po valley to an aqueous solution mimicking fog water: kinetics and solubility // *Aerosol and Air Quality Research.* — 2020. — Vol. 20. — P. 720–729.

Diapouli E. et al. Annual variability of Black Carbon concentrations originating from biomass and fossil fuel combustion for the suburban aerosol in Athens, Greece // *Atmosphere.* — 2017. — Vol. 8. — № 12. — P. 234.

Dubovik O. and King M.D. A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from sun and sky radiance measurements // *J. Geophys. Res.* — 2000. — Vol. 105. — P. 20673-20696.

Dubovik O., Holben B., Eck T. F. et al. Variability of Absorption and Optical Properties of Key Aerosol Types Observed in Worldwide Locations // *J. Atmos. Sci.* — 2002. — Vol. 59. — P. 590–608.

Elansky N.F., Ponomarev N.A., Verevkin Y.M. Air quality and pollutant emissions in the Moscow megacity in 2005–2014 // *Atmospheric Environment.* — 2018. — Vol. 175. — P. 54–64.

Emilenko A.C., Geng-Chen W., Kopeikin V.M., Isakov A.A. Urban and regional classes of aerosol taking Beijing and Moscow as examples // *Proc. SPIE 10833, 24th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics, 108334T.* — 2018.

Fabretti J.-F., Sauret N., Gal J.-F., Maria P.-C., Schärer U. Elemental characterization and source identification of PM_{2.5} using Positive Matrix Factorization: The Malraux road tunnel, Nice, France // *Atmospheric Research.* — 2009. — Vol. 94. — P. 320–329.

Gallorini M. Trace elements in atmospheric pollution processes: the contribution of neutron activation analysis // *Aerosol chemical processes in the environment* / Ed. by K.R. Spurny. — Boca Raton: CRC Press. — 2000. — P. 431–455.

Galloway J.N., Thornton J.D., Norton S.A., Volchok H.L. McLean R.A.N. Trace metals in atmospheric deposition: a review and assessment // *Atmospheric Environment.* — 1982. — Vol. 16. — No 7. — P. 1677–1700.

Garcia R., del Torres Ma L., Padilla H., Belmont R., Azpra E., Arcega-Cabrera F., Baez A. Measurement of chemical elements in rain from Rancho Viejo, a rural wooded area in the State of Mexico, Mexico // *Atmospheric Environment.* — 2006. — Vol. 40. — P. 6088–6100.

Garland R., Yang H., Schmid O., Rose D., et al. Aerosol optical properties in a rural environment near the mega-city Guangzhou, China: implications for regional air pollution, radiative forcing and remote sensing // *Atmos. Chem. Phys.* — 2008. — Vol. 8. — P. 5161-5186. DOI: 10.5194/acp-8-5161-2008.

Garnaud S., Mouchel J.-M., Chebbo G., Thevenot D.R. Heavy metal concentrations in dry and wet atmospheric deposits in Paris district: comparison with urban runoff // *Science of the Total Environment.* — 1999. — Vol. 235. — P. 235–245.

Giles D. et al. Advancements in the Aerosol Robotic Network (AERONET) Version 3 database — automated near-real-time quality control algorithm with improved cloud screening for Sun photometer aerosol optical depth (AOD) measurements // *Atmos. Meas. Tech.* — 2019. — Vol. 12. — P. 69–209.

Gong, X., Zhang, C., Chen, H., Nizkorodov, S. A., Chen, J., and Yang, X.: Size distribution and mixing state of black carbon particles during a heavy air

pollution episode in Shanghai // *Atmos. Chem. Phys.* — 2016. — Vol. 16. — P. 5399–5411. DOI: 10.5194/acp-16-5399-2016.

Gorchakov G. et al. Air Pollution in Moscow Megacity // *Advanced Topics in Environmental Health and Air Pollution Case Studies* / ed. Moldoveanu A. InTech. — 2011.

Graßl, H. Possible changes of planetary albedo due to aerosolparticles, in *Man's Impact on Climate*, edited by: W. Bach, J. Pankrath, and W. Kellogg // Elsevier, New York. — 1979.

Grigoratos T., Samara C., Voutsas D., Manoli E., Kouras A. Chemical composition and mass closure of ambient coarse particles at traffic and urban-background sites in Thessaloniki, Greece // *Environmental Science and Pollution Research.* — 2014. — Vol. 21. — P. 7708–7722.

Grigoratos T., Martini G. Brake wear particle emissions: a review // *Environmental Science and Pollution Research.* — 2015. — Vol. 22. — Iss. 4. — P. 2491–2504.

Grivas G., Cheristanidis S., Chaloulakou A., Koutrakis P., Mihalopoulos N. Elemental composition and source apportionment of fine and coarse particles at traffic and urban background locations in Athens, Greece // *Aerosol and Air Quality Research.* — 2018. — Vol. 18. — P. 1642–1659.

Gunawardena J., Egodawatta P., Ayoko G.A., Goonetilleke A. Atmospheric deposition as a source of heavy metals in urban stormwater // *Atmospheric Environment.* — 2013. — Vol. 68. — P. 235–242.

Guo J., Kang S., Huang J., Zhang Q., Tripathi L., Sillanpää M. Seasonal variations of trace elements in precipitation at the largest city in Tibet, Lhasa // *Atmospheric Research.* — 2014. — Vol. 153. — P. 87–97.

Hagino H., Oyama M., Sasak S. Laboratory testing of airborne brake wear particle emissions using a dynamometer system under urban city driving cycles // *Atmospheric Environment.* — 2016. — Vol. 161 — P. 269–278.

Hansen J., Sato M., Ruedy R. Radiative forcing and climate response // *J. Geophys. Res.* — 1997. — Vol. 102. — P. 6831–6864.

Heal M.R., Hibbs L.R., Agius R.M., Beverland L.J. Total and water-soluble trace metal content of urban background PM₁₀, PM_{2.5} and black smoke in Edinburgh, UK // *Atmospheric Environment.* — 2005. — Vol. 39. — Iss. 8. — P. 1417–1430.

Holben B.N., Eck T.F., Slutsker I., Tanre D. et al. AERONET — A federated instrument network and data archive for aerosol characterization // *Rem. Sens. of Environ.* — 1998. — Vol. 66. — № 1. — P. 1-16.

Hu G.-P., Balasubramanian R. Wet deposition of trace elements in Singapore // *Water, Air, and Soil Pollution.* — 2003. — Vol. 144. — P. 285–300.

Hulskotte J.H.J., Roskam G.D., Denier van der Gon H.A.C. Elemental composition of current automotive braking materials and derived air emission factors // *Atmospheric Environment.* — 2014. — Vol. 99. — P. 436–445.

Hwang G., Gomez-Flores A., Bradford S.A., Choi S., Jo E., Kim S.B., Tong M., Kim H. Analysis of stability behavior of carbon black nanoparticles in ecotoxicological media: Hydrophobic and steric effects // *Colloids and Surfaces A: Physicochemical and Engineering Aspects*. — 2018. — Vol. 554. — P. 306-316.

DOI: 10.1016/j.colsurfa.2018.06.049

IPCC. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA. — 2007. — 996 pp.

IPCC. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA. — 2013. — 1535 pp.

Jain S., Sharma S.K., Mandal T.K., Saxena M. Source apportionment of PM10 in Delhi, India using PCA/APCS, UNMIX and PMF // *Particuology*. — 2018. — Vol. 37. — P. 107–118.

Jeong C.-H., Wang J.M., Hilker N., Debosz J., Sofowote U., Su Y., Noble M., Healy R.M., Munoz T., Dabek-Zlotorzynska E., Celo V., White C., Audette C., Herod D., Evans G.J. Temporal and spatial variability of traffic-related PM2.5 sources: Comparison of exhaust and non-exhaust emissions // *Atmospheric Environment*. — 2019. — Vol. 198. — P. 55–69.

Jung G.-B., Kim M.-K., Lee J.-S., Kim W.-I., Ko B.-G., Kang K.-K., Kwon S.I. Wet deposition of heavy metals during farming season in Taean, Korea // *Korean Journal of Environmental Agriculture*. — 2011. — Vol. 30. — No 2. — P. 153–159.

Kamani H., Hoseini M., Safari G.H., Jaafari J., Mahvi A.H. Study of trace elements in wet atmospheric precipitation in Tehran, Iran // *Environmental Monitoring and Assessment*. — 2014. — Vol. 186. — P. 5059–5067.

Kamei-Ishikawa N., Yoshida D., Ito A., Umita T. Cesium and strontium loads into a combined sewer system from rainwater runoff // *Journal of Environmental Management*. — 2016. — Vol. 183. — P. 1041–1049.

Kara M., Dumanoglu Y., Altioek H., Elbir T., Odabasi M., Bayram A. Seasonal and spatial variations of atmospheric trace elemental deposition in the Aliaga industrial region, Turkey // *Atmospheric Research*. — 2014. — Vol. 149. — P. 204–216.

Kasimov N.S., Kosheleva N.E., Nikiforova E.M., Vlasov D.V. Benzo[a]pyrene in urban environments of eastern Moscow: pollution levels and critical loads // *Atmos. Chem. Phys.* — 2017. — Vol. 17. — P. 2217–2227.

Kasimov N.S., Kosheleva N.E., Vlasov D.V., Nabelkina K.S., Ryzhov A.V.

Physicochemical properties of road dust in Moscow // *Geography, Environment, Sustainability*. — 2019. — Vol. 12. — No 4. — P. 96–113.

Kasimov N.S., Vlasov D.V., Kosheleva N.E. Enrichment of road dust particles and adjacent environments with metals and metalloids in eastern Moscow // *Urban Climate*. — 2020 (in press).

Kaya G., Tuncel G. Trace element and major ion composition of wet and dry deposition in Ankara, Turkey // *Atmospheric Environment*. — 1997. — Vol. 31. — P. 3985–3998.

Kim G., Scudlark J.R., Church T.M. Atmospheric wet deposition of trace elements to Chesapeake and Delaware Bays // *Atmospheric Environment*. — 2000. — Vol. 34. — P. 3437–3444.

Kim J.-E., Han Y.-J., Kim P.-R., Holsen T.M. Factors influencing atmospheric wet deposition of trace elements in rural Korea // *Atmospheric Research*. — 2012. — Vol. 116. — P. 185–194.

Kirchstetter T.W., Novakov T., Hobbs P. V. Evidence that the spectral dependence of light absorption by aerosols is affected by organic carbon // *J. Geophys. Res.* — 2004. — Vol. 109. — D21208.

Koepke P., Hess M., Schult I., Shettle E.P. Global Aerosol Data Set // Report No. 243, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg. — 1997.

Kong S., Lu B., Ji Y., Zhao X., Bai Z., Xu Y., Liu Y., Jiang H. Risk assessment of heavy metals in road and soil dusts within PM_{2.5}, PM₁₀ and PM₁₀₀ fractions in Dongying city, Shandong Province, China // *Journal of Environmental Monitoring*. — 2012. — Vol. 14. — P. 791–803.

Kosheleva N.E., Vlasov D.V., Korlyakov I.D., Kasimov N.S. Contamination of urban soils with heavy metals in Moscow as affected by building development // *Science of the Total Environment*. — 2018. — Vol. 636. — P. 854–863.

Koulousaris M., Aloupi M., Angelidis M.O. Total metal concentrations in atmospheric precipitation from the Northern Eegean sea // *Water, Air, and Soil Pollution*. — 2009. — Vol. 201. — P. 389–403.

Kozlov V., Panchenko M. and Yausheva E. Diurnal Variations of the Submicron Aerosol and Black Carbon in the near-Ground Layer // *Atmos. Ocean. Opt.* — 2011. Vol. 24. — №1. — P. 30–38.

Kumar S., Aggarwal S.G., Gupta P.K., Kawamura K. Investigation of the tracers for plastic-enriched waste burning aerosols // *Atmospheric Environment*. — 2015. — Vol. 108. — P. 49–58.

Kyllönen K., Karlsson V., Ruoho-Airola T. Trace element deposition and trends during a ten year period in Finland // *Science of the Total Environment*. — 2009. — Vol. 407. — P. 2260–2269.

Landing W.M., Caffrey J.M., Nolek S.D., Gosnell K.J., Parker W.C. Atmospheric wet deposition of mercury and other trace elements in Pensacola, Florida // *Atmospheric Chemistry and Physics*. — 2010. — Vol. 10. — P. 4867–4877.

Lanzerstorfer C. Heavy metals in the finest size fractions of road-deposited sediments // *Environmental Pollution*. — 2018. — Vol. 239. — P. 522–531.

Lanzerstorfer C., Logiewa A. The upper size limit of the dust samples in road dust studies: benefits of a combined sieving and air classification sample preparation procedure // *Environmental Pollution*. — 2019. — Vol. 245. — P. 1079–1085.

Lebedev A.T., Polyakova O.V., Mazur D.M., Bol'shov M.A., Seregina I.F. Estimation of contamination of atmosphere of Moscow in winter // *Journal of Analytical Chemistry*. — 2012. — Vol. 67. — No. 14. — P. 1039–1049.

Li M. et al. Impacts of aerosol-radiation feedback on local air quality during a severe haze episode in Nanjing megacity, eastern China // *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*. — 2017. — Vol. 69. — № 1. — P. 1339–1348.

Lim B., Jickells T., Davies T. Sequential sampling of particles, major ions and total trace metals in wet deposition // *Atmospheric Environment*. — 1991. — Vol. 25. — P. 745–762.

Liu C., Chung C. E., Yin Y., and Schnaiter M. The absorption Ångström exponent of black carbon: from numerical aspects // *Atmos. Chem. Phys.* — 2018. — Vol. 18. — №9. — P. 6259–6273. DOI: 10.5194/acp-18-6259-2018.

Lu F, Xu D., Cheng Y., Dong S., Guo C., Jiang X. Systematic review and meta-analysis of the adverse health effects of ambient PM 2.5 and PM 10 pollution in the Chinese population // *Environ. Res.* — 2015. — Vol. 136. — P. 196–204.

Lynam M.M., Dvonch J.T., Barres J.A., Morishita M., Legge A., Percy K. Oil sands development and its impact on atmospheric wet deposition of air pollutants to the Athabasca Oil Sands Region, Alberta, Canada // *Environmental Pollution*. — 2015. — Vol. 206. — P. 469–478.

Ma C.-J., Kang G.-U. Particle scavenging properties of rain clarified by a complementary study with bulk and semi-bulk samples // *Journal of Korean Society for Atmospheric Environment*. — 2018. — Vol. 34. — No 1. — P. 177–186.

Ma Y., Tang Y., Xu H., Zhang X., Liu H., Wang S., Zhang W. Bulk/wet deposition of trace metals to rural, industrial, and urban areas in the Yangtze River Delta, China // *Ecotoxicology and Environmental Safety*. — 2019. — Vol. 169. — P. 185–191.

Minguillón M., Querol X., Baltensperger U., Prévôt A. Fine and coarse PM composition and sources in rural and urban sites in Switzerland: local or regional pollution? // *Science of the Total Environment*. — 2012. — Vol. 427–428. — P. 191–202.

Morera-Gómez Y., Alonso-Hernández C.M., Santamaria J.M., Elustondo D., Lasheras E., Widory D. Levels, spatial distribution, risk assessment, and sources of environmental contamination vectored by road dust in Cienfuegos (Cuba) revealed by chemical and C and N stable isotope compositions // *Environmental Science and Pollution Research*. — 2020. — Vol. 27. — P. 2184–2196.

Morselli L., Olivieri P., Brusori B., Passarini F. Soluble and insoluble fractions of heavy metals in wet and dry atmospheric depositions in Bologna, Italy // *Environmental Pollution*. — 2003. — Vol. 124. — P. 457–469.

Morselli L., Brusori B., Passarini F., Bernardi E., Francaviglia R., Gataleta L., Marchionni M., Aromolo R., Benedetti A., Olivieri P. Heavy metals monitoring at a Mediterranean natural ecosystem of Central Italy. Trends in different environmental matrixes // *Environmental International*. — 2004. — Vol. 30. — P. 173–181.

Naimabadi A., Shirmardi M., Maleki H., Teymouri P., Goudarzi G., Shahsavani A., Sorooshian A., Babaei A.A., Mehrabi N., Baneshi M.M., Zarei M.R., Lababpour A., Ghozikali M.G. On the chemical nature of precipitation in a populated Middle Eastern Region (Ahvaz, Iran) with diverse sources // *Ecotoxicology and Environmental Safety*. — 2018. — Vol. 163. — P. 558–566.

Nazzal Y., Rosen M.A., Al-Rawabden A.M. Assessment of metal pollution in urban road dusts from selected highways of the Greater Toronto Area in Canada // *Environmental Monitoring and Assessment*. — 2013. — Vol. 185. — P. 1847–1858.

Nganje T.N., Hursthouse A.S., Edet A., Stirling D., Adamu C.I. Assessment of the health risk, aesthetic and agricultural quality of rainwater, surface water and groundwater in the shale bedrock areas, Southeastern Nigeria // *Water Quality, Exposure and Health*. — 2015. — Vol. 7. — P. 153–178.

Niyobuhungiro R.V., von Blottnitz H. Investigation of arsenic airborne in particulate matter around caterers' wood fires in the Cape Town region // *Aerosol and Air Quality Research*. — 2013. — Vol. 13. — P. 219–224.

O'Neill N.T., Dubovik O., Eck T.F. Modified Angstrom exponent for the characterization of submicrometer aerosols // *App. Opt.* — 2001. — Vol. 40. — No. 15. — P. 2368–2374.

Özsoy T., Örnektekin S. Trace elements in urban and suburban rainfall, Mersin, Northeastern Mediterranean // *Atmospheric Research*. — 2009. — Vol. 94. — Iss. 2. — P. 203–219.

Pacyna J.M., Pacyna E.G. An assessment of global and region emissions of trace metals to the atmosphere from anthropogenic sources worldwide // *Environmental Reviews*. — 2001. — Vol. 9. — P. 269–298.

Padoan E., Malandrino M., Giacomino A., Grosa M.M., Lollobrigida F., Martini S., Abollino O. Spatial distribution and potential sources of trace elements in PM10 monitored in urban and rural sites of Piedmont Region // *Chemosphere*. — 2016. — Vol. 145. — P. 495–507.

Padoan E., Romè C., Ajmone-Marsan F. Bioaccessibility and size distribution of metals in road dust and roadside soils along a peri-urban transect // *Science of the Total Environment*. — 2017. — Vol. 601–602. — P. 89–98.

Pan Y.P., Wang Y.S. Atmospheric wet and dry deposition of trace elements at 10 sites in Northern China // *Atmos. Chem. Phys.* — 2015. — Vol. 15. — P. 951–972.

Pan Y.P., Zhu X.Y., Tian S.L., Wang L.L., Zhang G.Z., Zhou Y.B., Xu P., Hu B., Wang Y.S. Wet deposition and scavenging ratio of air pollutants during an extreme rainstorm in the North China Plain // *Atmospheric and Oceanic Science Letters*. — 2017. — Vol. 10. — Iss. 5. — P. 348–353.

Pant P., Harrison R.M. Estimation of the contribution of road traffic emissions to particulate matter concentrations from field measurements: A review // *Atmospheric Environment*. — 2013. — Vol. 77. — P. 78–97.

Park S.-M., Seo B.-K., Lee G., Kahng S.-H., Jang Y.W. Chemical composition of water soluble inorganic species in precipitation at Shihwa Basin, Korea // *Atmosphere*. — 2015. — Vol. 6. — P. 732–750.

Pattenden N.J., Branson J.R., Fisher E.M.R. Trace elements measurements in wet and dry deposition and airborne particulate at an urban site // *Deposition of atmospheric pollutants* / Ed. by H.W. Georgii, J. Pankrath. — Boston: P. Reidel Publ. Co, 1982. — P. 173–184.

Penkała M., Ogrodnik P., Rogula-Kozłowska W. Particulate matter from the road surface abrasion as a problem of non-exhaust emission control // *Environments*. — 2018. — Vol. 5. — Article ID: 9. doi: 10.3390/environments5010009

Poissant L., Schmit J.-P., Beron P. Trace inorganic elements in rainfall in the Montreal Island // *Atmospheric Environment*. — 1994. — Vol. 28. — P. 339–346.

Polyakova O.V., Artaev V.B., Lebedev A.T. Priority and emerging pollutants in the Moscow rain // *Science of the Total Environment*. — 2018. — Vol. 645. — P. 1126–1134.

Ponette-Gonzales A.G., Collins J.D., Manuel J.E., Byers T.A., Glass G.A., Weathers K.C., Gill T.E. Wet dust deposition across Texas during the 2012 drought: an overlooked pathway for elemental flux to ecosystems // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. — 2018. — Vol. 123. — Iss. 15. — P. 8238–8254.

Popovciheva O. et al. Black carbon sources constrained by observations in the Russian High Arctic // *Environ. Sci. Technol.* — 2017. — Vol. 51. — No. 7. — P. 3871–3879.

Popovicheva O. et al. Black carbon in spring aerosols of Moscow urban background // *Geography, Environment, Sustainability*. — 2020a. — Vol. 13. — No. 1. — P. 233–143.

Popovicheva O., Ivanov A., Vojtisek M. Functional factors of biomass burning contribution to spring aerosol composition in a megacity: combined FTIR-PCA analyses // *Atmosphere*. — 2020b. — Vol. 11. — DOI: 10.3390/atmos11040319.

Ramachandran S., Rajesh T. A. Black carbon aerosol mass concentrations over Ahmedabad, an urban location in western India: comparison with urban sites in Asia, Europe, Canada, and the United States // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. — 2007. — Vol. 112. — №. D6.

Ramachandran S., Kedia S. Radiative effects of aerosols over Indo-Gangetic

plain: environmental (urban vs. rural) and seasonal variations // *Environ. Sci. Pollut. Res.* — 2012. — Vol. 19. — № 6. — P. 2159–2171.

Ramírez O., Sanchez de la Campa A., Amato F., Catacolí R., Rojas N., de la Rosa J. Chemical composition and source apportionment of PM10 at an urban background site in a high–altitude Latin American megacity (Bogota, Colombia) // *Environmental Pollution.* — 2018. — Vol. 233. — P. 142–155.

Ramírez O., Sanchez de la Campa A.M., Amato F., Moreno T., Silva L.F., de la Rosa J.D. Physicochemical characterization and sources of the thoracic fraction of road dust in a Latin American megacity // *Science of the Total Environment.* — 2019. — Vol. 652. — P. 434–446.

Reddy M. S., Venkataraman C. Inventory of aerosol and sulphur dioxide emissions from India: I—Fossil fuel combustion // *Atmospheric Environment.* — 2002. — Vol. 36. — № 4. — P. 677–697.

Reid J.S., Koppmann R., Eck T.F., Eleuterio D.P. A review of biomass burning emissions part II: intensive physical properties of biomass burning particles // *Atmos. Chem. Phys.* — 2005. — Vol. 5. — P. 799–825.

Reimann C., de Caritat P. Distinguishing between natural and anthropogenic sources for elements in the environment: regional geochemical surveys versus enrichment factors // *Science of the Total Environment.* — 2005. — Vol. 337. — P. 91–107.

Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental crust // *Treatise on geochemistry.* Vol. 4 / Ed. by H.D. Holland, K.K. Turekian. — Elsevier Science, 2014. — P. 1–51.

Sakata M., Marumoto K., Narukawa M., Asakura K. Regional variations in wet and dry deposition fluxes of trace elements in Japan // *Atmospheric Environment.* — 2006. — Vol. 40. — P. 521–531.

Sakata M., Tani Y., Takagi T. Wet and dry deposition fluxes of trace elements in Tokyo Bay // *Atmospheric Environment.* — 2008. — Vol. 42. — Iss. 23. — P. 5913–5922.

Sakata M., Asakura K. Factors contributing to seasonal variations in wet deposition fluxes of trace elements at sites along Japan Sea coast // *Atmospheric Environment.* — 2009. — Vol. 43. — P. 3867–3875.

Salma I., Maenhaut W. Changes in elemental composition and mass of atmospheric aerosol pollution between 1996 and 2002 in a Central European city // *Environmental Pollution.* — 2006. — Vol. 143. — P. 479–488.

Samsonov Y.N., Ivanov V.A., McRae D.J., Baker S.P. Chemical and dispersal characteristics of particulate emissions from forest fires in Siberia // *International Journal of Wildland Fire.* — 2012. — Vol. 21. — Iss. 7. — P. 818–827.

Santiago D.A., Longo A.F., Ingall E.D., Diaz J.M., King L.E., Lai B., Weber R.J., Russell A.G., Oakes M. Characterization of selenium in ambient aerosols and primary emission sources // *Environ. Sci. Tech.* — 2014. — Vol. 48. — P.

8988–8994.

Sayer A. M., Hsu N. C., Eck et al. AERONET-based models of smoke - dominated aerosol near source regions and transported over oceans, and implications for satellite retrievals of aerosol optical depth // *Atmos. Chem. Phys.* — 2014. — Vol. 14. — P. 11493-11523.

Shimamura T., Wada T., Iwashita M., Takaku Y., Ohashi H. Scavenging properties of major and trace species in rainfall collected in urban and suburban Tokyo // *Atmospheric Environment.* — 2006. — Vol. 40. — Iss. 22. — P. 4220–4227.

Singh S., Elumalai S.P., Pal A.K. Rain pH estimation based on the particulate matter pollutants and wet deposition study // *Science of the Total Environment.* — 2016. — Vol. 563–564. — P. 293–301.

Song F., Gao Y. Chemical characteristics of precipitation at metropolitan Newark in the US East Coast // *Atmospheric Environment.* — 2009. — Vol. 43. — Iss. 32. — P. 4903–4913.

Song F., Gao Y. Size distributions of trace elements associated with ambient particular matter in the affinity of a major highway in the New Jersey–New York metropolitan area // *Atmospheric Environment.* — 2011. — Vol. 45. — P. 6714–6723.

Sorme L., Bergback B., Lohm U. Goods in the anthroposphere as a metal emissions sourced a case study of Stockholm, Sweden // *Water, Air, and Soil Pollution: Focus.* — 2001. — Vol. 1. — P. 213–227.

Suess E., Aemisegger F., Sonke J.E., Sprenger M., Wernli H., Winkel L.H.E. Marine versus continental sources of iodine and selenium in rainfall at two European high-altitude locations // *Environ. Sci. Technol.* — 2019. — Vol. 53. — P. 1905–1917.

Sun J. et al. Emission factors and light absorption properties of brown carbon from household coal combustion in China // *Atmos. Chem. Phys.* — 2017. — Vol. 17. — P. 4769–4780.

Takeda K., Marumoto K., Minamikawa T., Sakugawa H., Fujiwara K. Three-year determination of trace metals and the lead isotope ratio in rain and snow depositions collected in Higashi-Hiroshima, Japan // *Atmospheric Environment.* — 2000. — Vol. 34. — P. 4525–4535.

Talovskaya A.V., Yazikov E.G., Filimonenko E.A., Lata J.-C., Kim J., Shakhova T.S. Characterization of solid airborne particles deposited in snow in the vicinity of urban fossil fuel thermal power plant (Western Siberia) // *Environmental Technology.* — 2018. — Vol. 39. — No. 18. — P. 2288–2303.

Talovskaya A.V., Yazikov E.G., Osipova N.A., Lyapina E.E., Litay V.V., Metreveli G., Kim J. Mercury pollution in snow cover around thermal power plants in cities (Omsk, Kemerovo, Tomsk Regions, Russia) // *Geography, Environment, Sustainability.* — 2019. — Vol. 12. — No. 4. — P. 132–147.

Thorpe A., Harrison R.M. Sources and properties of non-exhaust particulate

matter from road traffic: a review // *Science of the Total Environment*. — 2008. — Vol. 400. — Iss. 1–3. — P. 270–282.

Tian H., Wang Y., Xue Z., Qu Y., Chai F., Hao J. Atmospheric emissions estimation of Hg, As, and Se from coal-fired power plants in China, 2007 // *Science of the Total Environment*. — 2011. — Vol. 409. — P. 3078–3081.

Tian S., Liang T., Li K. Fine road dust contamination in a mining area presents a likely air pollution hotspot and threat to human health // *Environment International*. — 2019. — Vol. 128. — P. 201–209.

Tripathee L., Kang S., Huang J., Sharma C.M., Sillanpää M., Guo J., Paudyal R. Concentrations of trace elements in wet deposition over the Central Himalayas, Nepal // *Atmospheric Environment*. — 2014. — Vol. 95. — P. 231–238.

Twomey S. Pollution and the planetary albedo // *Atmospheric Environment*. — 1974. — Vol. 8. — No. 12. — P. 1251–1256.

Ukhov A. et al. Assessment of natural and anthropogenic aerosol air pollution in the Middle East using MERRA-2, CAMS data assimilation products and high-resolution WRF-Chem model simulations: preprint // *Aerosols/Atmospheric Modelling/Troposphere/Chemistry (chemical composition and reactions)*. — 2020.

Vlastos D., Antonopoulou A., Lavranou A., Efthimiou I., Dailianis S., Hela D., Lambropoulou D., Paschalidou A.K., Kassomenos P. Assessment of the toxic potential of rainwater precipitation: First evidence from a case study in three Greek cities // *Science of the Total Environment*. — 2019. — Vol. 648. — P. 1323–1332.

Vogel B. et al. COSMO-ART: Aerosols and Reactive Trace Gases within the COSMO Model. In: Baklanov A., Mahura A., Sokhi R. (eds.) // *Integrated Systems of Meso-meteorological and Chemical Transport Models*, Springer. — 2010. — P. 75–80.

Vuai S.A.H., Tokuyama A. Trend of trace metals in precipitation around Okinawa Island, Japan // *Atmospheric Research*. — 2011. — Vol. 99. — P. 80–84.

Wählin P., Berkowicz R., Palmgren F. Characterisation of traffic-generated particulate matter in Copenhagen // *Atmospheric Environment*. — 2006. — Vol. 40. — P. 2151–2159.

Wallace J. M. and Hobbs P. V. *Atmospheric science: an introductory survey*. — Elsevier. — 2006. — Vol. 92.

Wang X. et al. PM_{2.5} pollution in China and how it has been exacerbated by terrain and meteorological conditions // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* — 2018. — Vol. 99. — № 1. — P. 105–119.

Weingartner E. et al. Aerosol emission in a road tunnel // *Atmospheric Environment*. — 1997. — Vol. 31. — №. 3. — P. 451–462.

Wu Y., Zhang J., Ni Z., Liu S., Jiang Z., Huang X. Atmospheric deposition of trace elements to Daya Bay, South China Sea: Fluxes and sources // *Marine Pollution Bulletin*. — 2018. — Vol. 127. — P. 672–683.

Xing J., Song J., Yuan H., Wang Q., Li X., Li N., Duan L., Qu B. Atmospheric wet deposition of dissolved trace elements to Jiaozhou Bay, North China: Fluxes, sources and potential effects on aquatic environments // *Chemosphere*. — 2017. — Vol. 174. — P. 428–436.

Yatkin S., Adali M., Bayram A. A study on the precipitation in Izmir, Turkey: chemical composition and source apportionment by receptor models // *J. of Atmos. Chem.* — 2016. — Vol. 73. — P. 241–259.

Yu J., Yan C., Liu Y., Li X., Zhou T., Zheng M. Potassium: a tracer for biomass burning in Beijing? // *Aerosol and Air Quality Research*. — 2018. — Vol. 18. — P. 2447–2459.

Zhang J., Wu L., Zhang Y., Li F., Fang X., Mao H. Elemental composition and risk assessment of heavy metals in the PM10 fractions of road dust and roadside soil // *Particuology*. — 2019. — Vol. 44. — P. 146–152.

Zhang L., Michelangeli D.V., Taylor P.A. Numerical studies of aerosol scavenging by low-level, warm stratiform clouds and precipitation // *Atmospheric Environment*. — 2004. — Vol. 38. — P. 4653–4665.

Zhang M., Wang S., Wu F., Yuan X., Zhang Y. Chemical compositions of wet precipitation and anthropogenic influences at a developing urban site in southeastern China // *Atmospheric Research*. — 2007. — Vol. 84. — P. 311–322.

Zhdanova E.Y., Chubarova N.Y., Lyapustin A.I. Assessment of urban aerosol pollution over the Moscow megacity by the MAIAC aerosol product // *Atmos. Meas. Tech.* — 2020. — Vol. 13. — № 2. — P. 877–891.

Zheng J., Zhan C., Yao R., Zhang J., Liu H., Liu T., Xiao W., Liu X., Cao J. Levels, sources, markers and health risks of heavy metals in PM2.5 over a typical mining and metallurgical city of Central China // *Aerosol Science and Engineering*. — 2018. — Vol. 2. — P. 1–10.

Интернет-ресурсы:

ГПБУ "Мосэкомониторинг". — URL: <http://www.mosecom.ru/>

Aerosol Robotic Network (AERONET). — URL: <https://aeronet.gsfc.nasa.gov>

FIRMS. — URL: <https://firms.modaps.eosdis.nasa.gov/>

Physikalisch-Meteorologisches Observatorium Davos. World Radiation Center. World Calibration Center. — URL:

<http://projects.pmodwrc.ch/bb2017/project.php>

TomTom Traffic Index, 2020. — URL: https://www.tomtom.com/en_gb/traffic-index/ranking/

Wetter3. — URL: <http://www1.wetter3.de>

Глава 3

Оценка влияния облачно-аэрозольного взаимодействия на прогноз метеорологических характеристик

М.В. Шатунова, Ю.О. Хлестова, Н.Е. Чубарова, Г.С. Ривин

3.1 Облачно-аэрозольное взаимодействие в модели численного прогноза погоды

При описании облачно-радиационного взаимодействия мы опираемся на две теоретические основы. Во-первых, применяется теория рассеяния излучения на крупных частицах Ми (ван де Хюлст, 1961), описывающая взаимодействие излучения с частицей, которое определяется соотношением длины волны падающего на частицу излучения и характеристиками частицы – ее морфометрическими (размером и формой) и оптическими (коэффициентами поглощения и отражения) свойствами. Когда же речь идет об облаке, то необходимо описать взаимодействие излучения с ансамблем гидрометеоров различных типов – облачные капли и ледяные кристаллы, дождевые капли и ледяные частицы осадков; со всем разнообразием размеров и форм. При расчете ослабления излучения облаком за счет рассеяния и поглощения должны быть известны функции распределения по массе или размеру для каждого типа гидрометеоров. Вид и параметры функции распределения также важны при описании микрофизических процессов, характеризующих взаимодействие облачных частиц между собой и с окружающей средой.

Вид функции распределения может быть получен по результатам натуральных наблюдений или рассчитан (явным образом) по микрофизической модели облака. Микрофизика облаков есть наша вторая теоретическая основа. Детальное описание микрофизики облака возможно с помощью полной, спектральной модели, где каждый тип гидрометеора x описывается с использованием функций распределения по массе $f_x(m)$. При этом форма функции

распределения не определена заранее, а вычисляется в процессе интегрирования модели. Спектральные модели вычислительно весьма затратные, поэтому в прикладных задачах, таких как прогноз погоды, их использование нецелесообразно. В этом случае прибегают к упрощенным, параметризованным моделям, в которых функция распределения определена для каждого типа гидрометеоров и явным образом рассчитываются только ее отдельные моменты.

Наиболее часто при описании облаков используются гамма-распределение. Если от массы перейти к другой, например, к радиусу частицы $f_x(m)dm = f_x(r)dr$, то распределение в общем виде (Khain, Pinsky, 2018) записывается как:

$$f_x(r) = \frac{N_0^x \mu}{\Gamma(\alpha)\beta} \left(\frac{r}{\beta}\right)^{\mu\alpha-1} \exp\left[-\left(\frac{r}{\beta}\right)^\mu\right] \quad (3.1.1)$$

где N_0^x, β, α - параметры распределения

Заметим, что N_0^x представляет собой концентрацию гидрометеора x .

Очевидно, что концентрация облачных частиц в значительной мере определяется концентрацией в воздухе ядер конденсации / кристаллизации, особенно на этапе формирования облака. Источником ядер конденсации / кристаллизации является атмосферный аэрозоль, частицы которого способны инициировать капле- и кристаллообразование при относительно низком пересыщении воздуха (Pruppacher, Klett, 2010).

Образование облачных капель и кристаллов возможно и в так называемой «чистой», не содержащей примесей, атмосфере при очень большом пересыщении (Wallace, Hobbs, 2006). Однако большое пересыщение в реальных условиях не наблюдается. По данным многочисленных экспериментов и наблюдений относительная влажность в облачности в среднем составляет от 98% до 102% (Pruppacher, Klett, 2010). Медиана пересыщения воздуха равна 0,1%, и только в редких случаях пересыщение может достигать 8-10% (Pruppacher, Klett, 2010; Levin, Cotton, 2009), максимальные значения отмечаются на 10-50 м выше нижней границы облака (Khain, Pinsky, 2018).

Количество ядер конденсации зависит от концентрации аэрозоля, его размера и растворимости. С высотой концентрация аэрозоля убывает, поскольку основными источниками аэрозольных частиц является земная поверхность и нижняя тропосфера (Jaenicke, 1993). Вслед за снижением концентрации аэрозоля, с высотой уменьшается и концентрация ядер конденсации.

Согласно (Whitby, 1973), по размеру аэрозоль подразделяют на нуклеационный (0.001-0.1 мкм), субмикронный (0.1-1 мкм) и грубодисперсный (> 1 мкм). Чаще всего ядрами конденсации служат частицы субмикронного и грубодисперсного аэрозоля размером от 0.1 до 10 мкм (Юнге, 1965).

Растворимость аэрозоля также имеет значение при облакообразовании. Чем выше растворимость аэрозольных частиц, тем ниже минимальное пере-

сыщение, при котором частицы могут стать ядрами конденсации (Wallace, Hobbs, 2006). Большинство ядер являются многокомпонентными и состоят из растворимых и нерастворимых фракций. Например, массовая доля растворимой фракции в морском аэрозоле составляет от 90% до 100% (Twomey S., 1972), а в континентальном – от 10% до 90%, в зависимости от региона (Pruppacher and Klett, 2010). Растворимые компоненты представляют собой капли водного раствора, которые растут равновесно за счет диффузии водяного пара до достижения критического пересыщения, а после «активируются» и растут быстро и свободно (Pruppacher and Klett, 2010). Нерастворимые компоненты покрываются плёнкой водного раствора. Концентрация ядер конденсации слабо зависит от химического состава аэрозоля (Khain, Pinsky, 2018).

Поскольку концентрация ядер конденсации зависит от концентрации аэрозоля, то ее значения могут сильно варьировать от региона к региону. В Табл. 3.1.1 приведены характерные концентрации аэрозольных частиц для различных регионов по данным наблюдений. Минимальная концентрация аэрозольных частиц наблюдается над океаническими территориями, а максимальная – в пределах крупных городов за счет появления дополнительных источников антропогенного происхождения. Однако концентрация ядер конденсации относительно общего содержания аэрозольных частиц даже в морском воздухе составляет 20-60% (Wallace, Hobbs, 2006). В континентальном воздухе содержание CCN не превышает 10% за счет большого количества мелких частиц, которые не активируются при низком пересыщении.

Таблица 3.1.1. Концентрации аэрозоля (N_{aer} , см⁻³) в различных регионах (Landsberg, 1938; Pruppacher, Klett, 2010)

Регион	Большой город	Маленький город	Материк	Океан
N_{aer} , см ⁻³	~147 000	~34 300	~9 500	70-1000

Кроме количества аэрозольных частиц, концентрацию ядер конденсации определяет пересыщение воздуха. В работе Ш. Твуми и Т.А. Войцеховски (Twomey, Wojciechowski, 1969) было показано, что концентрация ядер конденсации растет с увеличением пересыщения воздуха. В пределах континентальных регионов концентрация ядер конденсации составляет от нескольких сотен до нескольких тысяч частиц в см³, а в морском воздухе отмечаются наименьшие значения - не более тысячи частиц в см³.

Концентрация ядер кристаллизации, в отличие от ядер конденсации, систематически не изменяется в зависимости от географического положения, так как на высотах, где эти ядра играют облакообразующую роль, атмосферный аэрозоль распределен более однородно.

Концентрация ядер кристаллизации зависит от пересыщения воздуха, аналогично концентрации ядер конденсации, и температуры. Зависимость от

температуры, установленная по данным натурных измерений (Fletcher, 1962; Hobbs et al., 1985), имеет экспоненциальный вид. По мере понижения температуры воздуха активность аэрозольных частиц как ядер кристаллизации растет, и доля ядер кристаллизации в общем содержании аэрозоля растет и приближается к 100% при температуре -45°C (Berezinski et al., 1988).

Таким образом, аэрозольные частицы являются важнейшим параметром облакообразования, наряду с содержанием влаги в воздухе. Свойства аэрозоля определяют микрофизические параметры облачности, такие как распределение облачных частиц по размерам и их размеры, а также влияют на ее макрофизические параметры - водность и лёдность. Знание микрофизических параметров облака позволяет определить его оптические свойства и, таким образом, оценить его влияние на радиационные характеристики, в частности, на суммарную радиацию и, в конечном итоге, на температуру воздуха.

Переходя к вопросу описания облачно-радиационного взаимодействия в модели численного прогноза погоды (ЧПП), следует отметить, что детальность описания процессов переноса излучения и его взаимодействия с составляющими атмосферы (атмосферными газами и аэрозолями) определяется требованиями точности результатов и скорости расчетов, предъявляемым к модели. В настоящей работе речь идет о модели краткосрочного прогноза погоды, используемой в оперативной деятельности прогностического центра, когда основной задачей является подготовка прогноза погоды на срок от 1 до 3 дней, ежедневно, не менее 4 раз в сутки и своевременное его предоставление синоптикам-прогнозидам. И последнее ставит требование к быстродействию модели. Время, затрачиваемое на подготовку ЧПП, помимо вычислительных ресурсов прогностического центра, зависит от размера области вычислений и продолжительности (заблаговременности) прогноза, а также от методов и подходов, заложенных в саму модель ЧПП – методов решений основных уравнений модели, аппроксимаций физических процессов и т.п. В случае описания переноса излучения в модели ЧПП для экономии вычислительных ресурсов возможно использование относительно простых методов расчета переноса излучения (например, двухпотокное приближение решения уравнения переноса), а также проводить расчет радиационных характеристик на более грубых вычислительных сетках, например, с шагом в два раза больше основной сетки модели, или с большим шагом по времени, например, каждые 6 часов с последующей интерполяцией. В целом эти подходы обеспечивают быстрый расчет с удовлетворительным качеством (Ritter, Geleyn, 1992).

В последние годы, с развитием вычислительных систем, увеличением их быстродействия связан переход ведущих мировых прогностических центров к моделям ЧПП с высоким пространственным разрешением, когда для оперативного прогноза погоды используются модели с шагами вычислительной

сетки от 10 км до 1 км. На таких масштабах требуется пересмотр модельной физики, в том числе, подходов к описанию переноса излучения в атмосфере и его взаимодействия с облачностью, как основным регулятором радиационного баланса Земли. С ростом пространственного разрешения модели меняются подходы к описанию микро- и макрофизических свойств облачности.

В настоящей работе рассматривается эффект учета аэрозоля в формировании микрофизических свойств облаков на прогноз метеорологических характеристик, а именно, на прогноз приземной температуры воздуха на примере мезомасштабной негидростатической модели атмосферы COSMO (COSMO – Consortium for Small-scale Modelling). Модель разработана международным консорциумом COSMO, членом которого является Россия; на базе данной модели в Гидрометцентре России создана система оперативного ЧПП COSMO-Ru (Ривин и др., 2015; Розинкина и др., 2017).

Радиационный перенос в модели описан δ -двухпоточковым приближением решения уравнения переноса (Ritter and Geleyn, 1992). Радиационные потоки рассчитываются в 8 спектральных интервалах, из них 3 - в солнечном, коротковолновом диапазоне, и 5 - в длинноволновом диапазоне спектра; учитывается поглощение основными атмосферными газами, молекулярное рассеяние, ослабление аэрозолями и облачными частицами.

Аэрозоль представлен в виде климатологий его оптических характеристик (Tanre et al., 1984; Tegen et al., 1997).

Эволюция макрофизических свойств облачности - водности и ледности, учитывает изменения их удельного содержания за счет адвекции, турбулентного перемешивания, микрофизических процессов и выпадения осадков. Микрофизические процессы в модели реализованы в одномоментной и двухмоментной схемах (Seifert and Beheng, 2006a-b). В оперативной версии модели используется одномоментная схема. Для конфигурации модели с шагом сетки 7 км и больше, в которой явным образом рассчитывается только слоистообразная облачность, в микрофизическом блоке учитывается четыре класса гидрометеоров (облачные вода и лёд, снег, дождь). Для конвективно- разрешающих конфигураций (шаг сетки менее 3 км) добавляется крупа, которая представляет собой мелкий град, а в самой полной варианте – крупа и град. Разделение гидрометеоров по классам производится, исходя из фазового состояния, радиуса для сферических частиц и скорости падения. Частицы могут переходить из одного класса в другой, при этом выполняется закон сохранения массы.

Пространственные вариации микрофизических свойств облачности обусловлены с одной стороны атмосферной циркуляцией – распределением областей с восходящими и нисходящими движениями, с другой стороны – особенностями пространственного распределения аэрозоля, как источника ядер конденсации. В модели, однако, роль аэрозоля в формировании микрофи-

зических свойств не учитывалась, а требуемое в расчетах значение концентрации облачных гидрометеоров задавалось постоянным. Оптические параметры облачности – оптическая толщина, альbedo однократного рассеяния и фактор асимметрии индикатрисы рассеяния рассчитались в зависимости от суммарной водности облака с использованием параметризации (Slingo and Shrecher, 1982) и связи эффективного радиуса капель с водностью. Используемые в параметризации постоянные коэффициенты получены с помощью осреднения данных исследований самолетных наблюдений по всем типам облаков (Stephens, 1979).

Подход, предложенный в работе Сигала и Хаина (Segal, Khain, 2006), и реализованный в экспериментальной версии модели COSMO, устанавливает связь концентрации ядер конденсации с концентрацией аэрозольных частиц и вертикальными скоростями на нижней границе облака. Вертикальная скорость на нижней границе облака является необходимым параметром, так как от нее зависит пересыщение на высоте 10-20 м выше нижней границы облака, и величина пересыщения определяет концентрацию облачных капель, поэтому вертикальная скорость входит в параметризацию (Pruppacher and Klett, 1997; Khain et al., 2000; Pinsky and Khain, 2002). При расчете вертикальной скорости учитывается вклад крупномасштабных восходящих движений, радиационного выхолаживания и турбулентности.

Для определения концентрации капель по данным измерений в разных частях планеты была установлена связь между типами облачности и характерными для них концентрациями ядер конденсации (далее CCN) (Elliot and Egami, 1975; Hudson, 1984; Fitzgerald, 1973; Martin et al., 1994; Philippin and Betterton, 1997; Rissler et al., 2004; Roberts et al., 2002). В результате были выделены 6 типов облачности, три из которых являются базовыми и применяются в данной работе: морская облачность, для которой $CCN=100 \text{ см}^{-3}$, промежуточная, для которой концентрация облачных ядер конденсации заметно выше ($CCN=400 \text{ см}^{-3}$) и континентальная с $CCN=1700 \text{ см}^{-3}$ (Segal and Khain, 2006). Для отобранных CCN исследователями были проведены расчеты по спектральной микрофизической модели и установлены соответствующие заданным CCN свойства облачности, с помощью которых найдена регрессионная зависимость концентрации облачных капель от указанных ранее параметров облачности и получены табличные зависимости (Segal et al., 2004; Segal and Khain, 2006; Rosenfeld and Woodley, 2000).

В новой схеме облачно-радиационного взаимодействия используются полученные таблицы с характерными значениями концентрации ядер конденсации, вертикальной скорости на нижней границе облака, эффективного радиуса жидких облачных частиц и распределения частиц по размерам. CCN является наиболее важным фактором, определяющим концентрацию облачных частиц. Концентрация ядер конденсации в новой облачно-радиационной

схеме или задается постоянной, или рассчитывается для используемой климатологии аэрозоля (Blahak et al., 2016).

В новой облачно-радиационной схеме также рассчитываются оптические характеристики кристаллических облачных частиц, которые представлены случайно ориентированными гексагональными призмами (Key et al., 2002; Fu et al., 1998; Fu Q., 1996). Введенная нелинейная регрессионная зависимость оптических свойств кристаллических определяется их эффективным радиусом, лёдностью и константами, которые рассчитаны с использованием данных самолётных измерений, наборов данных по отношению поперечного сечения частицы к ее длине и коэффициента преломления (Heymfield and Platt, 1984; Ono A., 1969; Auer and Veal, 1970; Yang and Liou, 1996a-b).

3.2 Описание численных экспериментов и данных измерений

3.2.1 Конфигурация модели COSMO

Оценка взаимодействия облачности и радиации, а также непрямого эффекта аэрозоля на метеорологические параметры атмосферы выполнялась на базе численных экспериментов с негидростатической мезомасштабной моделью атмосферы COSMO.

Эксперименты проводились для реальных условий с целью сопоставить полученные результаты с данными наблюдений и оценить эффект используемых в модели метода описания облачно-радиационного взаимодействия на точность прогноза метеорологических параметров.

Расчеты велись на сетке с шагом 2.2 км. Размер расчетной (целевой) области составил 300 x 300 км. Перепад высот между узлами вычислительной сетки (модельная орография¹) не превышал 500 м. Получение начальных и боковых граничных условий было организовано следующим образом (каскадная система): результаты расчета по глобальной негидростатической модели ICON (Zangl et al., 2014) с шагом по горизонтали 13.2 км с дискретностью (для боковых граничных условий) 3 ч использовались для вычислений по ограниченной территории (размер области 900 x 900 км) на сетке с шагом 6.6 км; полученные результаты использовались в качестве начальных и боковых граничных условий (с дискретностью 1 ч) для вычислений по целевой области. На Рис. 3.2.1 представлено положение области расчета.

¹Модельная орография получается путем интерполирования на модельную сетку данных о высоте земной поверхности из баз данных GLOBE и ASTER.

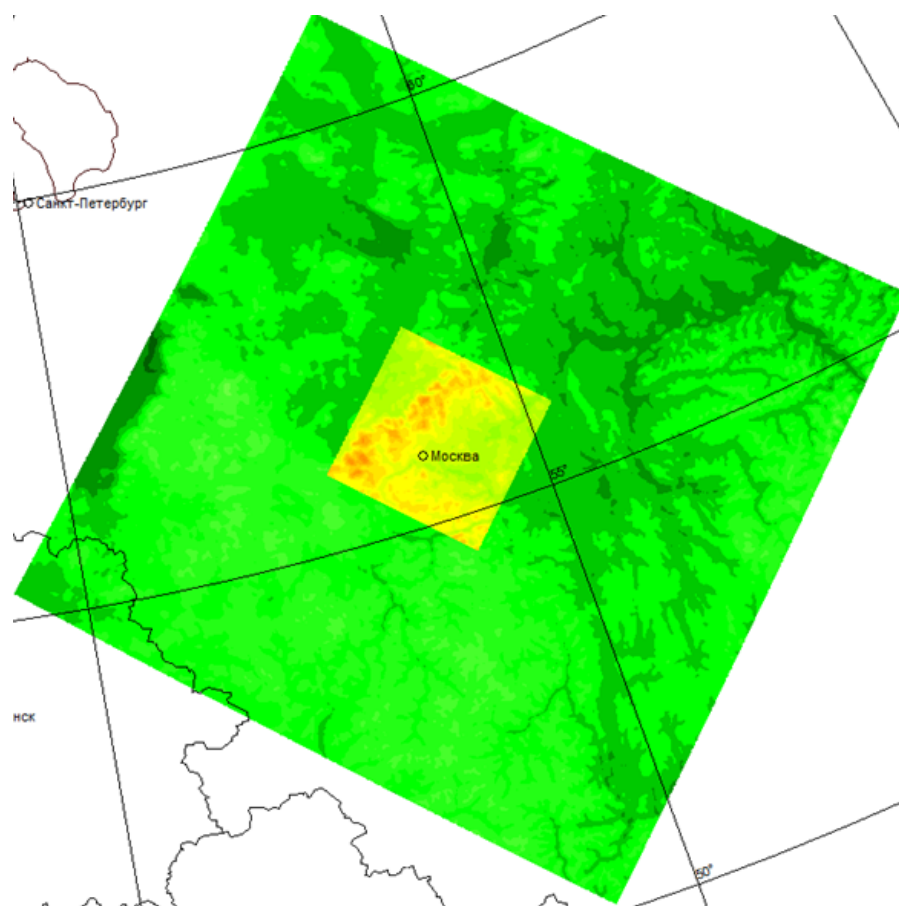


Рис. 3.2.1. Целевая область (внутренний квадрат) с шагом сетки 2.2 км и расчетная область с шагом сетки 6.6 км

3.2.2 Организация численных экспериментов и описание данных наблюдений

Для территории Центрального Федерального округа с центром в г. Москва проведено подробное исследование по расчетам новой облачно-радиационной схемы модели COSMO и ее сравнительный анализ с оперативной схемой. Расчеты по модели для Московского региона представляют собой 18-часовые прогнозы (00-18 ч ВСВ) с 30-минутным интервалом записи данных. Период счета составляет 214 дней (с апреля по октябрь 2018 года включительно).

Для выявления влияния концентрации ядер конденсации (CCN) на характеристики облачности, суммарную радиацию и температуру воздуха на 2 метрах были проведены четыре эксперимента с новой схемой облачно-радиационного взаимодействия с оптическими свойствами аэрозоля согласно климатологии Теген. В новой схеме концентрация ядер конденсации рассчитывалась по аэрозольной климатологии Теген или задавалась постоянной (три эксперимента). При этом заданные концентрации характеризуют соответствующие величины, типичные для трех видов облачности - $CCN=100 \text{ см}^{-3}$, $CCN=400 \text{ см}^{-3}$, $CCN=1700 \text{ см}^{-3}$. Дополнительно были использованы 18-часовые прогнозы (0-18 ч ВСВ) оперативной версии модели COSMO, в ко-

торой при расчете радиационных потоков используется климатология аэрозоля Танре (Tanre et al., 1984).

Для более детальных исследований микрофизических и оптических свойств облачности для территории Центрального Федерального округа были проведены так называемые «короткие» 3-часовые расчеты для четырех обозначенных экспериментов с новой схемой облачно-радиационного взаимодействия и эксперимента с оперативной схемой с климатологией аэрозоля Теген. В прогнозах с большой заблаговременностью не представляется возможным разделение физических и динамических факторов, и, поэтому нельзя отделить влияние адвекции от микрофизических эффектов. Однако выделение микрофизических процессов является важным, потому как тогда можно оценить роль концентрации аэрозоля в микрофизических процессах модели.

Всего было рассмотрено 18 отобранных дней 2018 года. Каждый эксперимент представляет собой 3-часовой прогноз (6-9 ч ВСВ), проведенный с усвоением радиолокационных данных. Дни для экспериментов отбирались с учетом данных измерений прямой радиации в Метеорологической обсерватории МГУ имени М.В. Ломоносова (МО МГУ). Было необходимо выбрать случаи с продолжительной (> 3 ч) оптически плотной облачностью, когда прямая радиация не наблюдалась. С помощью такого подхода можно отобрать случаи с наличием облаков нижнего яруса, потенциально обладающих высокой водностью. В Табл. 3.2.1 представлены выбранные для «коротких» экспериментов дни 2018 года, синоптические и осредненные наблюдаемые метеорологические условия.

Как и для «коротких» экспериментов в Центральной Европе, для Московского региона были отобраны синоптические ситуации с менее сложными метеорологическими условиями и при этом при наличии сплошного покрова оптически плотной облачностью. В данном исследовании не вводилось ограничение на количество осадков за сутки с целью увеличить выборку «коротких» экспериментов.

В качестве точки сравнений радиационных характеристик была выбрана Метеорологическая обсерватория Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова (МО МГУ) в связи с наличием наблюдений за солнечной радиацией. В работе были использованы данные минутных измерений радиационных потоков балансомером Kipp&Zonen CNR-4 и часовые суммы прямой радиации актинометром МЗ (погрешность составляет менее 5% и $\pm 5\%$ соответственно). Измеренная суммарная радиация была осреднена в интервале ± 30 минут от целого часа.

Для Московского региона также проведена верификация температуры воздуха на уровне 2 метров по 3-часовым данным 147 гидрометеорологических станций (ГМС).

Таблица 3.2.1. Метеорологические условия по данным наблюдений МО МГУ в дни, выбранные для проведения «коротких» экспериментов, 2018 г.

День	Температура воздуха, °С	Относительная влажность, %	Осадки, мм/24 ч	Количество облаков, %	Синоптическая ситуация
01.04	2	82	0	100	периферия антициклона
03.04	3	79	2	99	ложбина
07.04	5	64	1	66	ложбина
18.04	10	86	5	87	периферия циклона
22.04	3	74	2	99	периферия циклона
26.04	9	79	8	90	ложбина
20.05	10	93	7	96	периферия антициклона
22.05	15	58	0	68	периферия циклона
10.06	10	78	1	90	малоградиентное поле
23.09	13	78	5	61	ложбина
25.09	8	89	7	98	периферия циклона
28.09	10	78	0	95	периферия циклона
03.10	9	91	6	100	малоградиентное поле
23.10	4	87	2	74	периферия циклона
24.10	4	95	7	99	периферия циклона
25.10	3	91	0	100	периферия циклона
29.10	1	76	0	100	периферия антициклона
31.10	-1	83	0	97	периферия антициклона

3.3 Результаты численных экспериментов по оценке влияния аэрозоля на свойства слоистообразной облачности

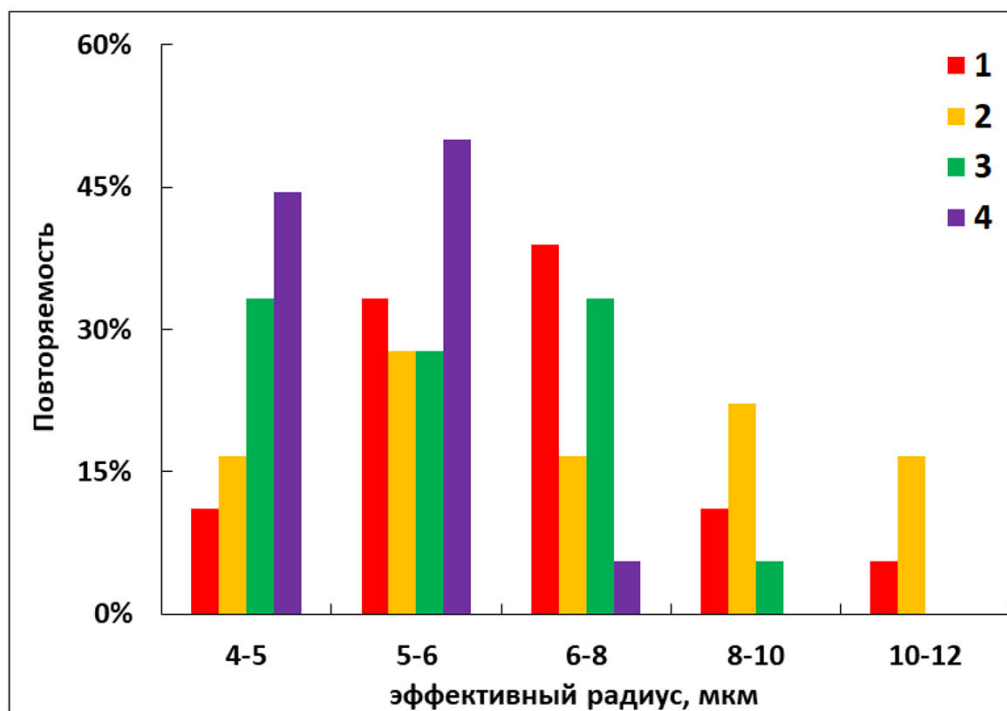
Рассмотрим результаты численных экспериментов по влиянию аэрозоля на микро- и макрофизические, а также оптические свойства слоистообразной облачности, а также на коротковолновую радиацию у поверхности Земли и приземную температуру воздуха.

3.3.1 Влияние аэрозоля на микрофизические характеристики облаков

Размер облачных частиц при одной и той же величине пересыщения будет зависеть от концентрации ядер конденсации / кристаллизации, - чем она выше, тем мельче будут образующиеся частицы. Результаты, полученные в ходе «коротких» экспериментов, согласуются с приведенной зависимостью. На Рис. 3.3.1 представлены распределения средних (а) и максимальных (б) по профилю эффективных радиусов (R_{eff}) капель, для отобранных дней 2018 года. При задании $CCN=1700 \text{ см}^{-3}$ эффективный радиус в среднем не превы-

шает 8 мкм, а диапазон размеров в целом ограничен 13 мкм. При снижении концентрации аэрозоля и, соответственно, меньших значениях CCN спектр размеров становится больше, при $CCN=400 \text{ см}^{-3}$ средние значения возрастают до 8 мкм, а при $CCN=100 \text{ см}^{-3}$ до 12 мкм, при этом в более половины случаев максимальные значения эффективного радиуса превышают 20 мкм.

а



б

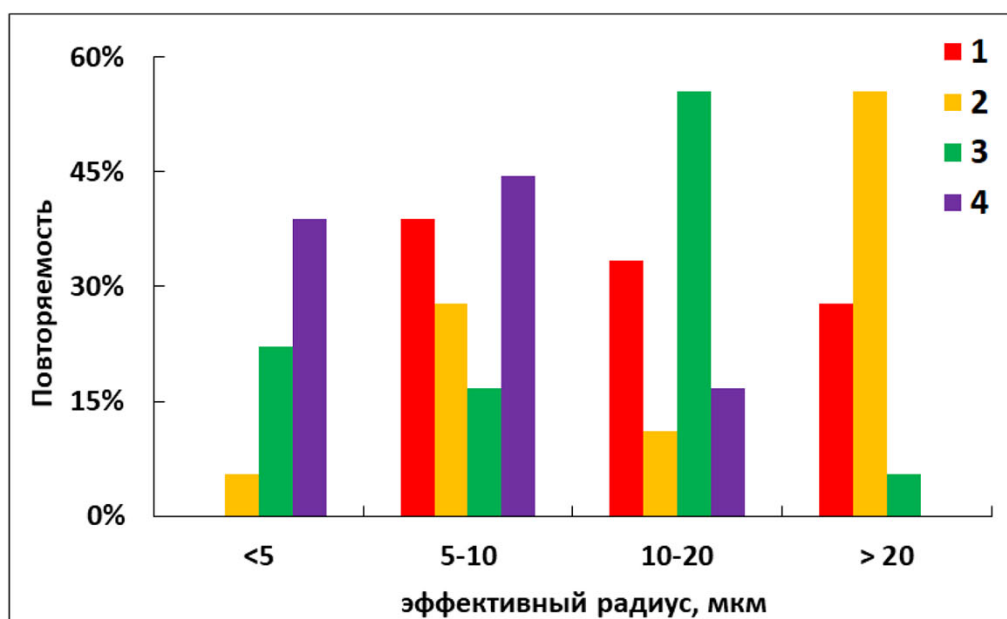


Рис. 3.3.1. Повторяемость средних (а) и максимальных (б) по профилю значений эффективного радиуса капель при различных значениях CCN: 1 – рассчитанные по климатологии Теген, 2 – 100 см^{-3} , 3 – 400 см^{-3} , 4 – 1700 см^{-3}

Для кристаллических частиц зависимость эффективных радиусов от концентрации ядер кристаллизации по результатам экспериментов выявлена не была. Это объясняется особенностью заданного вертикального профиля CCN, величина которого задается постоянной в нижнем 2 км слое, а выше экспоненциально убывает. В среднем эффективный радиус варьирует от 20 до 80 мкм, причем на частицы размером от 30 до 70 мкм приходится 90% случаев (Рис. 3.3.2). Максимальные по профилю значения эффективного радиуса кристаллических частиц в 50% случаев лежат в диапазоне от 70 до 100 мкм и достигают 250 мкм (Рис. 3.3.2). Полученные результаты хорошо согласуются как с данными наблюдений, согласно которым преобладающий диапазон размеров частиц кристаллических облаков 20 – 200 мкм (Heymsfield, Platt, 1984; Авиационно-климатический атлас, 1975).

3.3.2 Влияние аэрозоля на макрофизические (водность и ледность) характеристики облаков

Увеличение концентрации аэрозоля может приводить как к увеличению массы гидрометеоров, так и к ее снижению, вне зависимости от типов облачности и атмосферных условий (Pinsky and Khain, 2002; Khain et al., 2005, 2011). Как было показано выше, при больших значениях CCN в облаке преобладают мелкие капли, что приводит к снижению эффективности процесса слияния капель и их рост будет идти, главным образом, за счет конденсации водяного пара. В случае теплых облаков, состоящих только из капель, процесс осадкообразования будет отодвинут во времени или дождевые капли вообще не смогут сформироваться. Тогда потеря массы гидрометеоров будет обусловлена испарением капель. В смешанных облаках, при отрицательных температурах рост CCN будет способствовать увеличению числа кристаллических частиц в облаке, что может привести к росту концентрации крупных частиц, за счет аккреции капель кристаллами, и к формированию или интенсификации осадков.

Оценить влияние эффекта аэрозоля на изменение водности или ледности конкретного облака возможно по результатам численных экспериментов с моделями сверхвысокого разрешения, т.н. LES, и детальной микрофизикой. С другой стороны, эксперименты с мезомасштабной моделью для большого временного периода позволяют сделать некоторые выводы о влиянии аэрозоля на интегральные макрофизические характеристики облачности.

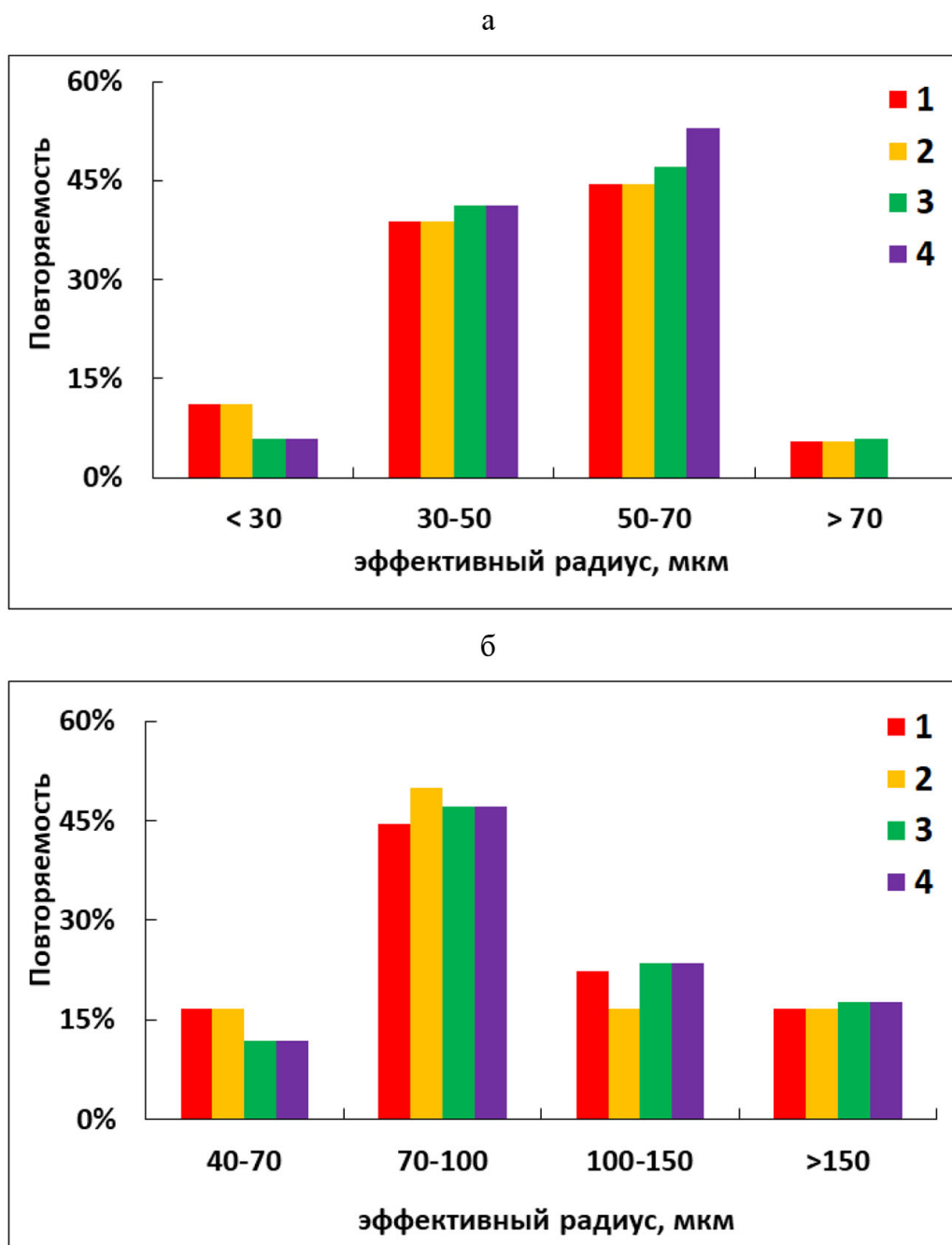


Рис. 3.3.2. Повторяемость средних (а) и максимальных (б) по профилю значений эффективного радиуса ледяных частиц при различных значениях CCN: 1 – рассчитанные по климатологии Теген, 2 – 100 см^{-3} , 3 – 400 см^{-3} , 4 – 1700 см^{-3}

На Рис. 3.3.3 представлен сезонный ход медианных значений интегрального водосодержания (ТQC) крупномасштабной облачности с квантилями 25% и 75%, полученных в ходе экспериментов для периода с апреля по октябрь 2018 г. В течение рассмотренного периода интегральное водосодержание в эксперименте с CCN, рассчитанного по климатологии аэрозоля Теген, изменяется от 0.01 кг/м^2 в августе до 0.1 кг/м^2 в мае. Разности медианных месячных ТQC по результатам других экспериментов относительно эксперимента с Теген составляет в среднем -3.6% для $CCN = 100 \text{ см}^{-3}$, -2.3% для $CCN = 1700 \text{ см}^{-3}$ и $+1\%$ для $CCN = 400 \text{ см}^{-3}$, то есть в целом различия невелики.

Наибольшие различия между экспериментами отмечаются для месяцев переходного периода - мая и сентября, для этих же месяцев отмечается большая изменчивость самих значений интегрального водосодержания облаков.

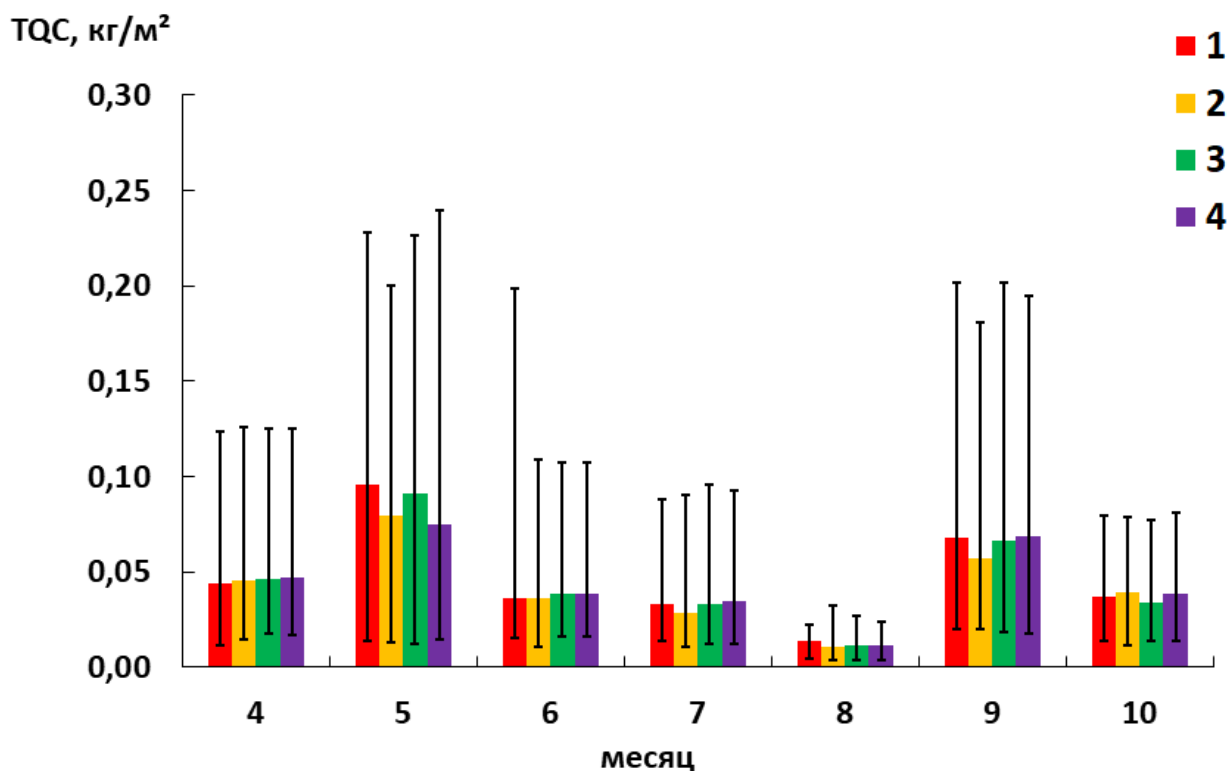


Рис. 3.3.3. Сезонный ход медианы интегрального водосодержания (ТQC, кг/м²) с квантилями 25% и 75% для МО МГУ, апрель-октябрь 2018 г при различных значениях CCN: 1 – рассчитанные по климатологии Теген, 2 – 100 см⁻³, 3 – 400 см⁻³, 4 – 1700 см⁻³

Сезонный ход медианных значений интегрального лёдосодержания (TQI) представлен Рис. 3.3.4. В целом рассчитанные значения отражают климатический ход TQI, характерный для теплого периода, – с низкими значениями летом и более высокими в переходное время года. Интегральное лёдосодержание составило от 0.002 кг/м² в октябре до 0.009 кг/м² в апреле по данным эксперимента с концентрацией ядер конденсации, рассчитанной с использованием климатологии аэрозоля Теген. Разности с другими экспериментами новой схемы малы, как и для интегрального водосодержания. В среднем при CCN = 100 см⁻³ интегральное содержание ниже на 3%, при CCN=400 см⁻³ – ниже на 1% и при CCN=1700 см⁻³ – выше на 1%.

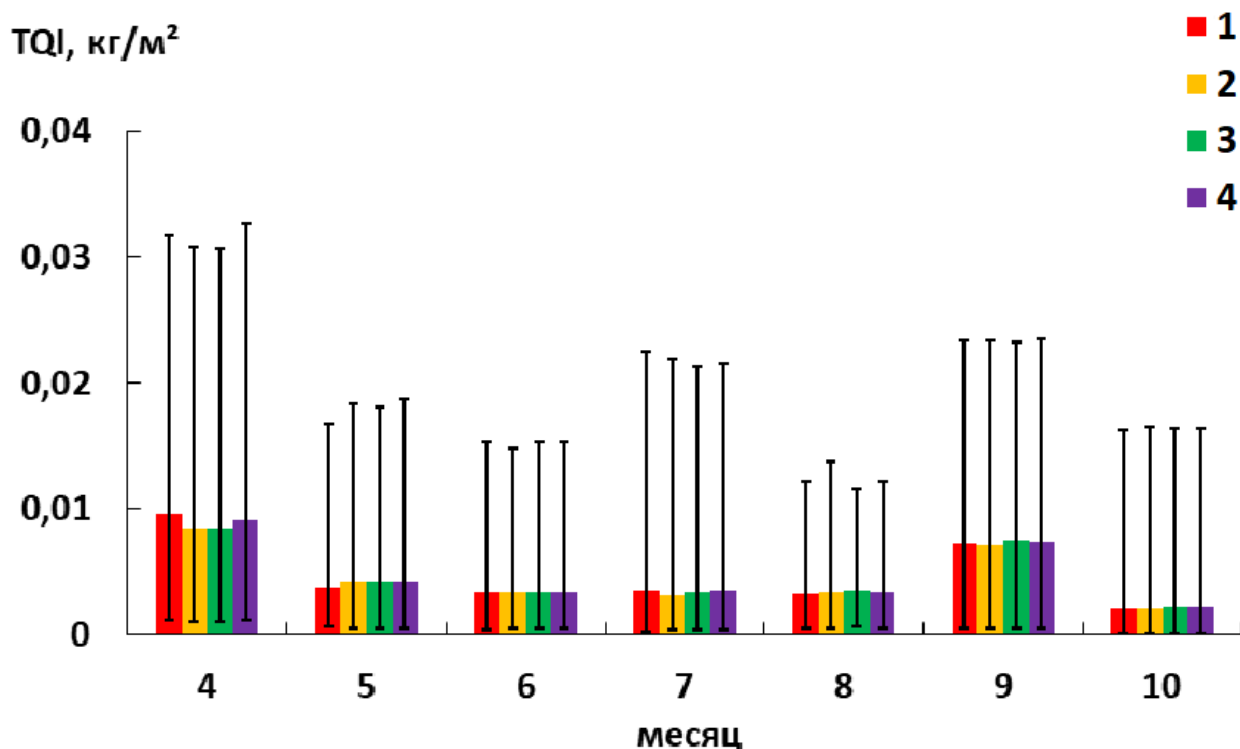


Рис. 3.3.4. Сезонный ход медианы интегрального лёдосождения (TQI, кг/м²) с квантилями 25% и 75% для МО МГУ, апрель-октябрь 2018 г при различных значениях CCN: 1 – рассчитанные по климатологии Теген, 2 – 100 см⁻³, 3 – 400 см⁻³, 4 – 1700 см⁻³

Полученный сезонный ход интегрального водо- и лёдосождения крупномасштабной облачности хорошо согласуется с данными синоптических наблюдений в МО МГУ. В апреле 2018 г. по стационарным данным и картам приземного анализа Москва большую часть месяца находилась под влиянием зон высокого давления и нескольких глубоких циклонов, центральная часть которых «проходила» через Московский регион во второй половине месяца (см. более подробный анализ в главе 1). Среднее интегральное водо- и лёдосождение в апреле невелико. В мае при значительном росте среднемесячной температуры воздуха (на 2.4°C относительно нормы 1961-1999 гг.) в условиях влияния зон низкого давления увеличивается среднемесячное TQC облаков и уменьшается их TQI. В летний период наиболее низкое TQC по данным модели наблюдается в августе, что соотносится с малым количеством осадков и относительной влажностью по данным измерений в условиях нахождения Москвы в малоградиентном барическом поле, большую часть месяца – на фоне высокого атмосферного давления, не способствующего развитию мощной облачности. В то же время в июле по данным наблюдений в Москве атмосферные процессы проходили на фоне низкого атмосферного давления (минимальное за рассматриваемый период) с максимальным количеством осадков. Однако, по сравнению с другими месяцами, значительного увеличения

среднего интегрального водосодержания не наблюдается, что, вероятно, связано с ливневым, непродолжительным, характером выпадения осадков, что типично в летний период. Высокое интегральное водосодержание отмечается в сентябре, когда циклонические серии из северной Атлантики смещались через Скандинавский полуостров к морям Северного Ледовитого океана, и Центральный Федеральный округ находился на южной периферии циклонов, где наблюдаются достаточно интенсивные процессы облакообразования.

3.3.3 Изменение оптических толщин облаков при облачно - аэрозольном взаимодействии

Оптическая толщина (ОТ) облаков находится в тесной связи с их микрофизическими параметрами – концентрацией и размерами частиц. Подход к определению оптической толщины, используемый в оперативной версии модели COSMO, рассматривает зависимость оптических параметров только от суммарной массы гидрометеоров, т.е. водности. В экспериментальной версии, где стало возможным определить характерный размер частиц – эффективный радиус, через концентрацию ядер конденсации, расчет оптической толщины стал более физически обоснованным. Для оценки эффекта применения новой схемы облачно-радиационного взаимодействия были сопоставлены результаты оперативной и экспериментальной версий модели для случаев жидкокапельных облаков. На Рис. 3.3.5 представлена повторяемость по интервалам суммарной оптической толщины облаков, полученная по оперативной версии и экспериментальной с различными вариантами задания концентрации ядер конденсации. Относительное изменение суммарной ОТ (экспериментальная версия минус оперативная) показано на Рис. 3.3.6. Как видно из представленных результатов, основной эффект новой схемы заключается в том, что облака стали более прозрачными для радиации. В расчетах по экспериментальной версии оптическая толщина менее 25 отмечалась в более, чем в 60% случаев независимо от задаваемого значения CCN, а повторяемость больших значений оптических толщин более 100 составляет $\tilde{2}\%$ и отмечается только для варианта $CCN = 1700 \text{ см}^{-3}$. В оперативной версии повторяемость значений оптической толщины более 50 и более 100 составляет 26% и 8%, соответственно. Таким образом, расхождения между результатами по двум версиям модели особенно заметны при оптически плотной облачности (см. Рис. 3.3.6). Для оптически тонкой облачности (оптическая толщина менее 10) расхождения как между версиями модели не превышают 15%.

По результатам экспериментальной версии видно, что увеличение концентрации аэрозоля приводит к росту оптической толщины, причем чем больше значение суммарной оптической толщины, тем больше расхождения между вариантами. При увеличении CCN в 4 раза расхождения составляют около

3% при суммарной оптической толщине (ОТ) менее 10, около 5-6% при ОТ в диапазоне 10-25, и 12-15% при ОТ более 25.

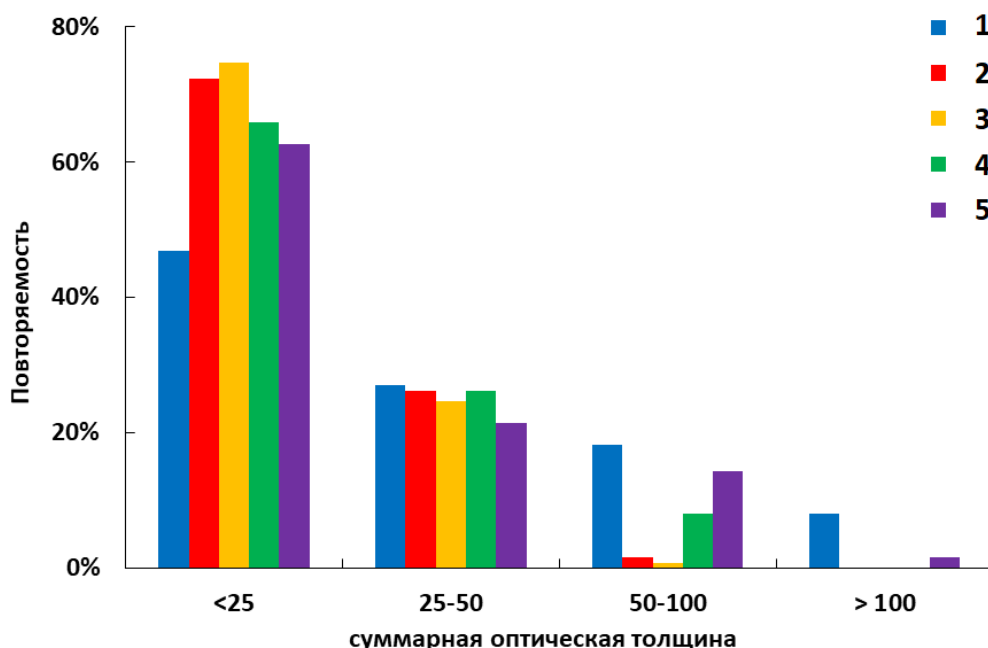


Рис. 3.3.5. Суммарная оптическая толщина жидкокапельных облаков по оперативной версии модели (1) и по экспериментальной версии при различных значениях CCN: рассчитанные по климатологии Теген (2), 100 см⁻³ (3), 400 см⁻³ (4), 1700 см⁻³ (5)

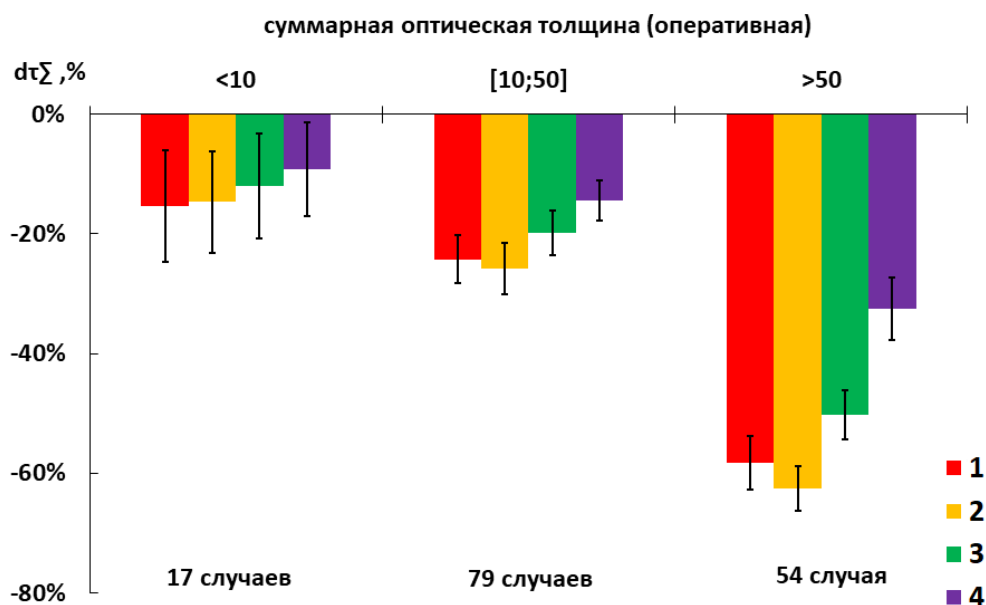


Рис. 3.3.6. Относительное изменение, по сравнению с оперативной версией, суммарной оптической толщины жидкокапельных облаков в расчетах по экспериментальной версии при различных значениях CCN: 1 – рассчитанные по климатологии Теген, 2 – 100 см⁻³, 3 – 400 см⁻³, 4 – 1700 см⁻³

Представленный на Рис. 3.3.7 профиль относительных изменений оптических толщин в экспериментальной схеме описания облачно-радиационного взаимодействия относительно стандартных расчетов ОТ демонстрирует тот же характер изменений в зависимости от концентрации ядер конденсации. Снижение оптической толщины жидкокапельных облаков в расчетах по экспериментальной версии по сравнению с оперативной наблюдается на всех высотах. Разности составляют от -5% в средней тропосфере до -26% в нижнем 1.5 км слое.

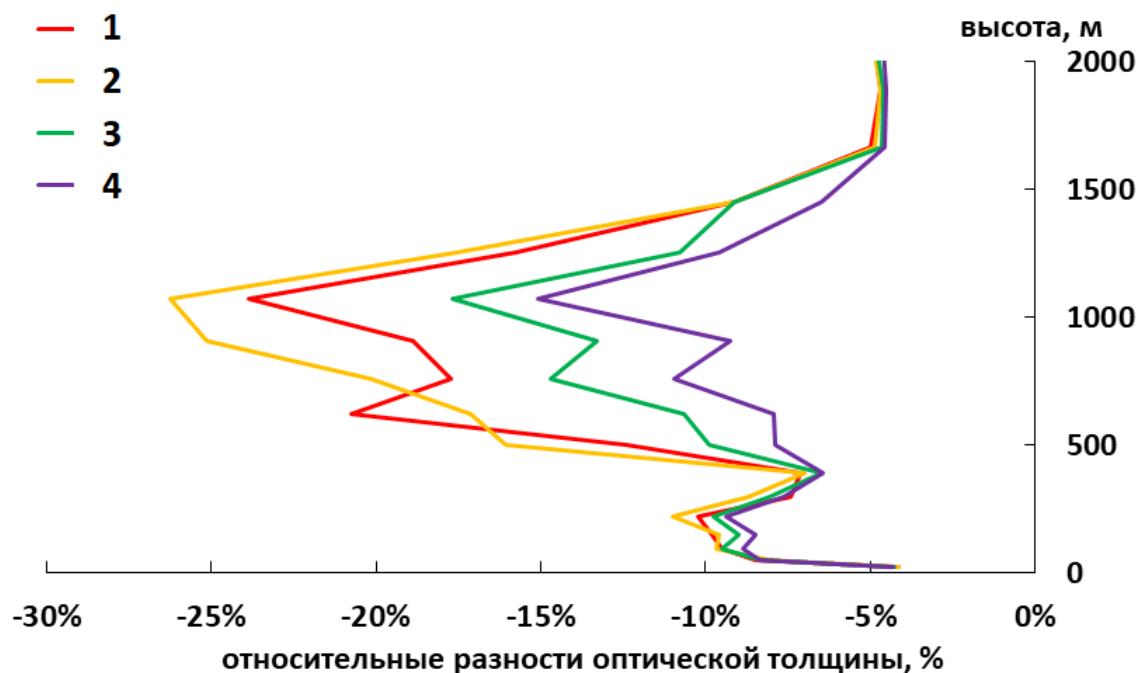


Рис. 3.3.7. Профиль относительных значений медианы разности оптической толщины жидкокапельных облаков по двум версиям модели при различных значениях CCN в экспериментальной версии: 1 – рассчитанные по климатологии Теген, 2 – 100 см^{-3} , 3 – 400 см^{-3} , 4 – 1700 см^{-3}

На Рис. 3.3.8 представлены повторяемости суммарной оптической толщины кристаллических частиц, полученные по двум версиям модели. При расчете с новой схемой облачно-радиационного взаимодействия значения суммарной ОТ не превышают 0.5 в 70% случаев, при максимальном значении равном 2. В расчетах по оперативной версии модели значения суммарной ОТ оказались на порядок больше: лишь в 48% случаев они были менее 2. Значимых различий между экспериментами с различными значениями CCN в новой схеме не прослеживается.

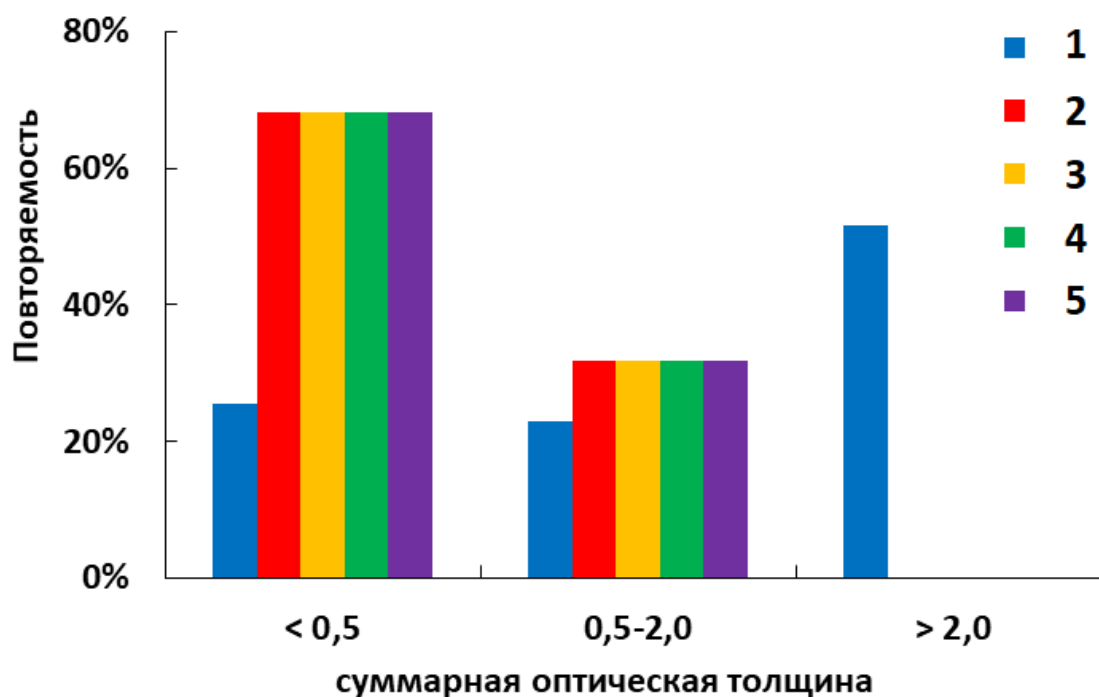


Рис. 3.3.8. Суммарная оптическая толщина кристаллических частиц по оперативной версии модели (1) и по экспериментальной версии при различных значениях CCN: рассчитанные по климатологии Теген (2), 100 см^{-3} (3), 400 см^{-3} (4), 1700 см^{-3} (5)

3.3.4 Влияние облачно-аэрозольного взаимодействия на суммарную радиацию у поверхности земли

Изменения в оптической толщине облачности проявляются и в вариациях суммарной радиации у поверхности Земли. На Рис. 3.3.9 представлена интегральная оптическая толщина жидкокапельной облачности и полученная при этом суммарная радиация в результате расчетов по экспериментальной версии модели с различными вариантами задания CCN. Здесь приведены только те случаи, когда рассчитанная величина потока прямой радиации у поверхности не превышала 1 Вт/м^2 , иными словами, можно сказать, что прогнозировалась сплошная облачность. Суммарная радиация варьирует в диапазоне от 50 до 200 Вт/м^2 . Видно, что меньшие значения суммарной радиации при больших значениях оптических толщин отмечаются при большом содержании CCN. Если же рассмотреть относительное изменение суммарной радиации $\left(\frac{Q_{CCN2} - Q_{CCN1}}{Q_{CCN1}} \times 100\% \right)$ в зависимости от изменения оптической толщины $\left(\frac{\tau_{CCN2} - \tau_{CCN1}}{\tau_{CCN1}} \times 100\% \right)$ при увеличении концентрации аэрозоля и, соответственно, концентрации ядер конденсации от значения CCN_1 до CCN_2 , то получим зависимость, близкую к линейной (рис.3.3.10). При

увеличении концентрации ядер конденсации – от 100 см^{-3} до 400 см^{-3} относительное изменение суммарной радиации ($\Delta Q/Q$) в зависимости от относительного изменения суммарной оптической толщины ($\Delta\tau/\tau$) имеет вид: $\Delta Q/Q = -0.6932\Delta\tau/\tau - 0.6603$, а при увеличении CCN от 400 см^{-3} до 1700 см^{-3} регрессионная зависимость следующая: $\Delta Q/Q = -0.7433\Delta\tau/\tau - 1.0414$. Эти зависимости также показывают несколько более высокую чувствительность суммарной радиации к оптической толщине при существенном росте облачных ядер конденсации от 400^{-3} до 1700 см^{-3} .

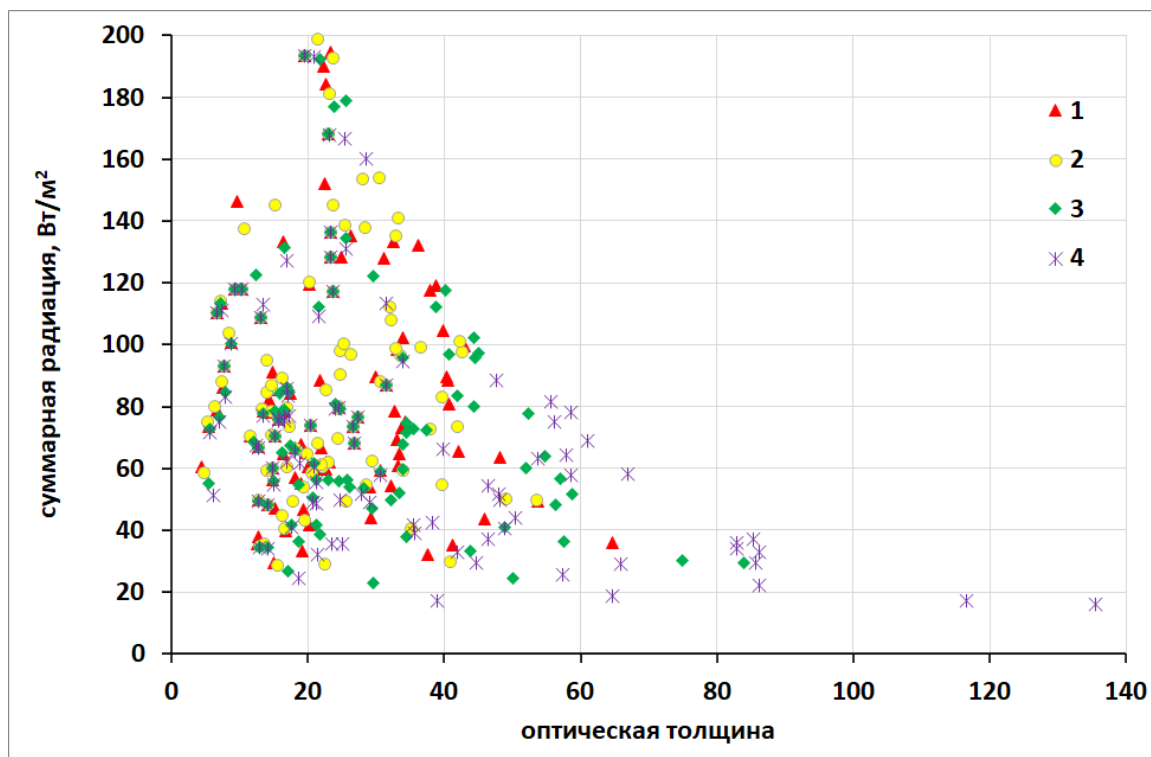


Рис. 3.3.9. Суммарная радиация у поверхности Земли в зависимости от суммарной оптической толщины (ОТ) жидкокапельной облачности при различных значениях CCN: рассчитанные по климатологии Теген (1), 100 см^{-3} (2), 400 см^{-3} (3), 1700 см^{-3} (4)

Эффект учета аэрозоля при расчете микрофизических свойств облачности на величину суммарной радиации виден из сопоставления результатов, полученных по оперативной и экспериментальной версиям (Рис. 3.3.11). Для всех экспериментов с новой экспериментальной облачно-радиационной схемой суммарная радиация выше, чем в случае оперативной версии, в среднем на $19 \pm 6 \text{ Вт/м}^2$ для эксперимента при $\text{CCN} = 1700 \text{ см}^{-3}$, на $30 \pm 7 \text{ Вт/м}^2$ - при $\text{CCN} = 400 \text{ см}^{-3}$, на $38 \pm 8 \text{ Вт/м}^2$ - при CCN, полученной по аэрозольной климатологии Теген, и на $42 \pm 8 \text{ Вт/м}^2$ - при $\text{CCN} = 100 \text{ см}^{-3}$.

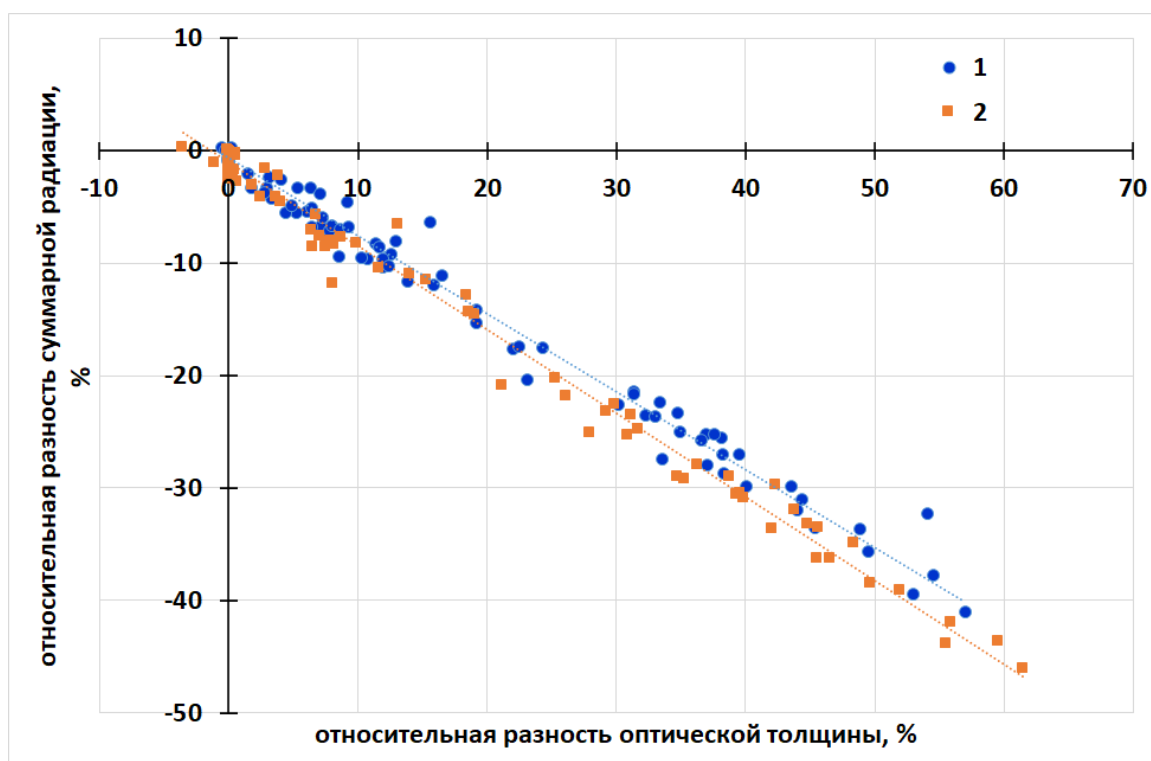


Рис. 3.3.10. Относительное изменение суммарной радиации у поверхности Земли в зависимости от относительного изменения суммарной оптической толщины жидкокапельной облачности при увеличении значения CCN от 100 см^{-3} до 400 см^{-3} (1) и от 400 см^{-3} до 1700 см^{-3} (2)

Если же оценивать полученные по двум версиям результаты относительно данных наблюдений, то положительный эффект внедрения новой облачно-радиационной схемы проявляется для случаев относительно оптически тонких облаков нижнего яруса, когда поток суммарной радиации на подстилающей поверхности по данным измерений был не менее 100 Вт/м^2 (Рис. 3.3.12). Для случаев оптически плотных облаков (измеренный поток менее 100 Вт/м^2) вклад водности в ослабления потока нивелирует эффект учета размеров капель при расчете рассеяния. Можно сказать, что схема облачно-радиационного взаимодействия в оперативной версии была настроена на прогноз оптических свойств именно плотных облаков, и итоговый результат оказался наилучшим. В целом, погрешности при расчете суммарной радиации составляют $-36 \pm 14\%$ по оперативной версии модели, по экспериментам с новой схемой $-19 \pm 12\%$ при $CCN = 100 \text{ см}^{-3}$, $-12 \pm 13\%$ для эксперимента CCN по климатологии аэрозоля Теген, $-5 \pm 12\%$ при $CCN = 400 \text{ см}^{-3}$, $-14 \pm 13\%$ при $CCN = 1700 \text{ см}^{-3}$.

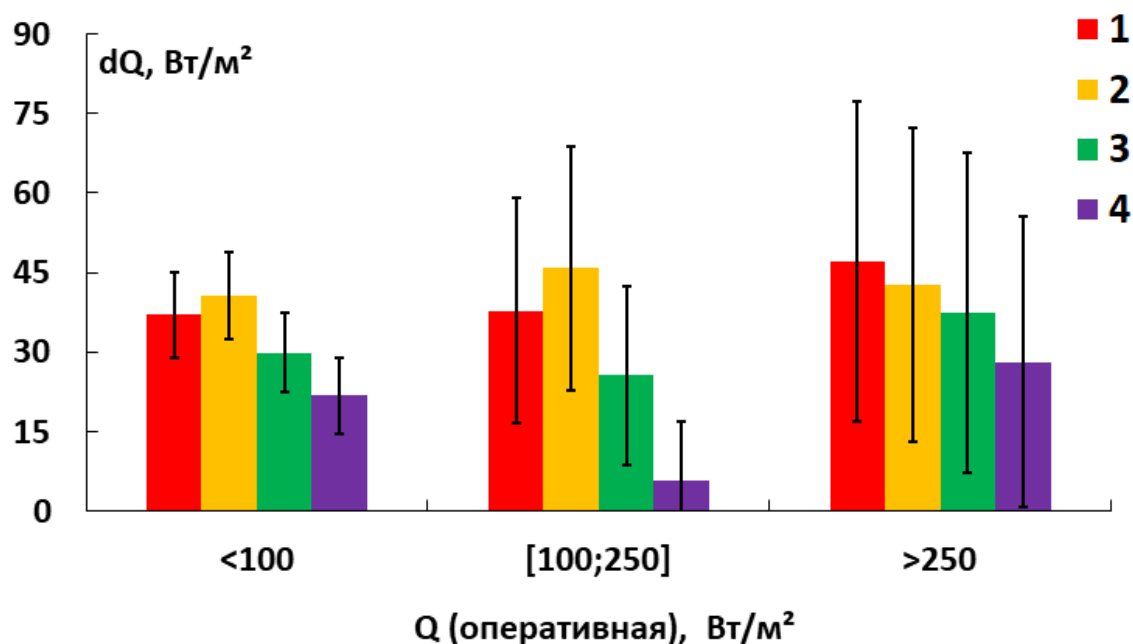


Рис. 3.3.11. Изменения суммарная радиации при расчете по экспериментальной версии при различных значениях CCN: рассчитанных по климатологии Теген (1), 100 см^{-3} (2), 400 см^{-3} (3), 1700 см^{-3} (4)

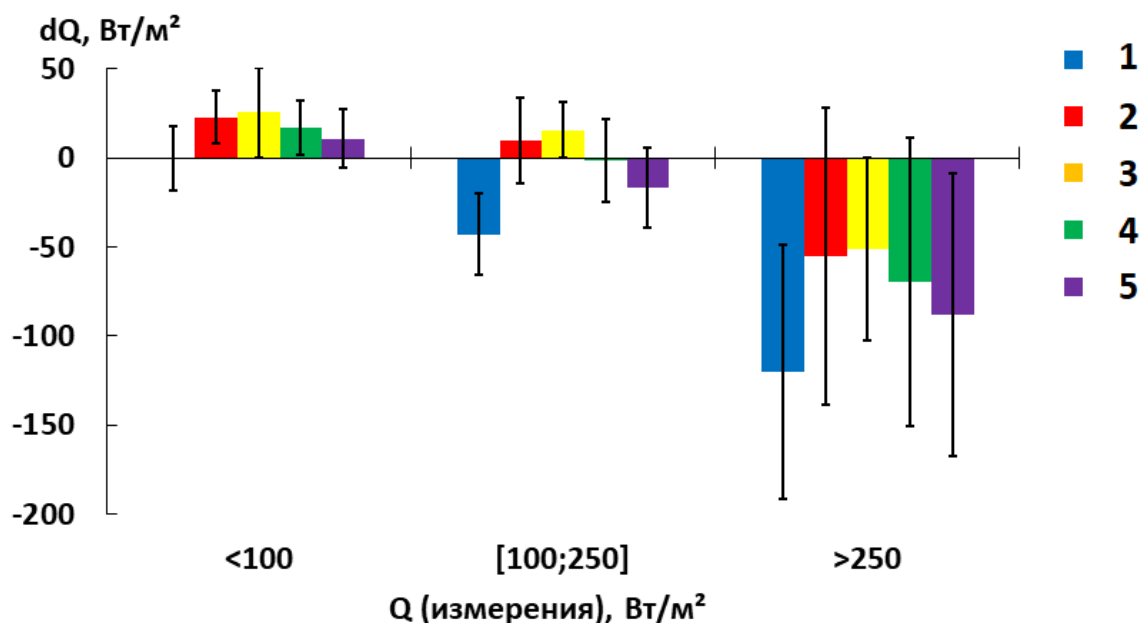


Рис. 3.3.12. Сравнение суммарной радиации, полученной по оперативной версии модели (1), по экспериментальной версии при различных значениях CCN (по климатологии Теген (2), 100 см^{-3} (3), 400 см^{-3} (4), 1700 см^{-3} (5)) с данными измерений Метеорологической обсерватории МГУ

Предоставленные на Рис. 3.3.9-3.3.12 результаты были получены в ходе «коротких» прогнозов для отдельных дней 2018 г., когда в течение нескольких часов наблюдалась и прогнозировалась сплошная облачность для района расположения Метеорологической обсерватории МГУ.

Ниже представлены результаты, полученные для периода июнь-октябрь 2018 г. Для всей расчетной области. Следует заметить, что оптические свойства аэрозоля в экспериментальной версии модели представлены климатологией Теген, а в оперативной версии – климатологией Танре. Различия в аэрозоле имеют температурный и радиационный эффекты, что нужно учитывать при сравнении результатов. Сравнение суммарной радиации проводилось только для модельных результатов в отсутствии данных наблюдений для всей расчетной области.

На Рис. 3.3.13 представлены средние разности суммарной радиации (dQ) по интервалам высоты Солнца для точек всей области счета с выборкой при любом количестве облаков. Суммарная радиация по результатам оперативной версии оказалась ниже, чем по результатам экспериментальной, в среднем на $11-14 \pm 2$ Вт/м² ($21-26 \pm 1\%$). Основной причиной различий суммарной радиации между схемами, как было показано ранее на примере «коротких» экспериментов, является оптическая толщина облаков, которая по результатам оперативной облачно-радиационной схемы была выше, чем в экспериментальной схеме.

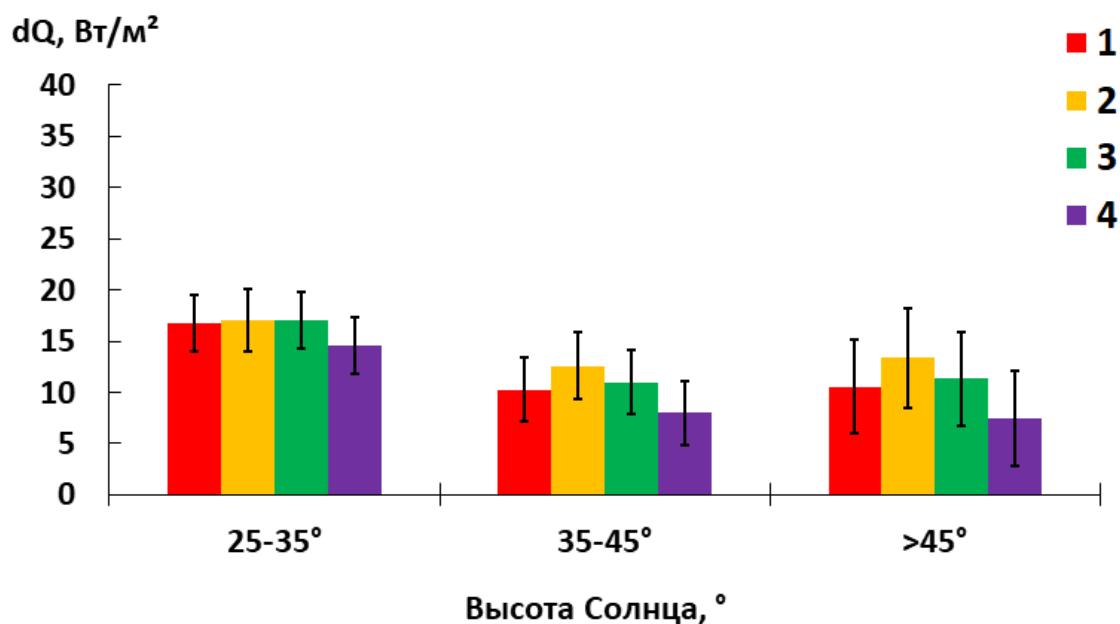


Рис. 3.3.13. Средние разности суммарной радиации по интервалам высоты Солнца, расчеты по новой схеме минус расчеты по оперативной схеме при различных значениях CCN: рассчитанных по климатологии Теген (1), 100 см^{-3} (2), 400 см^{-3} (3), 1700 см^{-3} (4)

Согласно исследованиям, проведенным с радиационным блоком оперативной версии модели для безоблачных условий, погрешность используемой схемы радиационного переноса составляет +5% (Полюхов и др., 2017). В то же время в оперативной версии используется аэрозольная климатология Танре, завышающая оптическую толщину и в результате этого компенсирующая завышение радиации в радиационном блоке. Погрешности расчета суммарной

радиации за счет неточностей аэрозольных климатологий составляют -2.4% для климатологии Теген и -9.9% для климатологии Танре. Таким образом, в безоблачных условиях при использовании климатологии Теген суммарная радиация рассчитывается с небольшой погрешностью (+2.5%), а при использовании климатологии Танре занижается суммарно на 5% по сравнению с наблюдениями (Полюхов и др., 2017). Для исключения эффекта климатологии Танре по сравнению с климатологией Теген увеличим на 7.5% суммарную радиацию, рассчитанную по оперативной схеме облачно-радиационного взаимодействия. В итоге различия между новой и оперативной схемами остаются значимы. Разности (новая схема минус оперативная) составляют от $+13\pm 1\%$ при $CCN=1700\text{ см}^{-3}$ до $+17\pm 1\%$ при $CCN=100\text{ см}^{-3}$.

Между экспериментами с разной концентрацией ядер конденсации также имеются различия в прогнозируемой суммарной радиации при любой облачности (см. Рис. 3.3.13), но в среднем они статистически незначимы относительно различий с оперативной облачно-радиационной схемой. На Рис. 3.3.14 представлено изменение разностей суммарной радиации в интервале 4-16 ч ВСВ на разных интервалах прогноза для всей области счета периода июнь-октябрь 2018 года. Разности рассчитаны для экспериментов новой схемы облачно-радиационного взаимодействия относительно эксперимента с концентрацией ядер конденсации 1700 см^{-3} , так как ранее было показано, что для него рассчитываемая суммарная радиация минимальна среди всех рассматриваемых CCN . Согласно полученным результатам, различия оптических характеристик облачности в новой схеме определяются оптической толщиной жидкокапельных облаков, которая растет с увеличением концентрации ядер конденсации за счет снижения эффективного радиуса частиц. Из-за изменений оптической толщины наблюдаются различия в суммарной радиации. Результаты экспериментов с CCN , рассчитанной с использованием климатологии аэрозоля Теген, и концентрацией ядер конденсации 400 см^{-3} близки, разности составляют 3% и менее. Прогнозируемая суммарная радиация при $CCN=100\text{ см}^{-3}$ выше относительно эксперимента с $CCN=1700\text{ см}^{-3}$ до 19% в 11 ч ВСВ, что соответствует полученным различиям в распределениях эффективных радиусов жидкокапельных облачных частиц. Как видно из рисунка, эффект разной концентрации ядер конденсации имеет выраженный суточный ход, что связано с изменением абсолютных значений суммарной радиации. При небольшом различии в количестве ядер конденсации при 100 и 400 см^{-3} заметны значимые изменения в прогнозе суммарной радиации между экспериментами. Эффект низкой концентрации ядер конденсации выражен наиболее отчетливо.

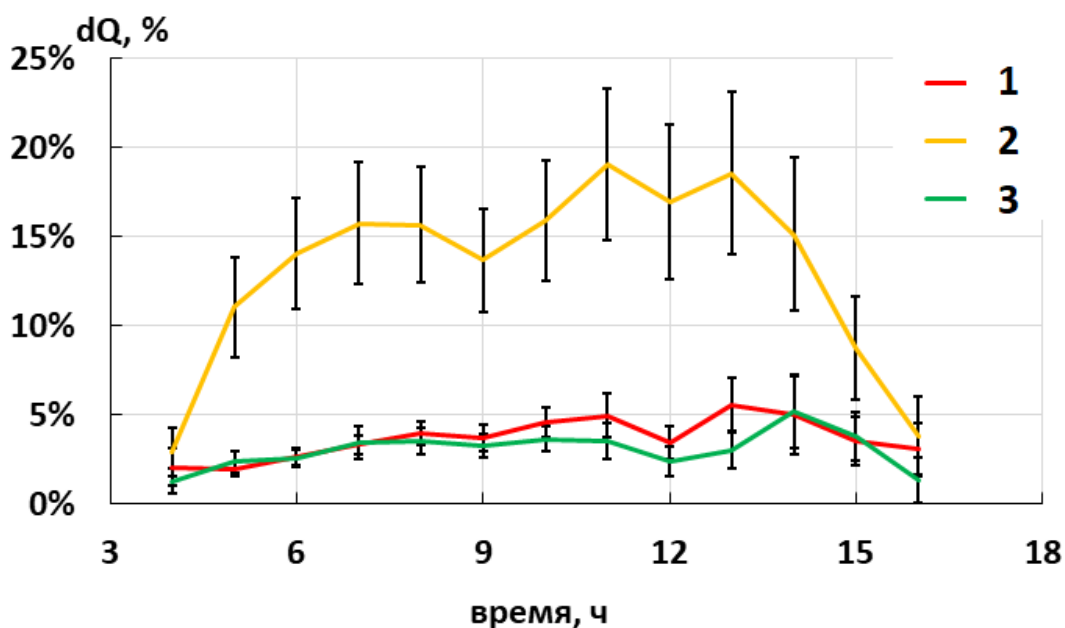


Рис. 3.3.14. Изменение относительных разностей суммарной радиации при разных CCN по расчетам с климатологией аэрозоля Теген (1), $CCN=100 \text{ см}^{-3}$ (2), 400 см^{-3} (3) относительно расчетов при $CCN=1700 \text{ см}^{-3}$

Рассмотрим далее только случаи сплошного облачного покрова для исключения выраженных трехмерных эффектов облачно-радиационного взаимодействия в условиях разорванной облачности и различий за счет воспроизведения разного количества облаков в экспериментах для всей области счета. Средние значения рассчитаны для выборки, в которой высота Солнца составляет не менее 25° , суммарная радиация (Q) по результатам каждого из экспериментов – не менее 30 Вт/м^2 , а прямая радиация (DIR) – менее 1 Вт/м^2 . На Рис. 3.3.15 приведены разности суммарной радиации для оптически тонкой и плотной облачности. В целом, при этих условиях суммарная радиация по оперативной облачно-радиационной схеме выше, чем по экспериментальной, в среднем на $8-15 \pm 4 \text{ Вт/м}^2$ (от -4 до $+12 \pm 5\%$). Для оптически плотной облачности абсолютные различия малы из-за значительного ослабления суммарной радиации: разности в среднем составляют от $+1$ до $+12 \pm 3 \text{ Вт/м}^2$ (новая схема минус оперативная) для расчетов с разными значениями CCN . Для более оптически тонкой облачности суммарная радиация по оперативной схеме в среднем выше на $48-53 \pm 5 \text{ Вт/м}^2$, чем по экспериментальной. Данный результат не согласуется с результатами, полученными для всей выборки независимо от облачных ситуаций.

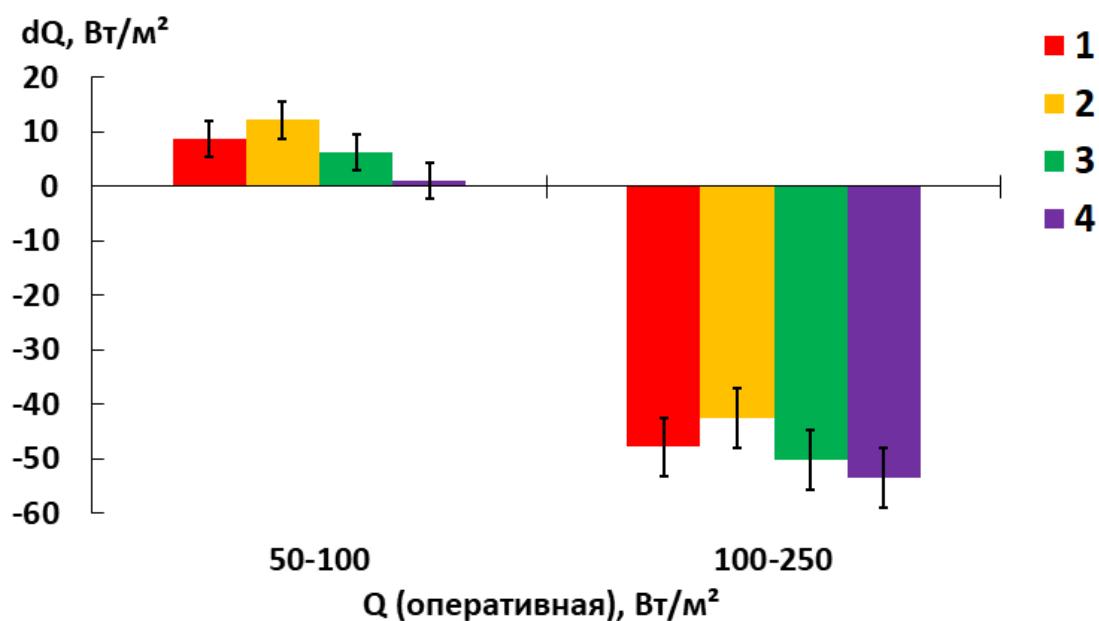


Рис. 3.3.15. Разности суммарной радиации в облачных условиях в отсутствии прямой радиации для разных численных экспериментов при различных значениях CCN: рассчитанных по климатологии Теген (1), 100 см^{-3} (2), 400 см^{-3} (3), 1700 см^{-3} (4) (по Khlestova et al., 2019)

Рассмотрим подробнее метеорологические условия случаев, вошедших в выборку. Согласно данным расчетов новой схемы облачно-радиационного взаимодействия, в 94% случаев наблюдалась 100% количество облаков нижнего яруса, в 96% случаев наблюдалось 100% количество облаков среднего яруса. Случаев наличия только облачности верхнего яруса в выборке нет. Осадки были получены в 93% случаев и составили более 1 мм за 30 минут в 41% случаев. Интегральное водосодержание крупномасштабной облачности равно нулю только в 20% случаев. Таким образом, в выборку вошли случаи с оптически плотной облачностью. Зависимости разностей суммарной радиации от рассмотренных метеорологических параметров не наблюдается. Однако наблюдается зависимость разностей суммарной радиации от наличия прямой радиации (Рис. 3.3.16). Суммарная радиация зависит даже от малых значений прямой радиации при фильтре менее 1 Вт/м^2 : при росте рассчитанной прямой радиации для обеих схем наблюдается закономерное изменение разностей. В рассматриваемых случаях прямая радиация равна нулю по оперативной схеме в 57% случаев, а по новой схеме в эксперименте с концентрацией ядер конденсации с использованием климатологии аэрозоля Теген – в 87% случаев. Значит, в новой схеме рассматриваются условия более оптически плотной облачности. Если рассмотреть только случаи, когда прямая радиация не наблюдалась совсем ($DIR=0$), то выборка уменьшается до 195 случаев, и максимальная рассчитанная по оперативной схеме суммарная радиация составляет 110 Вт/м^2 . Таким образом, при наложении более жесткого условия на прямую радиацию в выборке не остается случаев с оптически тон-

кой облачностью, в сравнение с Рис. 3.3.15. Для урезанной статистики (195 случаев) разности суммарной радиации (новая схема минус оперативная) составляют от -2 ± 3 Вт/м² при $CCN=1700$ см⁻³ до $+9 \pm 3$ Вт/м² при $CCN=100$ см⁻³. Результаты, полученные для общей выборки (Рис. 3.3.13), что согласуются с тенденциями, полученными ранее, для всех облачных условий.

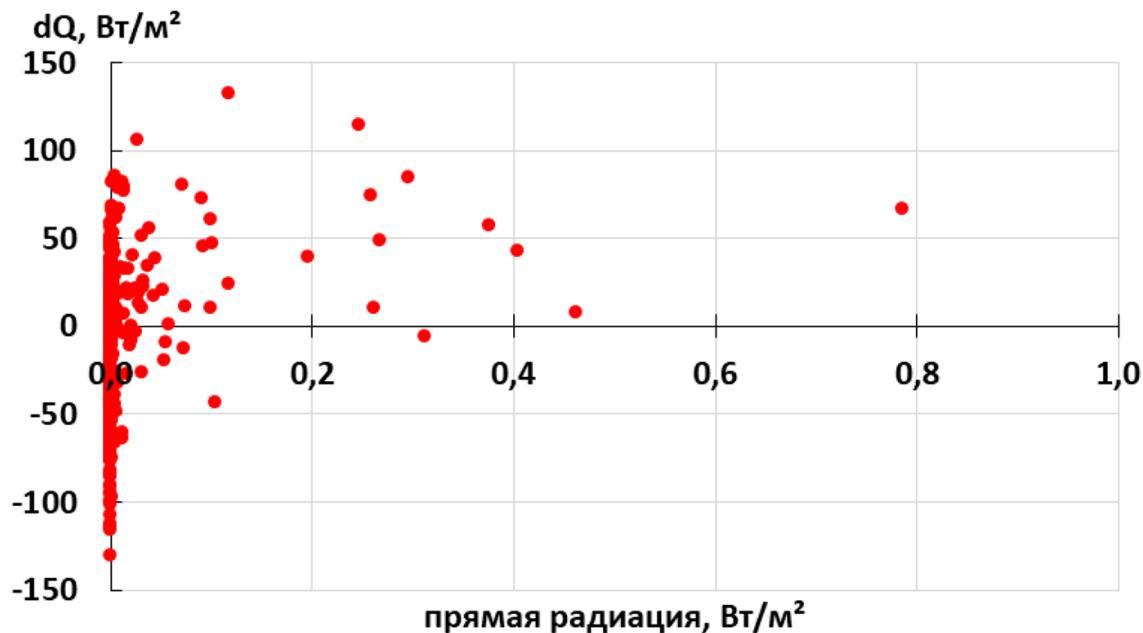
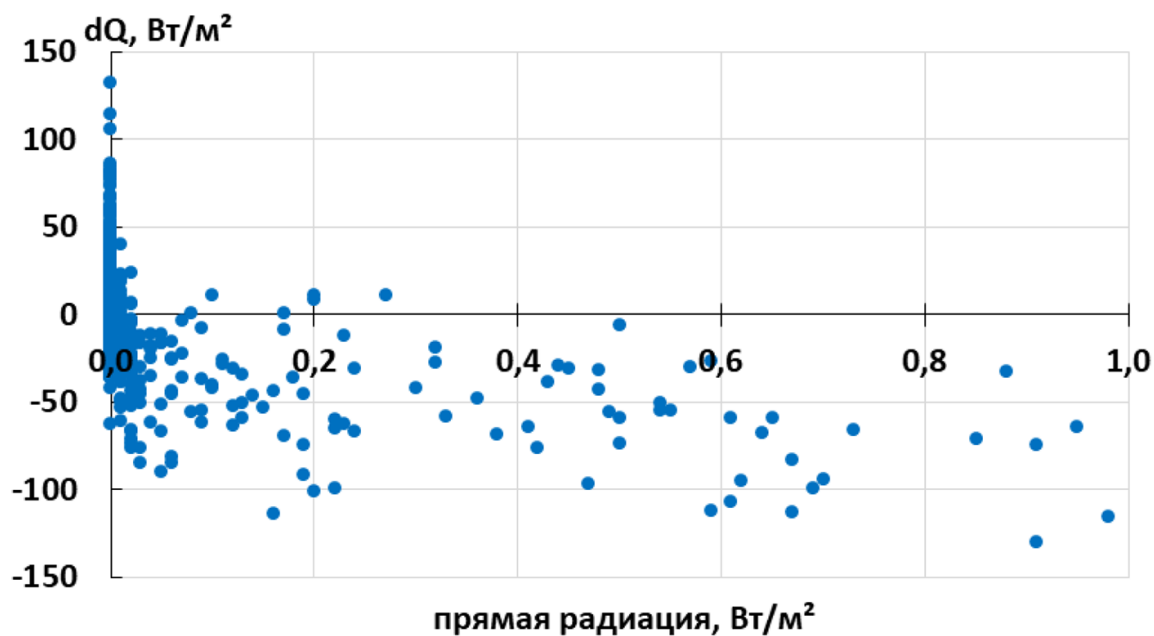


Рис. 3.3.16. Зависимость разностей суммарной радиации (расчеты по новой экспериментальной схеме минус расчеты по оперативной) от вклада прямой радиации: а) прямая радиация по оперативной схеме, б) прямая радиация по новой схеме (эксперимент с Теген). Случаи сплошного покрова модельной облачности с фильтром на прямую радиацию менее 1 Вт/м²

Оценки результатов численных экспериментов показали, что при расчетах

по новой экспериментальной схеме с учетом облачно-аэрозольного взаимодействия отмечается увеличение суммарной радиации у поверхности Земли в среднем на 15-20% относительно расчетов по оперативной схеме. Однако в условиях сплошной оптически плотной облачности различия в эффекте включения новой схемы оказываются незначительным, а погрешности сопоставимы с ошибками в расчетах по схеме, не учитывающей влияние аэрозоля.

3.3.5 Влияние облачно-аэрозольного взаимодействия на приземную температуру воздуха

Изменения в описании взаимодействия радиации и облачности в модели ЧПП проявляются при расчетах не только радиационных характеристик, но и в прогнозе метеорологических параметров, в первую очередь температуры воздуха. Следует понимать, что температура воздуха, а здесь имеется в виду температура на уровне 2 м от земной поверхности, определяется радиационным балансом поверхности не напрямую, а зависит от множества факторов и процессов в приземном слое: адвекции тепла и влаги, переноса тепла и влаги от подстилающей поверхности, турбулентного перемешивания и др. Часть этих процессов имеет локальный характер. Выполняя оценки изменений температуры по достаточно большой области, мы можем отчасти нивелировать вклад пространственной неоднородности этих процессов, а также облачности. С другой стороны, чтобы избежать влияния адвекции, можно рассматривать прогнозы на сроки до 3 часов при определенных синоптических условиях, что и было сделано при проведении «коротких» экспериментов).

На Рис. 3.3.17 показано изменение температуры воздуха в прогнозе на 3 ч по результатам экспериментальной версии модели при различных значениях CCN по отношению к прогнозу по оперативной версии. Результаты представляют собой средние значения по 113 узлам сетки, ближайшим к метеорологическим станциям (ГМС), расположенным в пределах расчетной области. Как видно, расхождения с оперативной версией увеличиваются со временем прогноза и могут достигать 0.3° при $CCN=100 \text{ см}^{-3}$. В то же время разница между результатами, полученными при различных значениях концентрации ядер конденсации относительно невелика: при увеличении CCN в 4 раза с 100 см^{-3} до 400 см^{-3} через 3 часа разность в температуре составляет 0.08°C , при увеличении CCN с 400 см^{-3} до 1700 см^{-3} - 0.07°C .

Каков в целом будет эффект от учета аэрозоля в схеме облачно - радиационного взаимодействия на прогноз температуры для различных синоптических условий можно понять по результатам проведенной верификации. Ниже представлены оценки прогноза температуры воздуха по расчетам за период апрель-октябрь 2018 г.

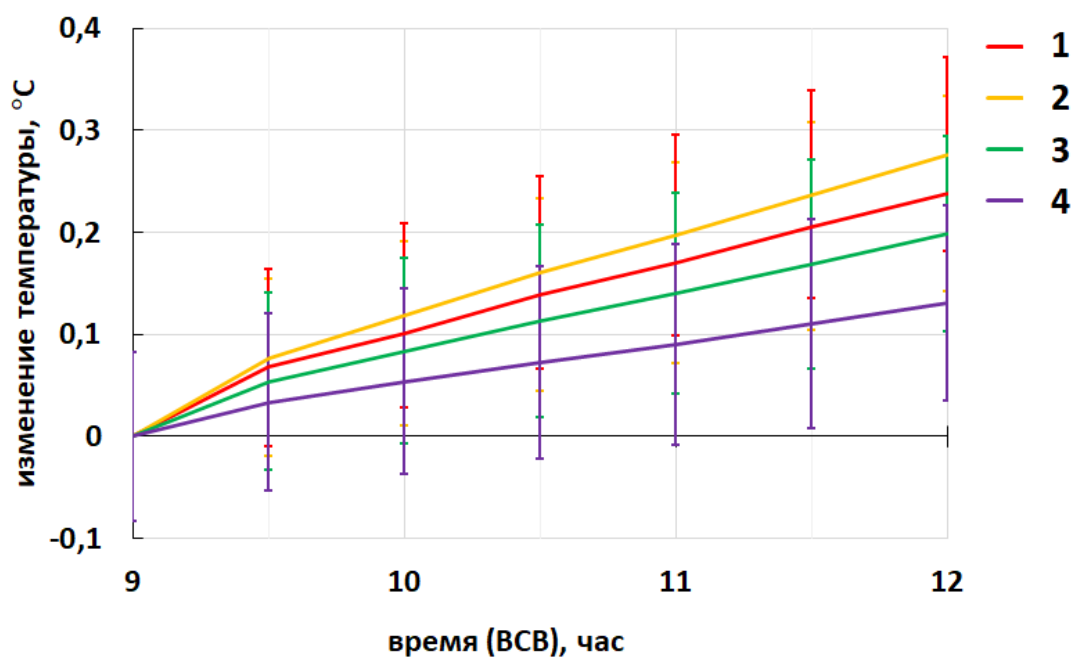


Рис. 3.3.17. Изменение температуры воздуха на 2 м в прогнозе на 3 ч по результатам экспериментальной версии при различных значениях CCN: рассчитанные по климатологии Теген (1), 100 см^{-3} (2), 400 см^{-3} (3), 1700 см^{-3} (4) относительно оперативной версии модели

Так как ошибки прогноза температуры воздуха больше, чем различия между экспериментами новой схемы, далее будут приводиться результаты по новой схеме только с концентрацией ядер конденсации, рассчитываемой по климатологии аэрозоля Теген. На Рис. 3.3.18 представлен сезонный ход ошибок температуры воздуха на 2 м для новой и оперативной облачно - радиационных схем для станций всего региона счета. В течение всего периода, за исключением апреля и октября, температура в модели в среднем завышена. Разности составляют от -0.7°C до $+1.1^\circ\text{C}$ с оперативной схемой и от -1.4°C до $+1.0^\circ\text{C}$ с новой схемой. Ошибки прогноза температуры в переходные месяцы могут быть связаны, в первую очередь, с ошибками, связанными с оценкой состояния подстилающей поверхности. Согласно данным наблюдений снежный покров в Московском регионе отмечался в апреле и октябре, однако был непостоянным, а значит, занижение температуры воздуха может быть связано с сохранением снежного покрова в модели в то время, когда он уже не наблюдался в действительности. В то же время, учитывая температурный фон в апреле и октябре 2018 года, в модели могли возникать ошибки, связанные с фазой осадков. В итоге, ошибки состояния подстилающей поверхности привели к изменениям потоков явного и скрытого тепла у земной поверхности, отраженной и поглощенной земной поверхностью радиации, что и привело к росту погрешности расчетов в температуре воздуха.

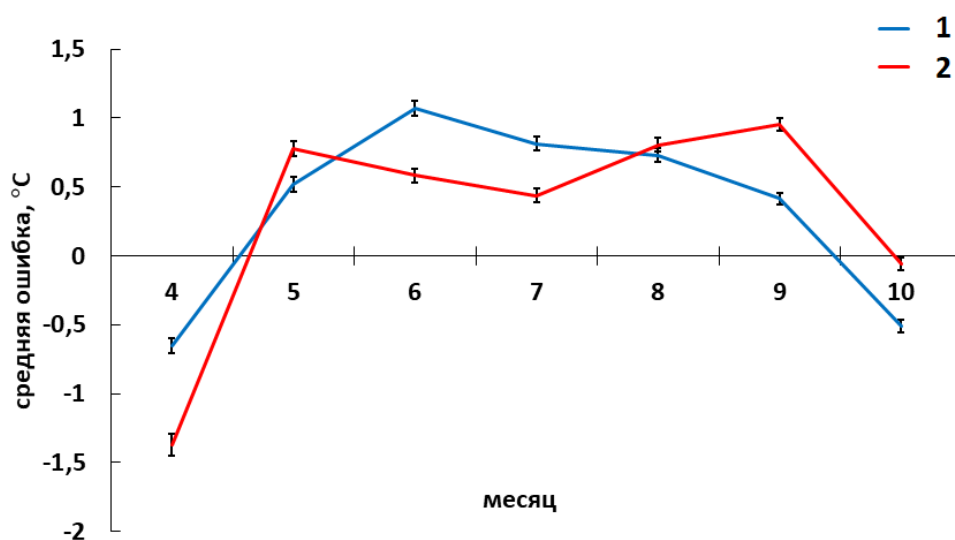


Рис. 3.3.18. Сезонный ход средней ошибки прогноза температуры воздуха на уровне 2 м, апрель-октябрь 2018 года. 1 – оперативная версия модели, 2 – экспериментальная версия модели

Следует отметить закономерности хода ошибок температуры воздуха в течение суток (Рис. 3.3.19). Для периода 6-15 ч ВСВ, когда коротковолновая радиация является одним из наиболее значимых компонентов теплового баланса, по расчетам с новой облачно-радиационной схемой температура воздуха на 2 м лучше согласуется с данными измерений и в среднем занижается до 0.3°C , в то время как для расчетов с оперативной схемой разности составляют от -0.7°C до $+0.5^{\circ}\text{C}$. В утренние и вечерние часы (0-3, 15-18 ч ВСВ) температура завышается до 1.1°C в расчетах с новой схемой облачно-радиационного взаимодействия и до 1.3°C в расчетах с оперативной схемой.

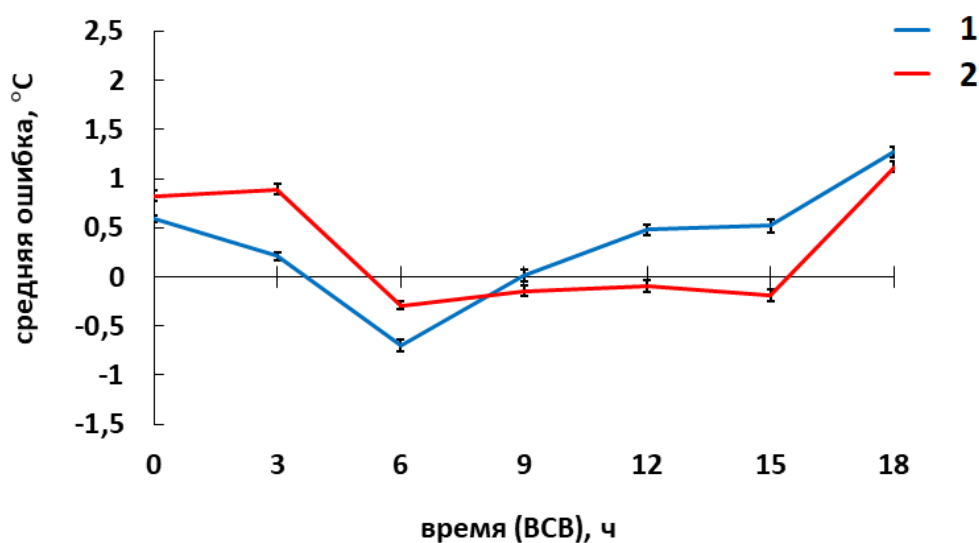


Рис. 3.3.19. Суточный ход средней ошибки прогноза температуры воздуха на уровне 2 м, апрель-октябрь 2018 года. 1 – оперативная версия модели, 2 – экспериментальная версия модели

В условиях сплошной облачности эффект новой схемы оказывается несколько иным. На Рис. 3.3.20 приводятся средние ошибки в прогнозе температуры для условий сплошной облачности. В течение всего периода температура воздуха в среднем завышена на 1.0°C по данным расчетов с оперативной облачно-радиационной схемой и на 0.5°C - с новой схемой. В итоге, в облачных случаях различия прогнозируемой и наблюдаемой температуры не снижаются, а сложный ход разностей в течение суток сменяется устойчивым завышением температуры моделью.

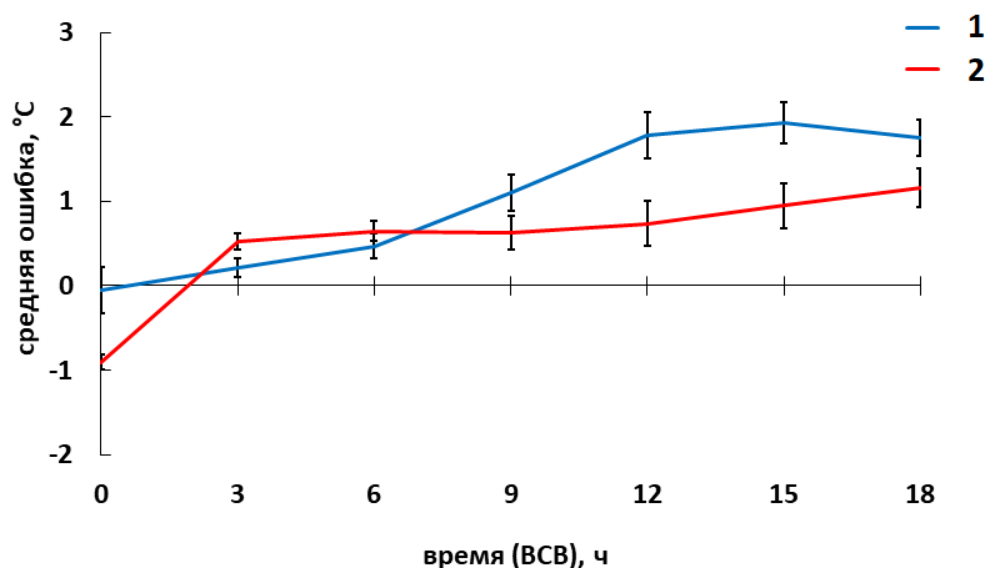


Рис. 3.3.20. Суточный ход средней ошибки прогноза температуры воздуха на уровне 2 м в условиях сплошной облачности, апрель-октябрь 2018 года. 1 – оперативная версия модели, 2 – экспериментальная версия модели

Однако отмечается лучшее согласие данных наблюдений с модельными значениями температуры воздуха, полученными по новой экспериментальной схеме, по сравнению с результатами оперативной схемы модели.

Выводы по Главе 3

- Атмосферный аэрозоль играет важную роль в формировании облачности, выступая источником ядер конденсации / кристаллизации и определяя ее микрофизические параметры. При задании типичных концентраций CCN и учитывая термодинамические характеристики атмосферы на нижней границе облака, можно оценить эффективные размеры облачных частиц. Этот подход реализован в экспериментальной версии модели COSMO, что позволило перейти к определению оптических параметров облаков различного фазового состояния с учетом их микрофизических характеристик.

- Численные эксперименты с экспериментальной версией модели COSMO, выполненные для различных синоптических условий, наблюдавшихся в центральной части Европейской территории России в период с апреля по октябрь 2018 г., и верификация результатов по данным натурных измерений продемонстрировали достоинства и слабые стороны новой схемы.
- Расчеты с различными вариантами задания концентрации ядер конденсации позволили оценить эффект содержания аэрозоля на прогноз микрофизических и оптических свойств облаков, суммарной радиации и приземной температуры воздуха. Уменьшение эффективного размера частиц с ростом CCN в модели сопровождался ростом оптической толщины облака. Причем, чем больше значение оптической толщины, тем больше проявились расхождения между результатами расчетов с различными значениями CCN. Получено, что уменьшение суммарной радиации с ростом оптической толщины, если рассматривать относительные изменения, имеет линейный характер.
- Эксперименты показали, что влияние CCN на интегральное водо- и ледосодержание облаков весьма незначительно. Наибольшие различия вариации отмечаются для месяцев переходного периода - мая и сентября, для этих же месяцев отмечается большая изменчивость самих значений интегрального водосодержания облаков.
- Положительный эффект внедрения новой облачно-радиационной схемы проявился, главным образом, для относительно оптически тонких облаков нижнего яруса (суммарная радиация у поверхности Земли не менее 100 Вт/м^2). В этом случае имеет место увеличение суммарной радиации у поверхности Земли в среднем на 15-20%, а погрешности при сравнении с данными измерений уменьшаются вдвое. Однако в условиях сплошной оптически плотной облачности различия в величине суммарной радиации оказываются незначительными, а погрешности сопоставимы с ошибками в расчетах по схеме, не учитывающей влияние аэрозоля. Тем не менее, для всех условий, в том числе и при сплошной облачности, отмечается повышение качества прогноза приземной температуры воздуха при учете облачно-аэрозольного взаимодействия в экспериментальной версии модели.

Литература к Главе 3

Авиационно-климатический атлас-справочник СССР. Статистические характеристики пространственной и микрофизической структуры облаков, 1975, вып. 3, М., Гидрометеиздат.

Полюхов А. А., Чубарова Н.Е., Ривин Г.С., Шатунова М.В. Тарасова Т.А. Оценка качества расчета солнечной радиации в COSMO-RU по данным точных радиационных расчетов и измерений в Москве в безоблачных условиях // Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации. – 2017. – №. 364. – С. 38-52.

Ривин Г.С. Розинкина И.А., Вильфанд Р.М., Алферов Д.Ю., Астахова Е.Д., Блинов Д.В., Бундель А.Ю., Казакова Е.В., Кирсанов А.А., Никитин М.А., Перов В.Л., Суркова Г.В., Ревокатова А.П., Шатунова М.В., Чумаков М.М. Система COSMO-Ru негидростатического мезомасштабного прогноза погоды Гидрометцентра России: второй этап реализации и развития // Метеорология и гидрология. – 2015. – №6. – С.58-67.

Розинкина И.А., Киктев Д.Б., Ривин Г.С., Муравьев А.В., Жабина И.И., Пурина И.Э., Шатунова М.В., Блинов Д.В., Смирнов А.В., Варенцов М.И. Информационные технологии Гидрометцентра России для сверхкраткосрочного и краткосрочного прогнозов состояния атмосферы в субъектах ЦФО: настоящее и планы. Метеоспектр. – 2017. – №4. – С.17-33.

Хюлст Г. ван де, 1961: Рассеяние света малыми частицами. М., 536 с.

Юнге Х. Химический состав и радиоактивность атмосферы. – 1965.

Auer A.H., Jr., and D.L. Veal. The dimension of ice crystals in natural clouds, J. Atmos. Sci., 27, 919-926, 1970.

Blahak U., Muskatel H., Khain P. Documentation of new optical properties of hydrometeors as function of effective size (radius or diameter) or mean axis ratio, DWD, Offenbach, 2016.

Elliot W.P., and R. Egami. CCN measurements over the ocean, J. Atmos. Sci., 32, 371-374, 1975.

Fitzgerald, J.W. Dependence of the supersaturating of CCN on aerosol size distribution composition, J. Atmos. Sci., 30, 628-634, 1973. Fletcher N. H. The Physics of Rain Clouds. – 1962.

Fu Q. An Accurate Parametrization of the Solar Radiative Properties of Cirrus Clouds for Climate Models, V.9, P. 2058-2082, 1996.

Fu Q., Yang P., Sun W.B. An accurate parametrization of the infrared radiative properties of Cirrus clouds for climate models. J. Climate, V.11, N 9, P.2223-2237, 1998.

Heymsfield, A. J., and C. M. R. Platt, A parameterization of the particle size spectrum of ice clouds in terms of the ambient temperature and the ice water content, J. Atmos. Sci., 41, 846–855, 1984.

Hobbs P. V., Bowdle D. A., Radke L. F. Particles in the lower troposphere over the high plains of the United States. Part I: Size distributions, elemental compositions and morphologies // *Journal of climate and applied meteorology*. – 1985. – T. 24. – №. 12. – C. 1344-1356.

Hudson J.G. Cloud condensation nuclei measurements within clouds, *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 23, 42-51, 1984. Jaenicke, R. Chapter 1: Tropospheric Aerosols, *Int. Geophysics*, 54, 1-31, in book *Aerosol-Cloud-Climate Interactions*. Edited by Peter V. Hobbs, Elsevier, 1993.

Key J.R., Yang P., Baum B.A., Nasiri S.L. Parametrization of shortwave ice cloud optical properties for various particle habits. *J. Geophys. Res.*, V.107, N D13, P.4181-4190, 2002.

Khain, A., M. Ovtchinnokov, M. Pinsky, A. Pokrovsky, and H. Krugliak. Note on the state-of-the-art numerical modeling of cloud microphysics, *Atmos. Res.*, 55, 159-224, 2000.

Khain, A., D. Rosenfeld, and A. Pokrovsky, 2005: Aerosol impact on the dynamics and microphysics of convective clouds. *Q. J. Royal. Meteorol. Soc.*, 131, 2639–2663

Khain, A.P., D. Rosenfeld, A. Pokrovsky, U. Blahak, and A. Ryzhkov, 2011: The role of CCN in precipitation and hail in a mid-latitude storm as seen in simulations using a spectral (bin) microphysics model in a 2D dynamic frame. *Atmos. Res.*, 99, 129–146.

Khain A. P., Pinsky M. *Physical processes in clouds and cloud modeling*. – Cambridge University Press, 2018.

Khlestova J., N. Chubarova, and M. Shatunova. Radiative and temperature effects of clouds based on the results of numerical experiments of the COSMO mesoscale model and measurement data *Proc. SPIE 11208*, 25th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics, 2019, <https://doi.org/10.1117/12.2540929>

Landsberg H. E. *Atmospheric condensation nuclei*. – Akademische Verlagsgesellschaft MBH, 1938.

Levin, Z., and W.R. Cotton. *Aerosol pollution impact on precipitation: A scientific review*. Springer, p.386, 2009.

Martin G.M., D.W. Johnson, and A. Spice. The measurements and parametrization of effective radius of droplets in warm stratocumulus clouds, *J. Atmos. Sci.*, 51, 1823-1842, 1994.

Ono A. The shape and riming properties of ice crystals in natural clouds. *J. Atmos. Sci.*, 26, 138-147, 1969.

Parish O., T. Putnam. Equations for the determination of humidity from dewpoint and psychrometric data. *NASA Technical Note, NASA TN D-8401*, 24 pp., NASA, Washington, D.C., 1977.

Philippin, S., and E.A. Betterton. *Cloud condensation nuclei concentrations*

in southern Arizona: Instrumentation and early observations, *Atmos. Res.*, 43, 263-275, 1997.

Pinsky M., and A. P. Khain. Effects of in-cloud nucleation and turbulence on droplet spectrum formation in cumulus clouds, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 128, 501-533, 2002.

Pruppacher H. R., Klett J. D. *Microphysics of Clouds and Precipitation*. – Springer, Dordrecht, 2010.

Rissler J., E. Swietlicki, J. Zhou, G. Roberts, M. O. Andreae, L. V. Gatti, and P. Artaxo. Physical droplet properties of the sub-micrometer aerosol over the Amazon rain forest during the wet-to-dry season transition-comparison of modeled and measured CCN concentrations, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 4, 3159-3225, 2004.

Ritter B., Geleyn J. A comprehensive radiation scheme for numerical weather prediction models with potential application in climate simulations, *Mon. Wea. Rev.*, 1992, N 43, pp.1295-1307.

Roberts G. C., P. Artaxo, J. Zhou, E. Swietlicki, M. O. Andreae. Sensitivity of CCN spectra on chemical and physical properties of aerosol: A case study from the Amazon Basin, *J. Geophys. Res.*, 107(D20), 8070, doi:10.1029/2001JD000583, 2002.

Rosenfeld, D., and W L. Woodley. Deep convective clouds with sustained highly supercooled liquid water until -37.5°C , *Nature*, 405, 440-442, 2000.

Seifert A. and K. D. Beheng, 2006a: A two-moment cloud microphysics parameterization for mixed-phase clouds. Part I: Model description. *Meteor. Atmos. Phys.*, 92, 45-66.

Seifert A. and K. D. Beheng, 2006b: A two-moment cloud microphysics parameterization for mixed-phase clouds. Part II: Maritime vs. continental deep convective storms. *Meteor. Atmos. Phys.*, 92, 67-88.

Segal Y., Khain A. Dependence of droplet concentration on aerosol conditions in different cloud types: Application to droplet concentration parameterization of aerosol conditions // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111, N D15204. DOI: 10.1029/2005JD006561.

Segal Y., A. Khain, M. Pinsky, and A. Sterkin. Effects of atmospheric aerosol on precipitation in cumulus clouds as seen from 2000-bin cloud parcel microphysical model: Sensitivity study with cloud seeding applications, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 130, 561-582, 2004.

Slingo J.M., Shrecher H.M. On the shortwave radiative properties of water clouds. *J. Atmos. Sci.*, V.46, P. 1419-1427, 1982.

Stephens G.L. Optical properties of eight water cloud types, CSIRO, Aust. Div. Atmos. Phys. Tech. Pap., 36, 35 pp., 1979.

Tanre D., Geleyn J. F., Slingo J. First results of the introduction of an advanced aerosol-radiation interaction in the ECMWF low resolution global model // *Aerosols and their climatic effects*. – 1984. – C. 133-177.

Tegen I. et al. Contribution of different aerosol species to the global aerosol extinction optical thickness: Estimates from model results // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. – 1997. – Т. 102. – №. D20. – С. 23895-23915.

Twomey S. The effect of cloud scattering on the absorption of solar radiation by atmospheric dust // *Journal of the Atmospheric Sciences*. – 1972. – Т. 29. – №. 6. – С. 1156-1159.

Twomey S., Wojciechowski T. A. Observations of the geographical variation of cloud nuclei // *Journal of the Atmospheric Sciences*. – 1969. – Т. 26. – №. 4. – С. 648-651.

Wallace J. M., Hobbs P. V. *Atmospheric science: an introductory survey*. – Elsevier, 2006. – Т. 92.

Whitby, K.T. On the multimodal nature of atmospheric aerosol size distributions, VIII-th Int. Conference. on nucleation, Leningrad, U.S.S.R., 1973.

Yang, P., and K. N. Liou, Finite-difference time domain method for light scattering by small ice crystals in three-dimensional space, *J. Opt. Soc. Am. Ser. A.*, 13, 2072–2085, 1996a.

Yang, P., and K. N. Liou, Geometric-optics-integral-equation method for light scattering by non-spherical ice crystals, *Appl. Opt.*, 35, 6568–6584, 1996b.

Zangl G., Reonert D., Ripodas P., Baldaud M. The ICON (ICOsahedral Non-hydrostatic) modelling framework of DWD and MPI-M: Description of the non-hydrostatic dynamical core // *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.* 2014. V. 144, N 687. P. 563–579. DOI: doi.org/10.1002/qj.2378

МО МГУ – Метеорологическая обсерватория Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова: [сайт].

URL: <http://www.momsu.ru/equipment.html>. (Дата обращения: 29.01 2020 г.).

COSMO – Consortium for Small-scale Modelling: [сайт]. URL: <http://cosmo-model.org>. (Дата обращения: 01.10.2019. г.).

Глава 4

Аэрозольное загрязнение московского региона по данным спутниковых данных MAIAC/MODIS

Е.Ю. Жданова, Н.Е. Чубарова

Одной из ключевых аэрозольных оптических характеристик является аэрозольная оптическая толщина (АОТ), изучению пространственных и временных вариаций которой посвящено множество публикаций (Koelemeijer et al., 2006; Schaap et al., 2008; Chubarova, 2009; Bovchaliuk et al., 2013; Putaud et al., 2014; Chubarova et al., 2016; Hsu et al., 2012; Жданова, Чубарова, 2018; и др.). В Европе повышенные значения АОТ наблюдались в нескольких промышленных регионах, особенно высокие значения АОТ были обнаружены в Нидерландах, Бельгии, Рурской области, долине По, в северной Германии и бывшей Восточной Германии, Польше и некоторых частях Центральной Европы. Высокие значения АОТ часто коррелируют с высокими концентрациями взвешенных частиц (Wang and Christopher, 2003, Hoff, Christopher, 2009, Chudnovsky et al., 2012, van Donkelaar et al., 2015). В частности, такие связи выявлены для некоторых условий и в нашем исследовании (см. Главу 2, раздел 2.1.2).

Анализ АОТ в городских условиях на основе наземных и спутниковых данных проведен для ряда городов: Москва (Chubarova et al., 2011a, Климат Москвы в условиях глобального потепления, 2017), Варшава (Zawadzka et al., 2013), Кордова (центральная Аргентина) (Della Ceca et al., 2018). Городское аэрозольное загрязнение в Москве изучалось с помощью параллельных наблюдений солнечных фотометров Cimel сети AERONET, расположенных в городе Москве и пригороде, в Звенигороде. Это исследование показало, что при среднем значении АОТ на длине волны 0.5 мкм ~ 0.19 , 0.02 - обусловлено влиянием эмиссий от городских источников (Chubarova et al., 2011a). Разница между АОТ в городе Варшаве и пригородных условиях Бельска была оценена также в величину 0.02 (на длине волны 0.5 мкм) на основе данных солнечных фотометров (Zawadzka et al., 2013). Однако использование

данных только двух наземных станций не позволяет оценить детальное пространственное распределение АОТ и выявить источники загрязнения. Эта задача может быть решена с помощью высококачественного спутникового мониторинга АОТ.

Анализ результатов восстановления АОТ с помощью спутникового спектрометра VIIRS (Jackson et al., 2013) показал, что в центральной части города Москвы АОТ на длине волны 0.55 мкм значительно выше (примерно на 0.1), чем в Подмоскowie (Жданова, Чубарова, 2018). Такая значительная разница, вероятно, возникла из-за неопределенности в оценке отражающей способности поверхности города в алгоритме восстановления АОТ VIIRS (Liu et al., 2014).

Оценка аэрозольного загрязнения в Москве с использованием восстановлений АОТ по данным спутникового радиометра MODIS (коллекция 5.1) с пространственным разрешением $1^\circ \times 1^\circ$ в теплый период 2000–2013 гг. показала, что разница в АОТ за счет влияния города может достигать до 0.08 по сравнению с АОТ, полученным на лесных участках к северу от 58° с.ш. или к югу от 53° с.ш. (Климат Москвы в условиях глобального потепления, 2017). Однако эти оценки могут быть завышены в связи с неполным учетом эффектов подстилающей поверхности в стандартном алгоритме MODIS. Отметим также, что грубое пространственное разрешение и неопределенности восстановления АОТ, использованные в этом исследовании, не позволили определить детальные особенности в пространственном распределении АОТ.

В последние годы активно используется спутниковый аэрозольный продукт MAIAC (Lyapustin et al., 2018), который разработан для спутникового прибора MODIS и имеет пространственное разрешение 1 км (Chudnovsky et al., 2013b, Hu et al., 2014, Kloog et al., 2015, Xiao et al., 2017, Beloconi et al., 2018, Liang et al., 2018, Han et al., 2018). Этот алгоритм имеет ряд преимуществ по сравнению со стандартными алгоритмами MODIS, в частности, в нем динамически применен метод минимальной отражательной способности, что позволяет эффективно разделять отражательную способность атмосферы и подстилающей поверхности, и обеспечивает АОТ с высоким пространственным разрешением 1 км (Lyapustin et al., 2018).

В данной главе обсуждаются особенности пространственно-временного распределения АОТ на территории Московского региона по данным спутникового алгоритма MAIAC на основе данных MODIS (MAIAC/MODIS) с целью выявления и оценки городского аэрозольного загрязнения.

4.1 Описание данных и методов исследования

Исследуемым регионом является территория Москвы, которая включает «Старую» и «Новую» Москву, и Московскую область. В 2012 году за

счет включения территории на юго-западе Московской области территория Москвы увеличилась с 1091 до 2511 км², и население Москвы увеличилось на 233000 человек (<https://www.mos.ru/>) (Рис. 4.1.1).

В качестве данных о пространственно-временном распределении аэрозольной оптической толщины в исследуемом регионе использован спутниковый продукт, получаемый по данным радиометра MODIS, – MCD19A2 за теплый, бесснежный период 2000-2017 гг., с мая по сентябрь, пространственное разрешение которого составляет 1 км (<https://search.earthdata.nasa.gov/search>). Географическому расположению Московского региона соответствует гранула h20v03. Аэрозольная оптическая толщина восстанавливается на длине волн 0.47 мкм (466 нм) и дополнительно рассчитывается на стандартной длине волны 0.55 мкм. В алгоритме восстановления АОТ используется 8 региональных аэрозольных моделей согласно климатическим данным, полученным с помощью сети AERONET (Aerosol Robotic Network, (Holben et al., 1998)) в зависимости от географического расположения территории, а также включены тесты на определение пылевого аэрозоля и смога. Тест для выявления смога основан на относительном увеличении поглощения радиации аэрозолями на длине волны 412 нм по сравнению с диапазоном длин волн 470–670 нм, благодаря многократному рассеянию и увеличению поглощения радиации органическим углеродом, который выделяется при горении биомассы (Lyapustin et al., 2012). Подробное описание алгоритма определения АОТ MAIAC содержится в работе (Lyapustin et al., 2018). В процессе обработки спутниковые данные, представленные в стандартной синусоидальной проекции, были перепроецированы в географические координаты. Для анализа использовались только значения АОТ, обладающие самым высоким уровнем качества (QA.QA_AOD = Best_Quality).

Для валидации спутниковых восстановлений АОТ, а также для определения особенностей пространственно-временного распределения АОТ в Московском регионе были использованы данные двух станций сети AERONET (Holben et al., 1998), расположенных в МО МГУ (55.70695° с.ш., 37.52202° в.д.) за период 2002-2017 гг. и на Звенигородской научной станции ИФА РАН имени А.М. Обухова (далее Звенигород) с координатами 55.695° с.ш., 36.775° в.д. за период 2006-2017 гг. Первая станция расположена в городской черте, в удалении примерно 8 км от центра города, вторая – в пригородной зоне (около 50 км от центра Москвы). Использовался архив измерений с минутным разрешением, уровня 2 версии 3, условия облачности дополнительно контролировались по наземным измерениям, проводимым в МО МГУ, по методике, описанной в (Chubarova et al., 2016). Дополнительно, к анализу привлечены оценки мелкодисперсной доли аэрозоля по данным AERONET (O'Neill et al., 2003). Исследуемый регион и расположение станций AERONET представлены на Рис. 4.1.1.

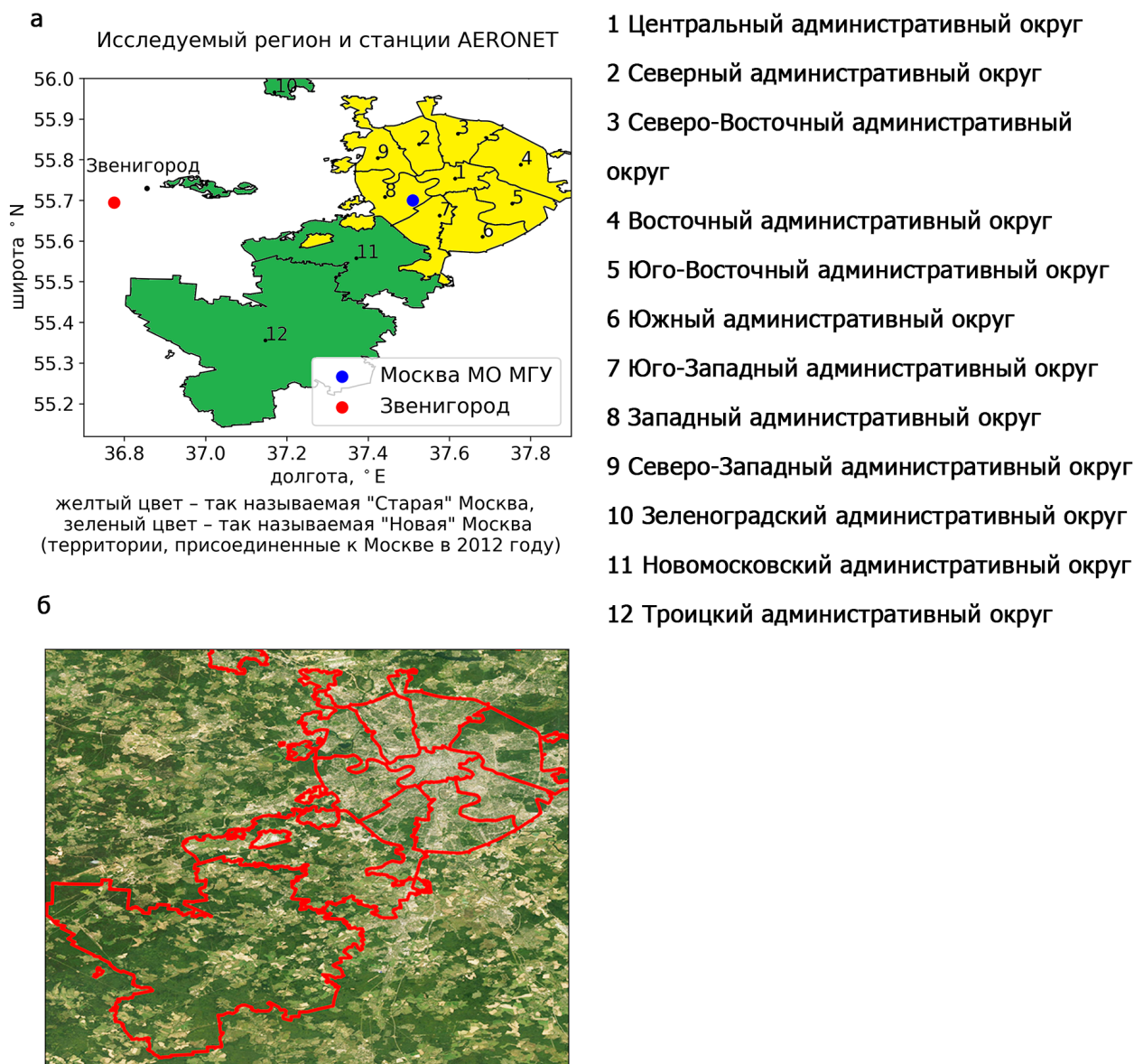


Рис. 4.1.1. Регион исследования и станции AERONET. а) "Старая" и "Новая" Москва, административные округа, б) Спутниковое изображение <https://arcgis/4zubf>

При сравнении данных Москвы и Звенигорода мы исключили 2009, 2010, 2013 годы из анализа. АОТ на длине волны 0.55 мкм были существенно выше в Звенигороде, чем в Москве в 2009 году, вероятно, вследствие технических проблем. Большинство данных в Звенигороде за теплый период 2009 года были исключены из предыдущей версии 2 данных AERONET (Alexander Smirnov, личное сообщение, август 2019). В 2010 году значения АОТ были подвержены влиянию сильных лесных и торфяных пожаров (Chubarova et al., 2012), которые характеризуются значительной пространственной неоднородностью. Данные за 2013 год были исключены вследствие недостаточного количества данных МАІАС для получения надежных оценок.

Для оценки пространственно-временного распределения эмиссий газов-предшественников аэрозоля и объяснения пространственных особенностей

распределения АОТ был использован сеточный архив программы EMEP (http://www.ceip.at/new_emep-grid/01_grid_data), рассматривались газы - предшественники аэрозоля: NO_x , SO_x , NH_3 , NMVOC, а также содержание взвешенных частиц (PM2.5 и PM10).

4.2 Валидация спутниковых восстановлений АОТ MAIAC/MODIS и сопоставление многолетних данных наземных и спутниковых измерений

4.2.1 Валидация спутниковых восстановлений АОТ MAIAC по наземным данным

Валидация данных, полученных с помощью алгоритма MAIAC, проведена для различных географических регионов: для ярких поверхностей пустынь (Sever et al., 2017), для Южной Азии (Индия) (Mhawish et al., 2019), для горных районов (Emili et al., 2011), в Южной Америке (Martins et al., 2017) и Северной Америке (Jethva et al., 2019). В (Mhawish et al., 2019) представлено подробное сравнение данных АОТ MAIAC со стандартными алгоритмами MODIS и наземными данными, показано, какова точность восстановления АОТ для разных спутников (Terra, Aqua), в зависимости от подстилающей поверхности, аэрозольной модели, геометрии съемки. Согласно работе (Mhawish et al., 2019), АОТ MAIAC характеризуется малыми ошибками при низких значениях АОТ, и увеличением ошибки при увеличении аэрозольного содержания. При высоких значениях АОТ наблюдается недооценка АОТ, особенно по данным со спутника Aqua (Mhawish et al., 2019). Вместе с тем, стоит отметить, что данные АОТ алгоритма MAIAC характеризуются меньшими ошибками по сравнению со стандартными алгоритмами MODIS: Dark Target (Levy et al., 2013) и Deep Blue (Hsu et al., 2013).

Для сопоставления наземных и спутниковых данных были проведены следующие процедуры. Минутные данные станций AERONET были усреднены за часовые временные интервалы. АОТ на длине волны 466 нм по наземным данным была рассчитана по значениям АОТ на длине волны 440 нм с использованием волнового параметра Ангстрема (440-870 нм). Данные спутникового алгоритма MAIAC были усреднены в окружности с радиусом 5 км и с центром над МО МГУ и над Звенигородом. В результате, построены регрессионные кривые отдельно для данных, полученных со спутников Terra и Aqua, и совместно для данных с двух спутников (Рис. 4.2.1). Наклон регрессионных кривых больше для МО МГУ, поскольку в выборку вошли в

том, числе значения АОТ во время лесных и торфяных пожаров, которые отсутствуют в выборке для Звенигорода.

Время, в которое получены данные со спутников Aqua и Terra, в среднем отличается примерно на 1:20 (для Terra – в среднем данные относятся 8:12 UTC, Aqua – 9:30 UTC). Как видно из Рис. 4.2.1, спутниковые восстановления АОТ466 для МО МГУ при значениях менее 1 занижены (абсолютная ошибка составляет -0.05), а при высоком аэрозольном содержании, напротив, завышены. Полученные сравнения АОТ МАИАС с наземными данными в целом согласуются с результатами глобальных сравнений (Lyapustin et al., 2018).

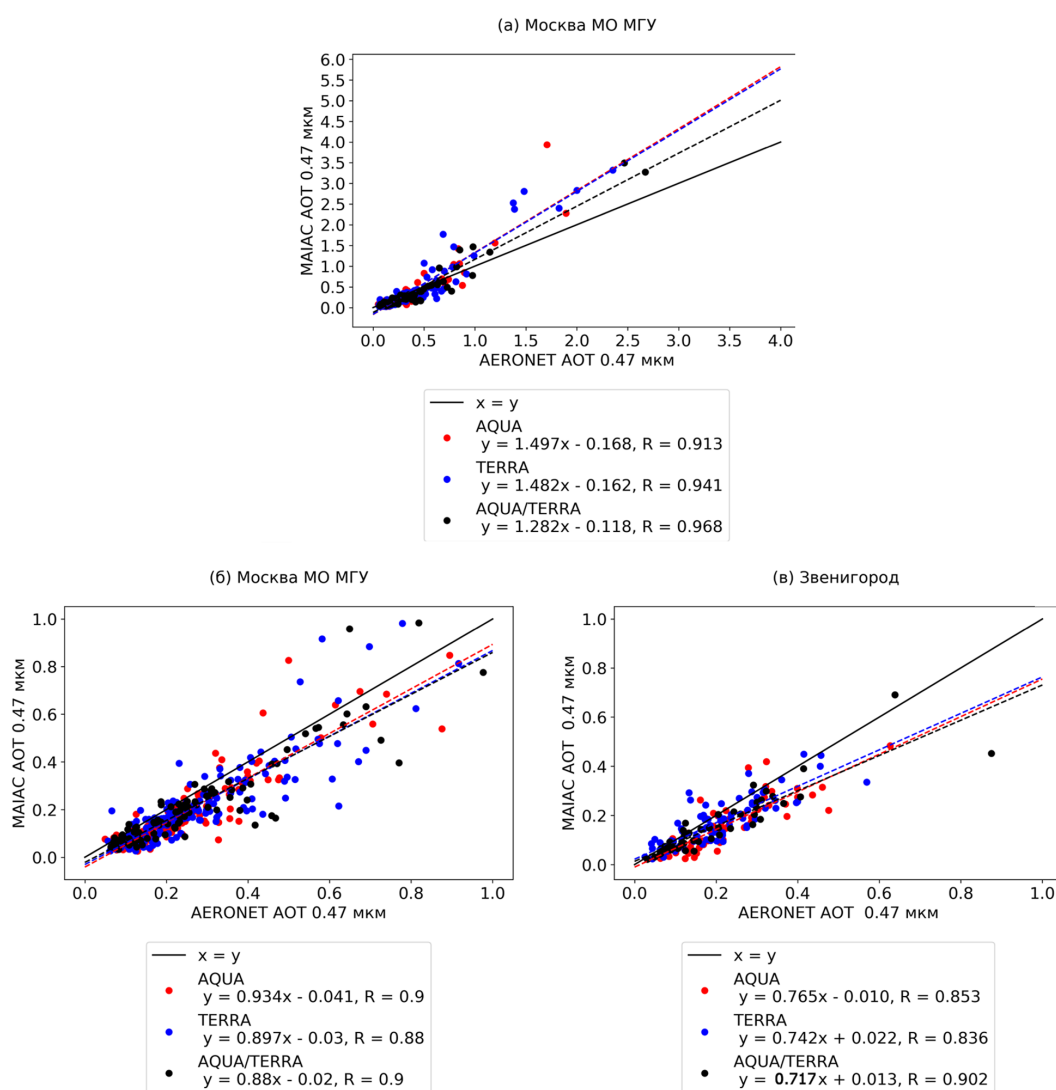


Рис. 4.2.1. Корреляция между МАИАС и АЕРОNET АОТ 0.47 нм для станций Москва МО МГУ (а - все случаи, б - АОТ < 1) и Звенигород (в - АОТ < 1) по данным Terra, Aqua и по совместным данным Aqua/Terra

Отсутствие высоких значений АОТ в Звенигороде связано с техническими проблемами измерений и отсутствием данных АЕРОNET уровень 2, версия 3 в 2010 году, когда происходили интенсивные лесные и торфяные пожары.

Выявлено, что завышение значений АОТ МАИАС происходит в случаях лесных пожаров: значения АОТ, определенные с помощью алгоритма детек-

тирования смога, показаны оранжевым цветом на Рис. 4.2.2. Как видно на Рис. 4.2.2, аэрозоль, определенный в алгоритме МАІАС как смог, характеризуется меньшим размером частиц и высокими значениями оптической толщины. Завышение оценок АОТ противоположно ранее полученному факту, что при типичном горении биомассы АОТ по спутниковым данным обычно недооценивается (Lyarustin et al., 2018). Недооценка АОТ обычно связана с использованием той же региональной модели в случае восстановления АОТ в условиях смога, в то время как смог, формирующийся при открытом горении биомассы, имеет большую поглощательную способность (меньшие значения альbedo однократного рассеяния) (Dubovik et al., 2002). В противоположность этому, смог в Москве в 2010 году был результатом тления торфяных пожаров, в результате которого образуется большая концентрация мелкодисперсного аэрозоля, главным образом, органического происхождения, обладающего более высокими значениями альbedo однократного рассеяния (Chubarova et al., 2012, Sayer et al., 2014), что вероятно и привело к переоценке АОТ.

Статистические оценки (RMSE – средняя квадратическая ошибка, MAE – средняя абсолютная ошибка, BIAS – средняя ошибка) восстановления АОТ на длине волны 0.47 мкм относительно данных AERONET представлены в Табл. 4.2.1. Видно, что погрешности в определении АОТ МАІАС схожи для МО МГУ и Звенигорода, что свидетельствует о том, что влияние яркой подстилающей поверхности эффективно учтено в алгоритме МАІАС. Эти результаты согласуются с другими исследованиями, такими, как Sever et al. (2017), в котором показано, что загрязнение промышленной зоны может быть идентифицировано с помощью данных АОТ МАІАС даже над яркими полупустынями в районе Мертвого моря.

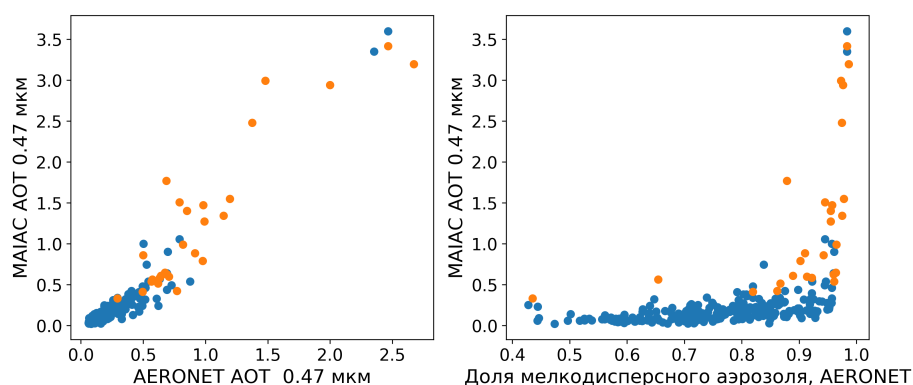


Рис. 4.2.2. МАІАС и АЕRОНЕТ АОТ 0.47 мкм (слева), МАІАС АОТ 0.47 мкм и доля мелкодисперсного аэрозоля АЕRОНЕТ (справа). Синий цвет - региональная аэрозольная модель МАІАС, оранжевый цвет - модель смога МАІАС. Москва, 2001-2017

Таблица 4.2.1. Статистические оценки (RMSE – средняя квадратическая ошибка, MAE – средняя абсолютная ошибка, BIAS – средняя ошибка, N – число случаев) восстановления АОТ на длине волны 0.47 мкм относительно данных AERONET

Москва, МО МГУ, все значения АОТ				
	TERRA	AQUA	AQUA/TERRA	TERRA и AQUA
RMSE	0.24	0.23	0.17	0.22
MAE	0.12	0.1	0.09	0.11
BIAS	0	-0.02	-0.02	-0.02
N	181	130	99	410
Москва, МО МГУ, АОТ<1				
RMSE	0.1	0.09	0.1	0.1
MAE	0.07	0.07	0.07	0.07
BIAS	-0.05	-0.05	-0.05	-0.06
N	171	124	94	389
Звенигород, АОТ<1				
RMSE	0.07	0.09	0.08	0.08
MAE	0.05	0.07	0.05	0.06
BIAS	-0.03	-0.06	-0.04	-0.04
N	77	61	48	186

4.2.2 Временные изменения АОТ в Москве по наземным и спутниковым данным

На Рис. 4.2.3 приведены средние годовые величины АОТ на длине волны 0.55 мкм по наземным и спутниковым данным за теплый период года (май-сентябрь). Рис. 4.2.3а показывает временной ход АОТ на длине волны 0.55 мкм для всех данных МО МГУ AERONET и MAIAC. Наблюдается удовлетворительное согласие между спутниковыми и наземными данными за исключением 2002 и 2010 гг, когда наблюдались наиболее высокие значения АОТ вследствие влияния лесных и торфяных пожаров в Московском регионе (Chubarova et al, 2011b). В 2016 адвекция дымового аэрозоля наблюдалась с территории Сибири (Sitnov et al., 2017) и обеспечила дополнительный максимум АОТ. На Рис. 4.2.3б приведена межгодовая изменчивость АОТ на длине волны 0.55 мкм только для совпадающих по времени и усредненных за 1 час данных АОТ AERONET и АОТ MAIAC, и для случаев, когда используется только региональная аэрозольная модель MAIAC. Отмечается уменьшение АОТ в последние годы как по данным AERONET, так и по данным MAIAC (региональная модель). Разности среднегодовых значений (АОТ MAIAC – АОТ AERONET) составляют: -0.03 для всех согласованных данных (черная и красная линия на Рис. 4.2.3б) и -0.05 для согласованных оценок для региональной модели (синяя и оранжевая линии на Рис. 4.2.3б). На Рис. 4.2.3в представлены вариации АОТ только для случаев определения смога по данным MAIAC: переоценка АОТ MAIAC имеет место в случае, если АОТ>1.

Таким образом, алгоритм МАИАС воспроизводит абсолютные значения АОТ и многолетние изменения в случае использования региональной аэрозольной модели, в то время как детектирование смога приводит к переоценке средних значений АОТ. Далее для оценки пространственно-временного изменения АОТ на территории Московского региона будем использовать оценки АОТ МАИАС, полученные с помощью региональной модели, для того, чтобы исключить влияние лесных и торфяных пожаров, которые обладают высокой пространственной неоднородностью.

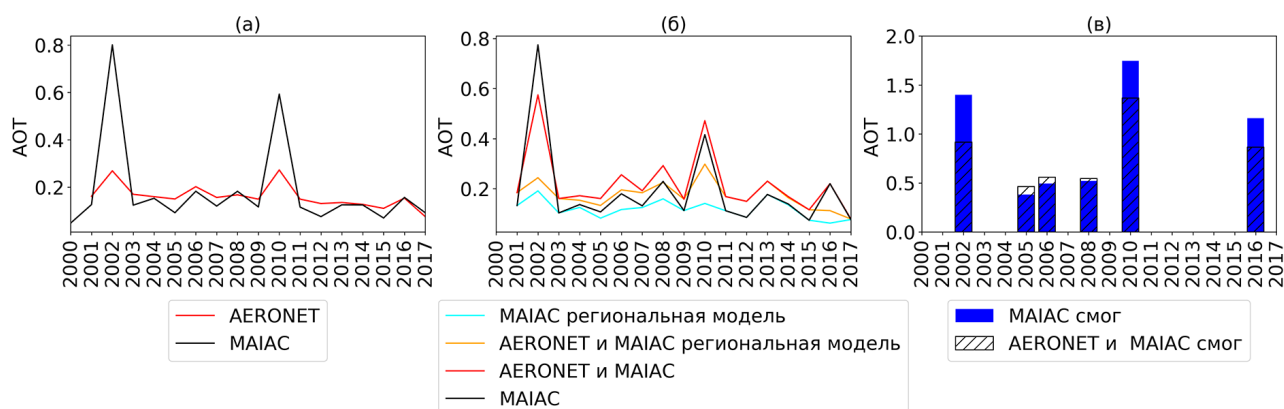


Рис. 4.2.3. Межгодовые изменения АОТ 0.55 мкм (май-сентябрь, средние значения) по данным AERONET (Москва МО МГУ) и МАИАС: а) все данные AERONET и МАИАС, б) одновременные измерения МАИАС и AERONET для всех случаев и случаев только с региональной моделью МАИАС, в) АОТ МАИАС в случае определения смога и соответствующие этим случаям данные AERONET

4.3 Временные и пространственные особенности распределения АОТ в Московском регионе

4.3.1 Временные различия АОТ между городом и пригородом по данным наземных и спутниковых измерений в МО МГУ и Звенигороде, май-сентябрь 2006-2017 гг.

Для оценки различий АОТ между Москвой и Звенигородом будем использовать разность $\Delta\text{АОТ} = \text{АОТ}(\text{Москва МО МГУ}) - \text{АОТ}(\text{Звенигород})$. Следует отметить, что МО МГУ и Звенигород расположены неподалеку друг от друга, и поэтому одинаково подвержены влиянию дальнего и среднего переноса. Звенигород расположен западнее МО МГУ, поэтому обычно из-за

преобладания западного переноса Москва не влияет на уровень аэрозольного загрязнения в Звенигороде.

На Рис. 4.3.1 показана взаимосвязь между ΔAOT по усредненным за час данным MAIAC и AERONET. ΔAOT лежат в диапазоне $-0.1 \dots 0.1$. Значения ΔAOT по спутниковым и наземным данным, в среднем соответствуют друг другу. ΔAOT могут быть положительными и отрицательными: ΔAOT варьируются от -0.4 до 0.21 по наземным данным, и от -0.22 до 0.1 по спутниковым данным (Рис. 4.3.1б).

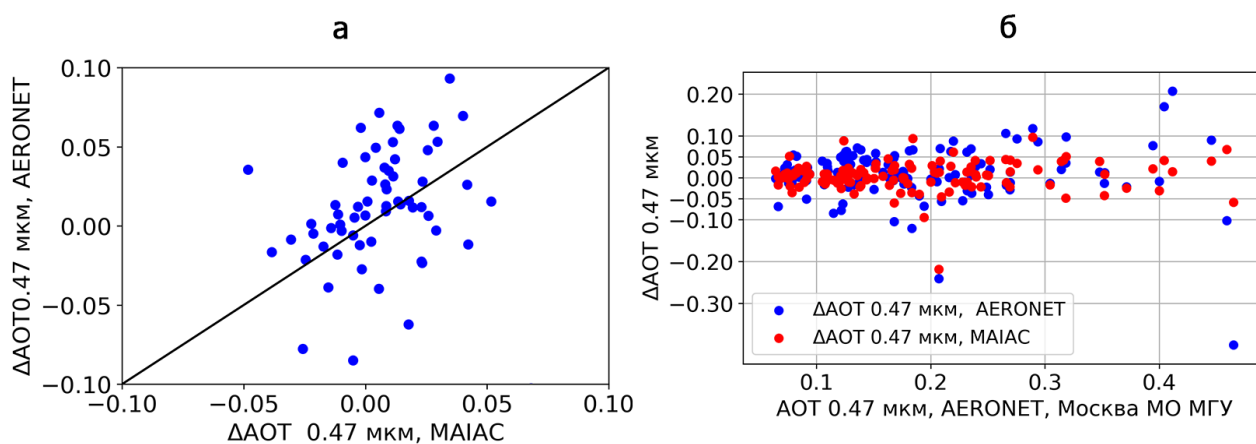


Рис. 4.3.1. а) Соотношение между ΔAOT 0.47 мкм ($\Delta AOT = AOT$ (Москва МО МГУ) – AOT (Звенигород)), полученное по спутниковым и наземным данным, б) ΔAOT 0.47 мкм как функция AOT 0.47 мкм, Москва МО МГУ

Гистограммы распределения ΔAOT отдельно для данных спутников Aqua, Terra и совместно для двух спутников приведены на Рис. 4.3.2. Наибольшая повторяемость характерна для градации ΔAOT 0-0.05. Для AOT Aqua преобладание положительных ΔAOT более заметно, отметим, что данные Aqua ближе к полуденным условиям, чем более ранние данные Terra. В целом, ΔAOT на длине волны 0.47 мкм лежит в диапазоне $[0, 0.05]$ в 57% случаев для данных Aqua и в 50% - для данных Terra.

Для оценки временных изменений ΔAOT рассмотрим среднегодовые значения AOT для теплого периода года для Москвы и Звенигорода (Рис. 4.3.3). Для нескольких лет ΔAOT по данным AERONET статистически значимы на 95% уровне значимости и достигают 0.01-0.02 (медианное значение 0.02). Ранее также было показано, что значение ΔAOT имеет статистически значимое положительное отклонение порядка 0.02 (Chubarova et al., 2011a). Аналогичный результат был получен для городских условий Варшавы (Zawadzka et al., 2013), где ΔAOT между Варшавой и Бельском оценивалось величиной ~ 0.02 (на длине волны 500 нм) и 0.03 (на длине волны 550 нм) по данным AERONET и стандартного аэрозольного продукта MODIS, соответственно.

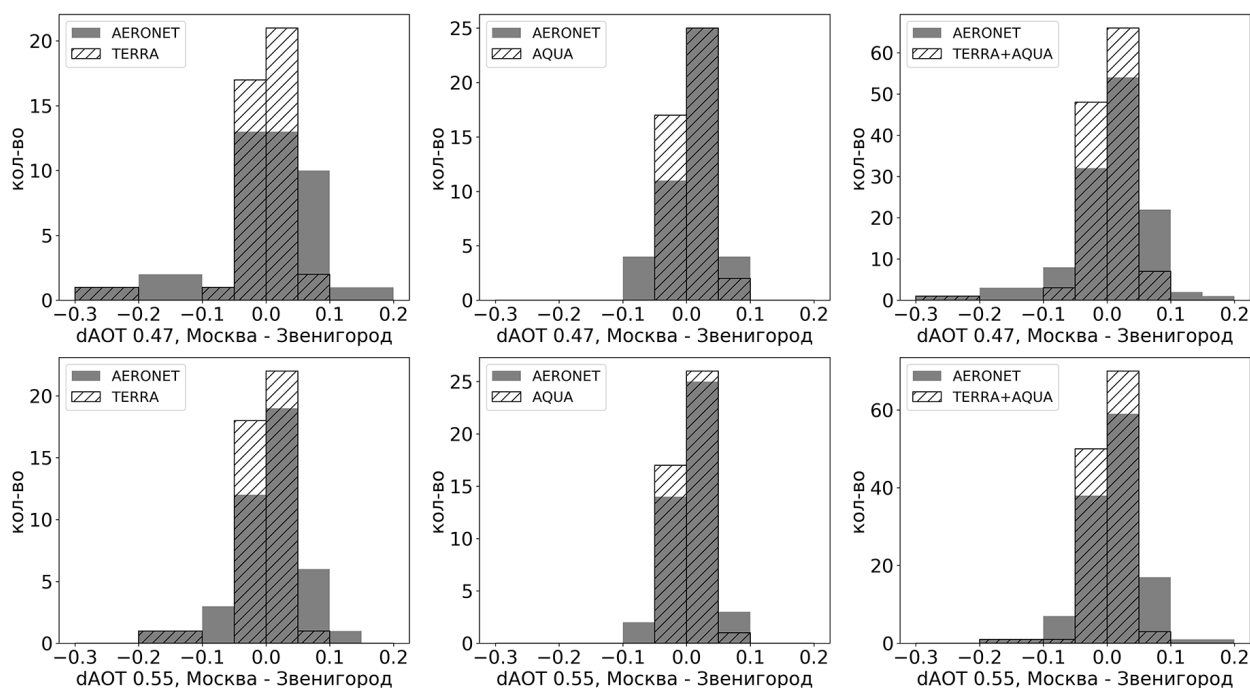


Рис. 4.3.2. Частотное распределение ΔAOT ($\Delta AOT = AOT$ (Москва МО МГУ) – AOT (Звенигород)) 0.47 мкм (верхняя панель) и 0.55 мкм (нижняя панель), отдельно по данным спутника Terra (левый столбец), Aqua (средний столбец), и совместно по данным двух спутников Terra и Aqua (правый столбец), и соответствующим данным AERONET. 2006-2017, без 2009 года из-за технического отсутствия данных AERONET в Звенигороде. Количество случаев 125.

Следует отметить, что значения ΔAOT AERONET положительные и более высокие до 2012 года, а затем эта величина уменьшается. В то же время данные ΔAOT MAIAC близки к нулю и статистически незначимы во все годы. Доверительные интервалы для данных ΔAOT MAIAC больше, чем доверительный интервал для данных ΔAOT AERONET вследствие меньшего объема выборки.

В целом, заметна тенденция к уменьшению AOT в Москве, как по спутниковым, так и по наземным данным. Линейный тренд среднегодовых значений AOT по данным AERONET в Москве в период 2006-2017 гг. составляет 0.07/10 лет, в Звенигороде – 0.04/10 лет, а по данным алгоритма MAIAC для Москвы и Звенигорода – 0.08-0.09/10 лет. Размах среднегодовых изменений AOT составил 0.13 для Москвы и 0.09 для Звенигорода по данным AERONET, и 0.1 для Москвы и Звенигорода по данным MAIAC. Отметим, что в последние годы (2013-2017 гг.), за исключением 2016 года, когда проявлялось влияние лесных пожаров Сибири, ΔAOT становится меньше, и более того, даже отрицательной (Рис. 4.3.3в), что возможно связано с увеличением автомобильного трафика около станции Звенигород, расположенной всего в 150 метрах от дороги, и где в последние 25 лет наблюдается рост приземного аэрозольного загрязнения (Koreikin et al., 2018).

Таким образом, данные спутникового алгоритма MAIAC в целом воспро-

изводят и величину, и тренд уменьшение разностей АОТ между Москвой и Звенигородом.

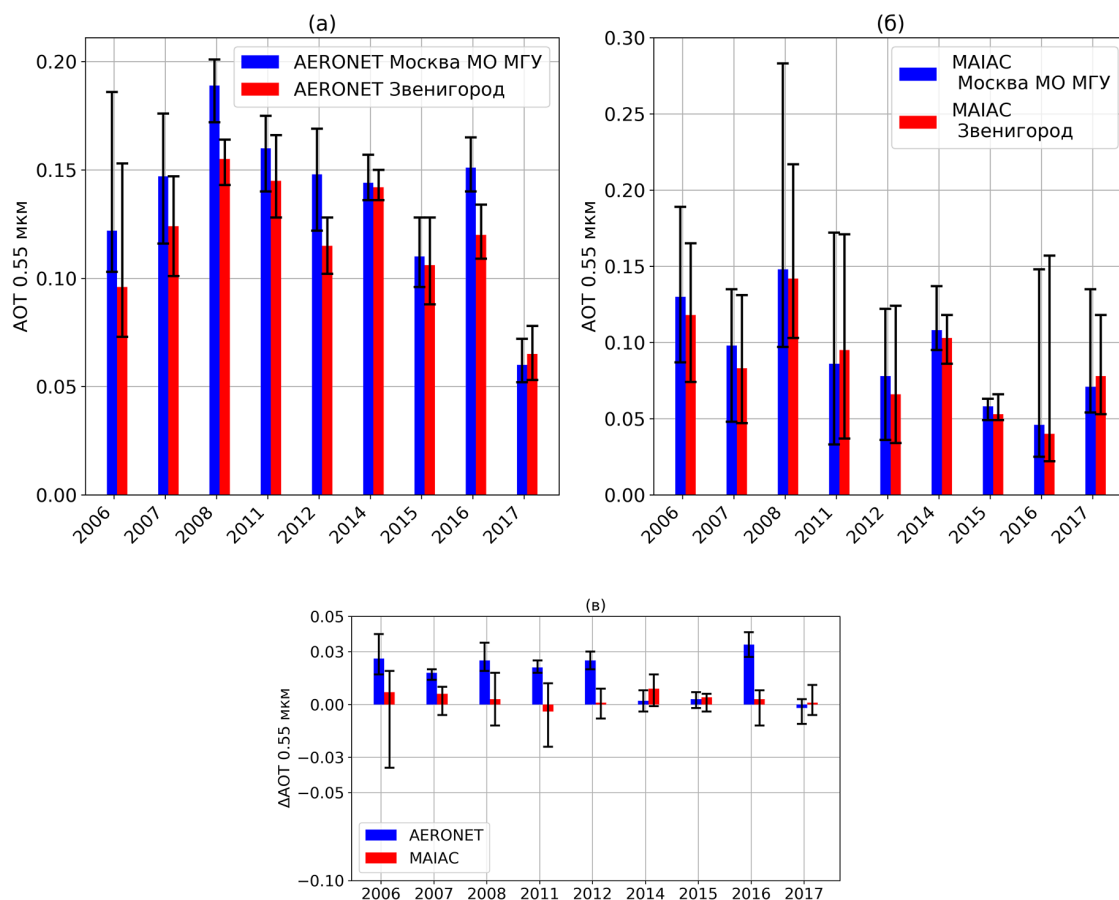


Рис. 4.3.3. Межгодовые вариации (май-сентябрь) АОТ 0.55 мкм (медианные значения): а - по данным одновременных измерений АОТ АERONET в Москве МО МГУ и Звенигороде ($N=1492$), б - по данным МАIАС ($N=264$), в - Δ АОТ по согласованным данным АERONET и МАIАС. Планки погрешностей - стандартная ошибка (стандартное отклонение, деленное на корень квадратный из количества наблюдений).

4.3.2 Временное и пространственное распределение АОТ в Московском регионе

Поскольку данные алгоритма МАIАС (региональная модель) воспроизводят разности АОТ между Москвой и Звенигородом, используя их, можно оценить пространственное распределение АОТ в Московском регионе. На Рис. 4.3.4 представлены медианные значения АОТ для двух временных периодов (2002-2009 гг.) и (2010-2017 гг.), которые показывают уменьшение АОТ на территории «Старой» Москвы и рост на территории «Новой» Москвы. Отметим, что уменьшение АОТ на территории «Старой» Москвы согласуется с наземными оценками станции АERONET в МО МГУ (см. раздел 4.2.1).

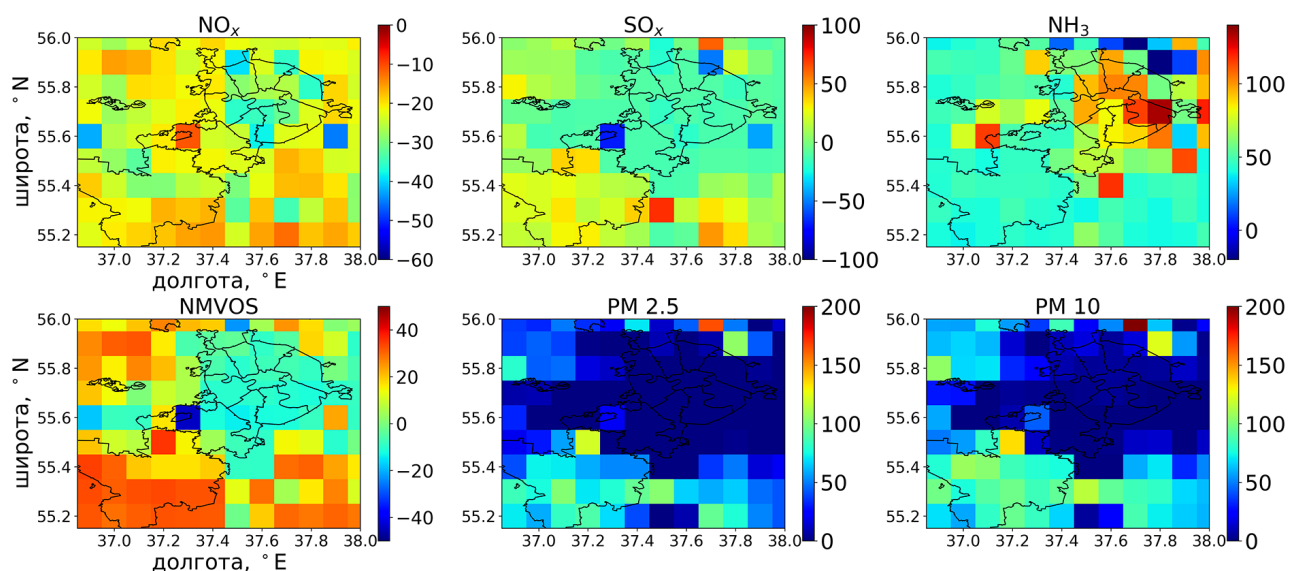


Рис. 4.3.4. АОТ МАИАС 0.47 мкм и АОТ 0.55 мкм, медианные значения за периоды 2002-2009 гг. и 2010-2017 гг. и их разности

Пространственные изменения АОТ на рассматриваемом масштабе могут объясняться изменениями в эмиссиях газов-предшественников аэрозоля, а также быть связаны с изменениями типа подстилающей поверхности (например, при увеличении городской застройки). Изменение типов подстилающей поверхности было проанализировано с помощью продукта MODIS MCD12C1 Collection 6 product (Majority_Land_Cover_Type_1), который имеет пространственное разрешение 5 км. Анализ показал, что существенного увеличения городской подстилающей поверхности за период 2001-2017 годы на территории рассматриваемого региона не произошло. Количество ячеек сетки, занимаемых городской территорией, увеличилось только на 6% на севере «Новой» Москвы.

Изменение эмиссий газов-предшественников аэрозоля за период 2016-2011 гг. относительно периода 2003-2009 гг. по данным сеточного архива программы ЕМЕР показано на Рис. 4.3.5. Для эмиссий NO_x характерно в среднем снижение на 30% на территории Москвы. Эмиссии NO_x от транспорта снизились на 17%. Уменьшение эмиссий SO_x на территории «Старой» Москвы составило в среднем 14%. В тоже время наблюдается рост на 43% на территории «Новой» Москвы. Эмиссии NH_3 на территории Москвы выросли, в среднем на 81%. Эмиссии неметановых углеводородных соединений (NMVOC) уменьшились на территории «Старой» Москвы на 6%, в то же время возросли на 43% на юго-западе рассматриваемого региона. Наблюдается рост взвешенных частиц на территории «Старой» Москвы (+16% для PM_{10} и +6% для $\text{PM}_{2.5}$) и более существенный рост концентрации взвешенных частиц на территории «Новой» Москвы (в два раза).

Полученные результаты согласуются с данными (Chernogaeva et.al., 2019), согласно которым за последние 10 лет выбросы загрязняющих веществ умень-

шились по г. Москве, благодаря регулированию (Kulbachevski et al., 2018), и увеличились по Московской области. Таким образом, более высокие значения АОТ на территории «Новой» Москвы объясняются более высокими эмиссиями газов предшественников аэрозоля в этом районе.

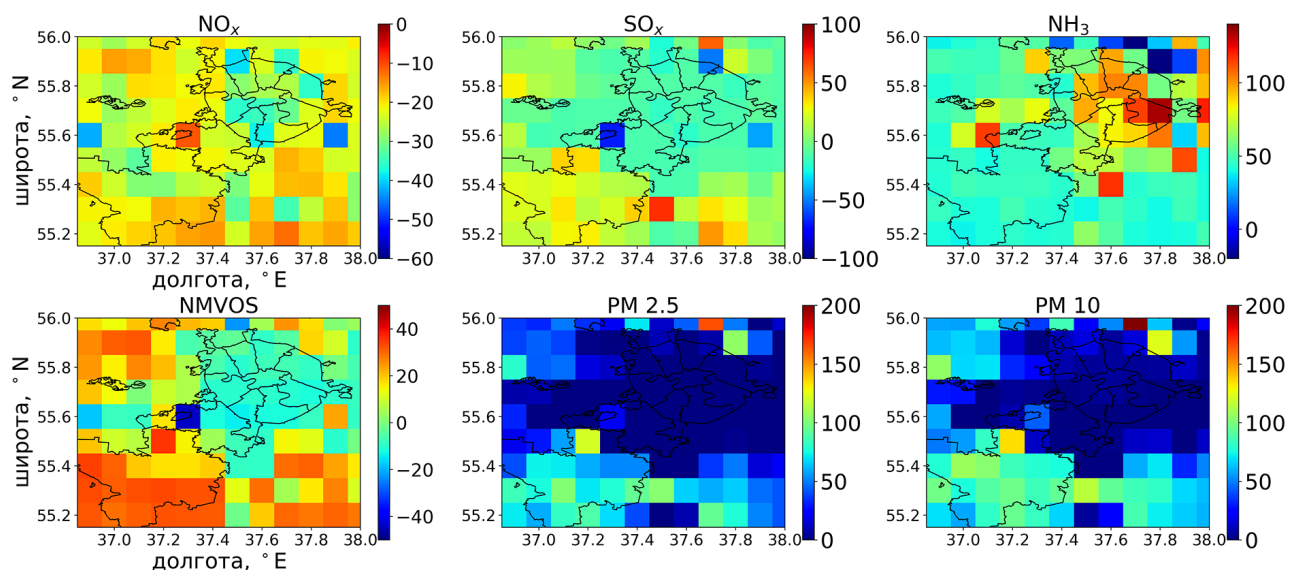


Рис. 4.3.5. Отношение эмиссий газов и взвешенных частиц, усреднённых за период 2016-2011 гг., к эмиссиям газов и взвешенных частиц, усреднённых за период 2003-2009 гг., в %, ЕМЕП

4.3.3 Квантильные оценки АОТ на территории Московского региона

Мы применили квантильный метод анализа к пространственным полям АОТ, полученным по данным алгоритма МАИАС отдельно для данных Aqua и Terra и совместно для данных двух спутников. Квантильные оценки АОТ на территории Московского региона показаны на Рис. 4.3.6 и в Табл. 4.3.1. В дополнение к упомянутым повышенным средним значениям АОТ по территории «Новой» Москвы, относительно высокие значения АОТ на длине волны 0.47 мкм и на уровне 50% квантиля наблюдаются в юго-западном и южном административных округах «Старой» Москвы (см. Рис. 4.1.1), что, вероятно, связано с влиянием автомобильных дорог и промышленных предприятий (Рис. 4.3.7). Пространственные изменения в АОТ на территории «Старой» Москвы составляют около 0.03 для длины волны 0.47 мкм и 0.55 мкм. Отметим, выраженные пространственные различия в АОТ на уровне 5% квантиля, где они могут достигать 0.05–0.06 в нескольких районах, и могут быть отнесены к стационарным источникам аэрозольного загрязнения в «Старой» Москве, например, участкам строительных площадок или промышленных зон, которые отмечены на Рис. 4.3.7. Увеличение АОТ на территории «Новой» Москвы связано с расположением сельскохозяйственных угодий, кото-

рые обеспечивают дополнительное поступление аэрозоля в атмосферу. Места расположения строительных площадок, промышленных зон, сельскохозяйственных угодий были определены с помощью спутниковых снимков высокого разрешения (WorldView-2, IKONOS).

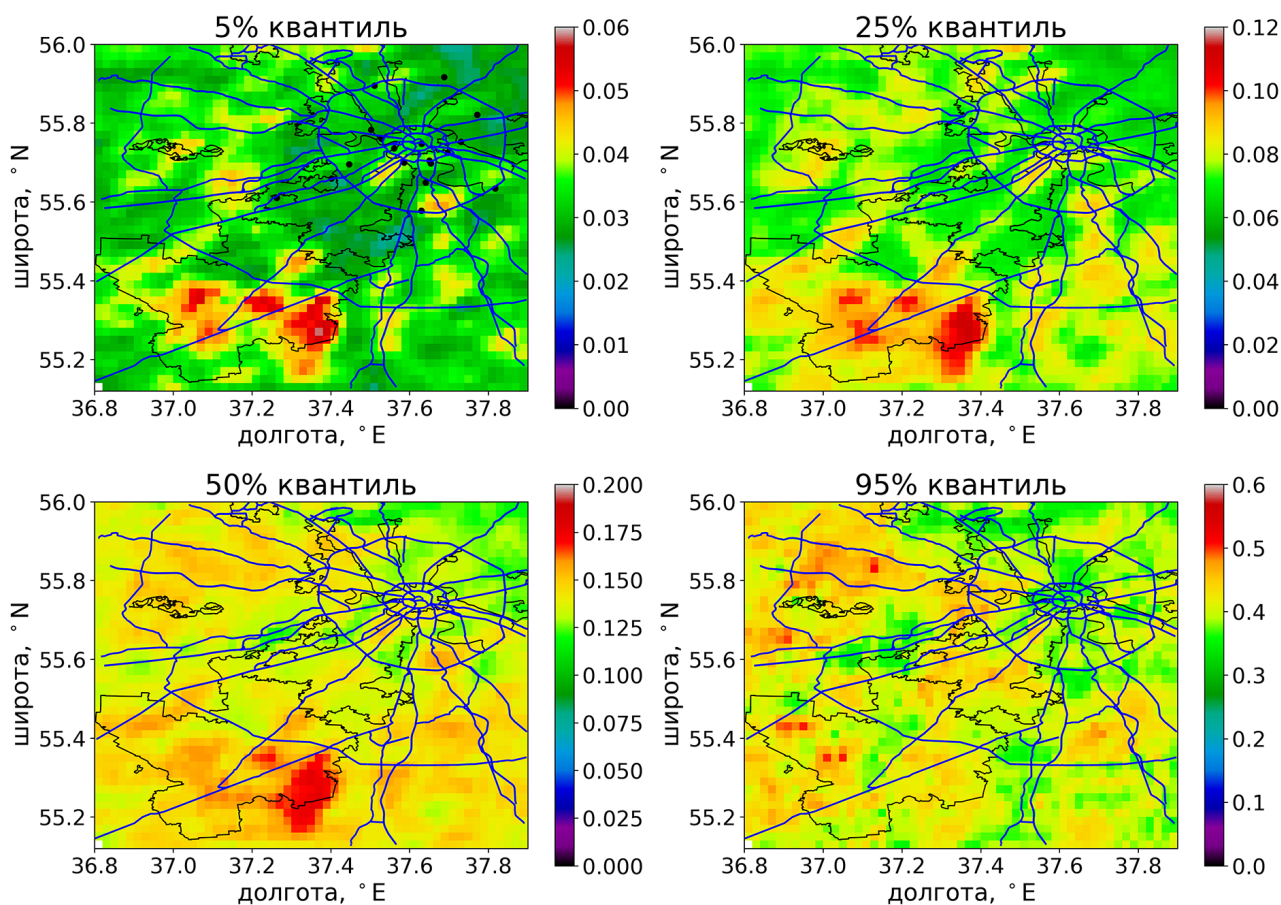


Рис. 4.3.6. Квантили (5%, 25%, 50%, 95%) АОТ 0.47 мкм по данным МАІАС, Terra, Aqua, 2001-2017 гг. Черные точки на верхней левой карте - тепловые электростанции по данным «Системный оператор Единой энергетической системы» (<https://www.so-ups.ru>). Синие линии - основные магистрали (данные: OpenStreetMap - <https://www.openstreetmap.org>).

В Табл. 4.3.1 представлены средние и максимальные значения квантилей АОТ на территории «Старой» и «Новой» Москвы отдельно для наборов данных Aqua и Terra и совместно для двух спутников. Можно видеть, что в разнице между максимальными значениями АОТ и средними значениями АОТ составляет около 0.02-0.04 для разных квантилей, за исключением 95% квантиля, что можно отнести к локальному аэрозольному эффекту, наблюдаемому в Москве. Медианные значения АОТ в соответствии с набором данных Terra немного выше (на 0.01-0.02), чем набор данных Aqua. Расхождения в 95% квантильных оценках АОТ согласно этим наборам данных связаны с различными выборками наблюдений Terra и Aqua.

Также была оценено изменение АОТ в зависимости от расстояния от центра города. Распределение разностей АОТ на длине волны 0.47 мкм, усред-

ненных по двум областям, ограниченным окружностями с радиусом 15 км и 50 км с центром в центре города Москвы показано на Рис. 4.3.8. Видно, что в 33% случаев разность АОТ находится в диапазоне $[-0.02, 0]$ и в 60% случаев - в диапазоне $[0, 0.02]$. Полученный результат согласуется с наземными данными.

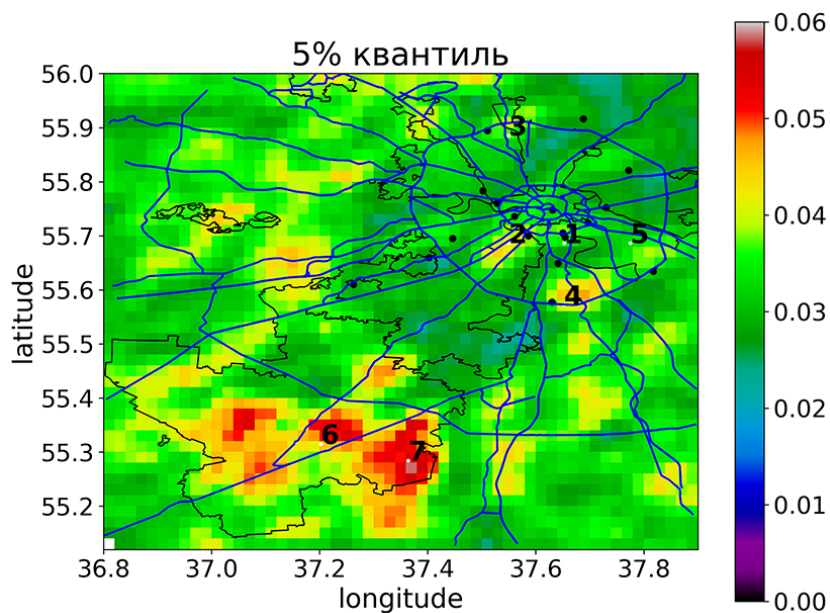


Рис. 4.3.7. 5% квантиль АОТ 0.47 мкм, МАІАС, 2001-2017 гг. Точки на карте: 1, 3, 5 - промышленные зоны со строительными площадками, 2, 4 - автомобильные дороги, 6, 7 - сельскохозяйственные угодья.

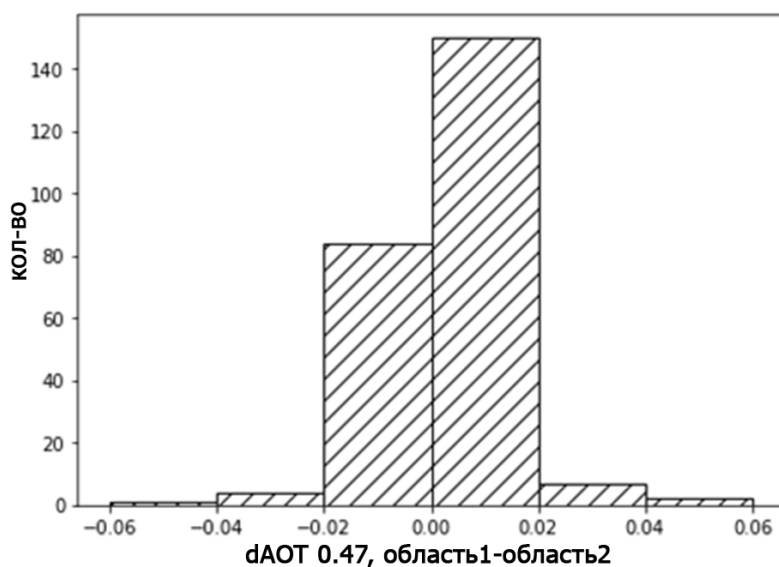


Рис. 4.3.8. Распределение разностей АОТ на длине волны 0.47 мкм, усредненных по двум областям, ограниченным окружностями с радиусом 15 км (область1) и 50 км (область2) с центром в центре города Москвы

Таблица 4.3.1. Средние и максимальные значения квантилей АОТ (5%, 25%, 50%, 95%) для «Старой» и «Новой» Москвы, 2001–2017 гг.

Квантиль	«Старая» Москва		«Новая» Москва	
	АОТ 0.47 мкм (среднее/макс)	АОТ 0.55 мкм (среднее/макс)	АОТ 0.47 мкм (среднее/макс)	АОТ 0.55 мкм (среднее/макс)
Aqua				
5%	0.03/0.06	0.02/0.04	0.04/0.06	0.02/0.04
25%	0.07/0.1	0.05/0.07	0.08/0.11	0.05/0.08
50%	0.12/0.15	0.08/0.11	0.13/0.17	0.09/0.12
95%	0.34/0.50	0.24/0.36	0.33/0.52	0.23/0.37
Terra				
5%	0.03/0.04	0.02/0.03	0.04/0.06	0.02/0.04
25%	0.07/0.09	0.05/0.06	0.08/0.12	0.06/0.08
50%	0.14/0.17	0.1/0.11	0.15/0.19	0.1/0.13
95%	0.42/0.52	0.3/0.37	0.45/0.55	0.32/0.39
Aqua и Terra				
5%	0.03/0.05	0.02/0.03	0.03/0.06	0.02/0.04
25%	0.07/0.09	0.05/0.06	0.08/0.11	0.05/0.08
50%	0.13/0.16	0.09/0.11	0.14/0.18	0.1/0.12
95%	0.39/0.48	0.28/0.34	0.41/0.51	0.29/0.36

Выводы по Главе 4

- Проведенный анализ спутниковых восстановлений аэрозольной оптической толщины по данным алгоритма MAIAC (продукт MODIS MCD19 A2) в целом выявил их удовлетворительное качество. В то же время верификация данных показала, что для типичного аэрозоля при (АОТ <1) наблюдается недооценка АОТ на 0.05–0.1. Похожие результаты валидации АОТ получены для Москвы и Звенигорода, что говорит об эффективном алгоритме учета отражательных свойств подстилающей поверхности и, следовательно, о надежности выявления особенностей аэрозольного загрязнения. Полученные оценки согласуются и с результатами валидации АОТ MAIAC по другим регионам Земного шара, например, на континентах Северной и Южной Америки (Lyapustin et al. 2018).
- Данные АОТ MAIAC воспроизводят абсолютные значения разности в АОТ между Москвой и Звенигородом и уменьшение АОТ с 2012 года, наблюдаемое по данным AERONET. Однако, по данным MAIAC в среднем эта разность равна 0.01 и статистически незначима. С 2012 г. наблюдается тенденция к уменьшению этой величины по спутниковым

данным. По наземным данным эта разница за период до 2010 г. составляла порядка 0.02 в видимом диапазоне спектра (Chubarova et al., 2011) и в настоящее время составляет в среднем порядка 0.01. Аналогичная величина аэрозольного загрязнения получена и по данным весеннего эксперимента по данным расчетов (при безоблачных условиях) и измерений (см. Главу 2, Табл. 2.1.4.1). Тенденция уменьшения аэрозольного загрязнения по наземным и спутниковым данным согласуется с увеличением выбросов загрязняющих веществ в Московской области и их снижением в Москве в последние годы.

- Анализ пространственного распределения АОТ МАІАС на длине волны 0.47 мкм выявил более высокие значения АОТ в районах автомагистралей и основных дорог, строительных площадок и на территории «Новой» Москвы на квантильных уровнях 5%, 25% и 50%. Наибольшие пространственные различия АОТ наблюдаются в чистых условиях на уровне 5% квантиля. Увеличение АОТ на территории «Новой» Москвы можно объяснить увеличением выбросов пылевого аэрозоля в результате интенсивной и экстенсивной строительной и сельскохозяйственной деятельности. Разница между максимальным и средним значениями АОТ для разных квантилей, за исключением 95% квантиля, в пределах Московского региона составляет около 0.02–0.04, что связано с локальным аэрозольным загрязнением.

Литература к Главе 4

Жданова Е. Ю., Чубарова Н. Е. Пространственная изменчивость аэрозольной оптической толщины на территории Московского региона по спутниковым и наземным данным // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. — 2018. — Т. 15, № 7. — С. 236–248.

Климат Москвы в условиях глобального потепления / под ред. Кислова А.В / Л. И. Алексеева, М. И. Варенцов, Е. В. Горбаренко и др. — Издательство Московского университета Москва, 2017. — 288 с.

Beloconi, A., Chrysoulakis, N., Lyapustin, A., Utzinger, J. and Vounatsou, P.: Bayesian geostatistical modelling of PM10 and PM2.5 surface level concentrations in Europe using high-resolution satellite-derived products, *Environment International*, 121, 57–70, doi:10.1016/j.envint.2018.08.041, 2018.

Bovchaliuk, A., Milinevsky, G., Danylevsky, V., Goloub, P., Dubovik, O., Holdak, A., Ducos, F. and Sosonkin, M.: Variability of aerosol properties over Eastern Europe observed from ground and satellites in the period from 2003 to 2011, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13(13), 6587–6602, doi:https://doi.org/10.5194/acp-13-6587-2013, 2013.

Chernogaeva, G. M., Zhadanovskaya, E. A., Malevanov, Y. A.: Pollution sources and air quality in the Moscow Region, *Izvestiya Rossiiskoi akademii nauk. Seriya geograficheskaya*, 2, 109–116, doi:10.31857/S2587-556620192109-116, 2019.

Chubarova, N. Y., Poliukhov, A. A. and Gorlova, I. D.: Long-term variability of aerosol optical thickness in Eastern Europe over 2001-2014 according to the measurements at the Moscow MSU MO AERONET site with additional cloud and NO₂ correction, *Atmospheric Measurement Techniques*, 9(2), 313–334, <https://doi.org/10.5194/amt-9-313-2016>, 2016.

Chubarova, N. Y., Sviridenkov, M. A., Smirnov, A. and Holben, B. N.: Assessments of urban aerosol pollution in Moscow and its radiative effects, *Atmospheric Measurement Techniques*, 4(2), 367–378, <https://doi.org/10.5194/amt-4-367-2011>, 2011a

Chubarova, N. Y.: Seasonal distribution of aerosol properties over Europe and their impact on UV irradiance, *Atmospheric Measurement Techniques*, 2(2), 593–608, doi:<https://doi.org/10.5194/amt-2-593-2009>, 2009.

Chubarova, N., Nezval', Ye., Sviridenkov, I., Smirnov, A. and Slutsker, I.: Smoke aerosol and its radiative effects during extreme fire event over Central Russia in summer 2010, *Atmos. Meas. Tech.*, 5(3), 557–568, doi:10.5194/amt-5-557-2012, 2012.

Chubarova, N., Nezval', Ye., Sviridenkov, I., Smirnov, A. and Slutsker, I.: Smoke aerosol and its radiative effects during extreme fire event over Central Russia in summer 2010, *Atmos. Meas. Tech.*, 5(3), 557–568, doi:10.5194/amt-5-557-2012, 2012.

Chubarova, N., Smirnov, A. and Holben, B.: Aerosol properties in Moscow according to 10 years of AERONET measurements at the Meteorological Observatory of Moscow State University, *Geography, Environment, Sustainability* Available from: <https://ges.rgo.ru/jour/article/view/226> (Accessed 4 December 2019), 2011b

Chudnovsky, A. A., Lee, H. J., Kostinski, A., Kotlov, T. and Koutrakis, P.: Prediction of daily fine particulate matter concentrations using aerosol optical depth retrievals from the Geostationary Operational Environmental Satellite (GOES), *Journal of the Air & Waste Management Association*, 62(9), 1022–1031, doi:10.1080/10962247.2012.695321, 2012.

Chudnovsky, A., Tang, C., Lyapustin, A., Wang, Y., Schwartz, J. and Koutrakis, P.: A critical assessment of high-resolution aerosol optical depth retrievals for fine particulate matter predictions, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13(21), 10907–10917, doi:<https://doi.org/10.5194/acp-13-10907-2013>, 2013b.

Della Ceca, L. S., García Ferreyra, M. F., Lyapustin, A., Chudnovsky, A., Otero, L., Carreras, H. and Barnaba, F.: Satellite-based view of the aerosol spatial and temporal variability in the Córdoba region (Argentina) using over ten years of high-resolution data, *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*,

145, 250–267, doi:10.1016/j.isprsjprs.2018.08.016, 2018.

Donkelaar van Aaron, Martin Randall V., Brauer Michael and Boys Brian L.: Use of Satellite Observations for Long-Term Exposure Assessment of Global Concentrations of Fine Particulate Matter, *Environmental Health Perspectives*, 123(2), 135–143, doi:10.1289/ehp.1408646, 2015.

Dubovik, O., Holben, B., Eck, T. F., Smirnov, A., Kaufman, Y. J., King, M. D., Tanré, D. and Slutsker, I.: Variability of Absorption and Optical Properties of Key Aerosol Types Observed in Worldwide Locations, *J. Atmos. Sci.*, 59(3), 590–608, doi:10.1175/1520-0469(2002)059<0590:VOAAOP>2.0.CO;2, 2002.

Emili, E., Lyapustin, A., Wang, Y., Popp, C., Korkin, S., Zebisch, M., Wunderle, S. and Petitta, M.: High spatial resolution aerosol retrieval with MAIAC: Application to mountain regions, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D23), doi:10.1029/2011JD016297, 2011.

Han, W., Tong, L., Chen, Y., Li, R., Yan, B. and Liu, X.: Estimation of High-Resolution Daily Ground-Level PM_{2.5} Concentration in Beijing 2013–2017 Using 1 km MAIAC AOT Data, *Applied Sciences*, 8(12), 2624, doi:10.3390/app8122624, 2018.

Hoff, R. M. and Christopher, S. A.: Remote Sensing of Particulate Pollution from Space: Have We Reached the Promised Land?, *Journal of the Air & Waste Management Association*, 59(6), 645–675, doi:10.3155/1047-3289.59.6.645, 2009.

Holben, B. N., Eck, T. F., Slutsker, I., Tanré, D., Buis, J. P., Setzer, A., Vermote, E., Reagan, J. A., Kaufman, Y. J., Nakajima, T., Lavenu, F., Jankowiak, I. and Smirnov, A.: AERONET—A Federated Instrument Network and Data Archive for Aerosol Characterization, *Remote Sensing of Environment*, 66(1), 1–16, doi:10.1016/S0034-4257(98)00031-5, 1998.

Hsu, N. C., Gautam, R., Sayer, A. M., Bettenhausen, C., Li, C., Jeong, M. J., Tsay, S.-C., and Holben, B. N.: Global and regional trends of aerosol optical depth over land and ocean using SeaWiFS measurements from 1997 to 2010, *Atmos. Chem. Phys.*, 12, 8037–8053, doi:10.5194/acp-12-8037-2012, 2012.

Hsu, N. C., Jeong, M. -J., Bettenhausen, C., Sayer, A. M., Hansell, R., Seftor, C. S., Huang, J., and Tsay, S. -C.: Enhanced Deep Blue aerosol retrieval algorithm: The second generation, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 118, 9296–9315, <https://doi.org/10.1002/jgrd.50712>, 2013

Hu, X., Waller, L. A., Lyapustin, A., Wang, Y., Al-Hamdan, M. Z., Crosson, W. L., Estes, M. G., Estes, S. M., Quattrochi, D. A., Puttaswamy, S. J. and Liu, Y.: Estimating ground-level PM_{2.5} concentrations in the Southeastern United States using MAIAC AOD retrievals and a two-stage model, *Remote Sensing of Environment*, 140, 220–232, doi:10.1016/j.rse.2013.08.032, 2014.

Jackson, J. M., Liu, H., Laszlo, I., Kondragunta, S., Remer, L. A., Huang, J. and Huang, H.-C.: Suomi-NPP VIIRS aerosol algorithms and data products, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(22), 12673–12689,

doi:10.1002/2013JD020449, 2013.

Jethva, H., Torres, O. and Yoshida, Y.: Accuracy assessment of MODIS land aerosol optical thickness algorithms using AERONET measurements over North America, *Atmospheric Measurement Techniques*, 12(8), 4291–4307, <https://doi.org/10.5194/amt-12-4291-2019>, 2019.

Kloog, I., Sorek-Hamer, M., Lyapustin, A., Coull, B., Wang, Y., Just, A. C., Schwartz, J. and Broday, D. M.: Estimating daily PM_{2.5} and PM₁₀ across the complex geo-climate region of Israel using MAIAC satellite-based AOD data, *Atmospheric Environment*, 122, 409–416, doi:10.1016/j.atmosenv.2015.10.004, 2015.

Koелеmeijer, R. B. A., Homan, C. D. and Matthijssen, J.: Comparison of spatial and temporal variations of aerosol optical thickness and particulate matter over Europe, *Atmospheric Environment*, 40(27), 5304–5315, doi:10.1016/j.atmosenv.2006.04.044, 2006.

Kopeikin, V. M., Emilenko, A. S., Isakov, A. A., Loskutova, O. V., and Ponomareva, T. Ya.: Variability of Soot and Fine Aerosol in the Moscow Region in 2014–2016, *Atmos. Ocean. Opt.*, 31, 243–249, <https://doi.org/10.1134/S1024856018030089>, 2018.

Kulbachevski, A. O.: Report on the State of the Environment in Moscow in 2017, The Department for nature use and environment protection of Moscow Government, available at: http://www.dpioos.ru/eco/ru/report_result/o_448938 (last access: 13 August 2019), 358 pp., 2018 (in Russian).

Liang, F., Xiao, Q., Wang, Y., Lyapustin, A., Li, G., Gu, D., Pan, X. and Liu, Y.: MAIAC-based long-term spatiotemporal trends of PM_{2.5} in Beijing, China, *Science of The Total Environment*, 616–617, 1589–1598, doi:10.1016/j.scitotenv.2017.10.155, 2018.

Liu, H., Remer, L. A., Huang, J., Huang, H.-C., Kondragunta, S., Laszlo, I., Oo, M. and Jackson, J. M.: Preliminary evaluation of S-NPP VIIRS aerosol optical thickness, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 3942–3962, doi:10.1002/2013JD020360, 2018.

Lyapustin, A., Korkin, S., Wang, Y., Quayle, B. and Laszlo, I.: Discrimination of biomass burning smoke and clouds in MAIAC algorithm, *Atmos. Chem. Phys.*, 12(20), 9679–9686, doi:10.5194/acp-12-9679-2012, 2012.

Lyapustin, A., Wang, Y., Korkin, S. and Huang, D.: MODIS Collection 6 MAIAC algorithm, *Atmospheric Measurement Techniques*, 11(10), 5741–5765, doi:<https://doi.org/10.5194/amt-11-5741-2018>, 2018.

Martins, V. S., Lyapustin, A., de Carvalho, L. a. S., Barbosa, C. C. F. and Novo, E. M. L. M.: Validation of high-resolution MAIAC aerosol product over South America, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 122(14), 7537–7559, doi:10.1002/2016JD026301, 2017.

Mhawish, A., Banerjee, T., Sorek-Hamer, M., Lyapustin, A., Broday, D. M. and Chatfield, R.: Comparison and evaluation of MODIS Multi-angle Implementa-

tion of Atmospheric Correction (MAIAC) aerosol product over South Asia, *Remote Sensing of Environment*, 224, 12–28, doi:10.1016/j.rse.2019.01.033, 2019.

O'Neill, N., Eck, T. F., Smirnov, A., Holben, B. N., and Thulasiraman, S.: Spectral discrimination of coarse and fine mode optical depth, *J. Geophys. Res.*, 108, 4559–4573, doi:10.1029/2002JD002975, 2003.

Putaud, J. P., Cavalli, F., Martins dos Santos, S. and Dell'Acqua, A.: Long-term trends in aerosol optical characteristics in the Po Valley, Italy, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14(17), 9129–9136, doi:https://doi.org/10.5194/acp-14-9129-2014, 2014.

Sayer, A. M., Hsu, N. C., Eck, T. F., Smirnov, A. and Holben, B. N.: AERONET-based models of smoke-dominated aerosol near source regions and transported over oceans, and implications for satellite retrievals of aerosol optical depth, *Atmos. Chem. Phys.*, 14(20), 11493–11523, doi:10.5194/acp-14-11493-2014, 2014.

Schaap, M., Timmermans, R. M. A., Koelemeijer, R. B. A., de Leeuw, G. and Builtjes, P. J. H.: Evaluation of MODIS aerosol optical thickness over Europe using sun photometer observations, *Atmospheric Environment*, 42(9), 2187–2197, doi:10.1016/j.atmosenv.2007.11.044, 2008.

Sever, L., Alpert, P., Lyapustin, A., Wang, Y. and Chudnovsky, A.: An example of aerosol pattern variability over bright surface using high resolution MODIS MAIAC: The eastern and western areas of the Dead Sea and environs, *Atmospheric Environment*, 165, 359–369, doi:10.1016/j.atmosenv.2017.06.047, 2017.

Sitnov, S. A., Mokhov, I. I. and Gorchakov, G. I.: The link between smoke blanketing of European Russia in summer 2016, Siberian wildfires and anomalies of large-scale atmospheric circulation, *Dokl. Earth Sc.*, 472(2), 190–195, doi:10.1134/S1028334X17020052, 2017.

Wang, J. and Christopher, S. A.: Intercomparison between satellite-derived aerosol optical thickness and PM_{2.5} mass: Implications for air quality studies, *Geophysical Research Letters*, 30(21), doi:10.1029/2003GL018174, 2003.

Xiao, Q., Wang, Y., Chang, H. H., Meng, X., Geng, G., Lyapustin, A. and Liu, Y.: Full-coverage high-resolution daily PM_{2.5} estimation using MAIAC AOD in the Yangtze River Delta of China, *Remote Sensing of Environment*, 199, 437–446, doi:10.1016/j.rse.2017.07.023, 2017.

Zawadzka, O., Markowicz, K. M., Pietruczuk, A., Zielinski, T. and Jaroslowski, J.: Impact of urban pollution emitted in Warsaw on aerosol properties, *Atmospheric Environment*, 69, 15–28, doi:10.1016/j.atmosenv.2012.11.065, 2013.

Глава 5

Влияние атмосферного аэрозоля на радиационный и метеорологический режим по данным мезомасштабной модели COSMO и измерениям

А.А. Полюхов, Н.Е. Чубарова, Д. В. Блинов, Г.С. Ривин

Атмосферный аэрозоль оказывает существенное влияние на радиационный и метеорологический режим. Для его описания во многих современных моделях используются различные аэрозольные климатологии - физически обоснованные пространственно-временные распределения свойств аэрозоля, полученные с использованием химико-транспортных моделей и данных об эмиссиях его предшественников. Главными преимуществами такого подхода по сравнению с прямым расчетом характеристик аэрозолей на основе уравнений эмиссии, переноса, осаждения и химических реакций аэрозоля, являются вычислительная эффективность и адекватное описание усредненных аэрозольных характеристик. Начальные данные по оптическим и радиационным свойствам аэрозолей определяют точность расчётов плотности потока солнечного излучения, и, следовательно, точность прогнозов важных метеорологических элементов (Stocker et al., 2013, Carmona et al., 2008). Особенно это касается прогноза приземной температуры воздуха (Gleeson et al., 2016, Toll et al., 2016) и осадков (Tarasova et al., 2006).

Одной из первых климатологий аэрозоля, которая активно используется и в настоящее время, является климатология Tanre (Tanre et al., 1984), основанная на данных наблюдений. Аэрозольная климатология Tegen (Tegen et al., 1997), разработанная в конце XX века, несмотря на ряд преимуществ, обладает значительными ограничениями в описании пространственно-временного распределения аэрозоля. Последние работы в области аэрозольных исследований направлены на создание климатологий, сочетающих моделирование вместе с наземными и спутниковыми измерениями. Одной из таких климатологий является аэрозольная климатология MACv2 (Kinne, 2019).

В этой главе рассматриваются аэрозольные свойства атмосферы в Москве и их воздействие на солнечное излучение и температуру воздуха на 2 метрах по данным аэрозольных измерений, а также при использовании аэрозольных климатологий Tegen и MACv2 и моделей радиационного переноса. Наряду с этим на основе современной мезомасштабной модели COSMO-Ru (Doms, Baldauf, 2018) также анализируется влияние аэрозольных данных на прогноз приземной температуры воздуха для Московского региона.

5.1 Описание данных и методов исследования

5.1.1 Аэрозольные и радиационные измерения и их погрешности

В МО МГУ измерения прямой, рассеянной и отраженной коротковолновой радиации ведутся с 1954 г с использованием термоэлектрических приборов Ю.Д. Янишевского (Янишевский, 1954), принятых на сети актинометрических станций России. Допустимая погрешность измерений пиранометра достигает 11%, а актинометра – 4%. Для суммарной радиации погрешность вычисляется как (Росгидромет, 1997):

$$\Delta Q = 0.03Q + 0.02 \quad (5.1.1)$$

где Q – измеренное значение радиации, Вт/м².

Главная причина погрешностей стандартных актинометрических измерений — это ошибка за счет отклонения от закона косинуса, которая может достигать 10-15%. С помощью поправочных множителей можно уменьшить эту ошибку до 2.6% (Чубарова и др., 1999), однако для используемых в последнее время на сети приборов эта погрешность даже после корректировки может достигать 7% для рассеянной и 3% для прямой радиации.

С 2012 года в МО МГУ дополнительно ведутся измерения радиационного баланса балансомером CNR4 фирмы Kipp&Zonen. Главное преимущество данного прибора по сравнению со стандартным актинометрическим комплексом – одновременное измерение всех четырех составляющих радиационного баланса. Одновременность измерений позволяет исключить возможную ошибку в определении альбедо поверхности из-за асинхронного попадания солнечного излучения на датчики по причине разной закрытости приборов на крыше и на площадке, что наблюдается в случае проведения стандартных измерений. Однако, балансомер установлен на площадке, закрытость которой несколько выше, чем на крыше МО МГУ, что приводит к увеличению погрешности измерений при низком Солнце. Поэтому утренние и вечерние измерения не были использованы при тестировании моделей. Для балансомера CNR-4 установлено, что в течение дня из-за изменения температуры

датчиков коротковолновой радиации происходит смещение места нуля. Наши оценки показали, что для летних условий это изменение приводит к ошибкам около $\pm 1.5 \text{ Вт/м}^2$, а для зимних – $\pm 1 \text{ Вт/м}^2$. Прибор отличается небольшой ошибкой (до 1%), и высокой надежностью измерений в различных погодных условиях. Погрешность установки горизонтальности прибора достигает 0.5 градуса, это в свою очередь может приводить к ошибкам измерения суммарной радиации до 9 Вт/м^2 . Свойства аэрозоля измеряются с помощью солнечно-небесного фотометра CIMEL-CE 318-T (см. подробное описание в главе 1). В Табл. 5.1.1 показаны погрешности восстановления основных аэрозольных характеристик.

Таблица 5.1.1. Погрешности измерений суммарной солнечной радиации и аэрозольных характеристик атмосферы по балансомеру CNR4 фирмы Kipp&Zonen (Kipp&Zonen, 2009) и по измерениям солнечно-небесного фотометра CIMEL-CE-318

Параметр	Погрешность
<i>Балансомер CNR4 фирмы Kipp&Zonen, для измерения суммарной радиации</i>	
Максимальное отклонение чувствительности датчика	<4%
Максимальная температурная погрешность	<4%
Максимальное отклонение чувствительности при изменении угла освещенности	<1 %
Погрешности при уменьшении температуры воздуха	<3 Вт/м ² (при изменении 5 К/час)
	<1 Вт/м ² (с установленным CVF 4)
Максимальное изменение чувствительности в год	<1 %
Суммарная ошибка	<20 Вт/м ² (при 1000 Вт/м ²)
<i>Солнечно-небесный фотометр CIMEL</i>	
Аэрозольная оптическая толщина	± 0.02 для ультрафиолетовых фильтров (340, 380 нм)
	± 0.01 для остальных фильтров
Влагосодержание	10 %
Альbedo однократного рассеяния	0.03
Комплексный показатель преломления	0.04 – для действительной части, 30–50 % – для мнимой части
	10 % в окрестности максимума и 35 % в окрестности минимума в диапазоне $0.1 \leq r \leq 7 \text{ мкм}$

Данные измерений были использованы для тестирования данных модельных расчетов. Измеренные нисходящие и восходящие потоки коротковолновой радиации на поверхности Земли были скорректированы с учетом отрица-

тельного сдвига сигналов в ночное время, которое оценивалось как среднее значение радиации за первый час суток по солнечному времени. Все данные приводились ко всемирному скоординированному времени как средние по интервалу 1 час с серединой, равной целому значению времени (единица времени - час).

5.1.2 Описание алгоритмов радиационного переноса

При проведении сравнений различных аэрозольных свойств и их влияния на радиационные характеристики атмосферы, а также при оценке их качества использовались различные алгоритмы расчета радиационного переноса. Рассмотрим их подробнее.

5.1.2.1 Радиационный алгоритм модели COSMO

Алгоритм расчета радиации в модели COSMO-Ru (Ritter, Geleyn, 1992) основан на двухпоточковом приближении (Zdunkowski et al., 1980).

Решается следующая система уравнений:

$$\frac{dF_1}{d\delta} = \alpha_1 F_1 - \alpha_2 F_2 - \alpha_3 J \quad (5.1.2)$$

$$\frac{dF_2}{d\delta} = \alpha_2 F_1 - \alpha_1 F_2 - \alpha_4 J \quad (5.1.3)$$

$$\frac{dS}{d\delta} = -(1 - \tilde{\omega}f) \frac{S}{\mu_0} \quad (5.1.4)$$

где F_1 , F_2 – рассеянный восходящий и нисходящий поток радиации, μ_0 – косинус зенитного угла Солнца, S – прямая солнечная радиация на горизонтальной поверхности, а коэффициенты вычисляются по следующим формулам:

$$\alpha_1 = U(1 - \omega[1 - \beta_0(1 - f)]) \quad (5.1.5)$$

$$\alpha_2 = U\beta_0\omega(1 - f) \quad (5.1.6)$$

$$\alpha_3 = \begin{cases} \beta(\mu_0)\omega(1 - f) & \text{- для коротковолнового диапазона} \\ U(1 - \omega) = \alpha_1 - \alpha_2 & \text{- для длинноволнового диапазона} \end{cases} \quad (5.1.7)$$

$$\alpha_4 = \begin{cases} [1 - \beta(\omega_0)]\omega(1 - f) & \text{- для коротковолнового диапазона} \\ \alpha_3 & \text{- для длинноволнового диапазона} \end{cases} \quad (5.1.8)$$

$$J = \begin{cases} \frac{S}{\mu_0} & \text{- для коротковолнового диапазона} \\ \pi B & \text{- для длинноволнового диапазона} \end{cases} \quad (5.1.9)$$

где U – фактор рассеяния, B – излучение абсолютно черного тела.

Разложение индикатрисы рассеяния по полиномам Лежандра дает следующие соотношения для коэффициентов обратного β_0 и прямого рассеяния $\beta(\mu_0)$:

$$\beta_0 = \frac{4 + g}{8(1 + g)} \quad (5.1.10)$$

$$\beta(\mu_0) = \frac{1}{2} - \frac{3}{4} \frac{g}{1 + g} \mu_0 \quad (5.1.11)$$

С учетом дополнительного использования приближения δ -Эддингтона система уравнений (5.1.2-5.1.4) преобразуется в:

$$\frac{dF_1}{d\delta'} = \alpha'_1 F_1 - \alpha'_2 F_2 - \alpha'_3 J \quad (5.1.12)$$

$$\frac{dF_2}{d\delta'} = \alpha'_2 F_1 - \alpha'_1 F_2 - \alpha'_4 J \quad (5.1.13)$$

$$\frac{dS}{d\delta'} = -(1 - \tilde{\omega} f) \frac{S}{\mu_0} \quad (5.1.14)$$

где

$$\alpha'_1 = U(1 - \omega'[1 - \beta_0]) \quad (5.1.15)$$

$$\alpha'_2 = U\beta_0\tilde{\omega}' \quad (5.1.16)$$

$$\alpha'_3 = \begin{cases} \beta(\mu_0)\omega' & \text{- для коротковолнового диапазона} \\ U(1 - \omega') & \text{- для длинноволнового диапазона} \end{cases} \quad (5.1.17)$$

$$\alpha'_4 = \begin{cases} [1 - \beta(\omega_0)]\omega' & \text{- для коротковолнового диапазона} \\ \alpha'_3 & \text{- для длинноволнового диапазона} \end{cases} \quad (5.1.18)$$

Для решения системы (5.1.12-5.1.14) производится разделение атмосферы на слои с постоянными оптическими свойствами:

$$\tilde{F}_1 = \pi B - F_1; \tilde{F}_2 = \pi B - F_2 \quad (5.1.19)$$

В предположении линейной связи между излучением абсолютно черного тела (АЧТ) и оптической толщиной система (5.1.12-5.1.14) интегрируется для каждого слоя. В итоге потоки, направленные вверх и вниз на границах слоя, имеют вид линейной функции от соответствующих потоков, направленных внутрь этого слоя. Таким образом, мы имеем:

$$\begin{pmatrix} S_{\tilde{j}+1} \\ F_{2,\tilde{j}+1} \\ F_{1,\tilde{j}} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \bar{\alpha}_1 & 0 & 0 \\ \bar{\alpha}_2 & \bar{\alpha}_4 & \bar{\alpha}_5 \\ \bar{\alpha}_3 & \bar{\alpha}_5 & \bar{\alpha}_4 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} Q_{\tilde{j}} \\ F_{2,\tilde{j}} \\ F_{1,\tilde{j}+1} \end{pmatrix} \quad (5.1.20)$$

$$S_1 = \mu_0 S_0; F_{2,1} = F_{2,1} = 0 - \text{ для коротковолнового диапазона} \quad (5.1.21)$$

$$\tilde{F}_{2,1} = \pi B_1 - \text{ для длинноволнового диапазона} \quad (5.1.22)$$

На нижней границе условия следующие:

$$F_{1,\tilde{N}+1} = -A_s(\mu_0)S_{\tilde{N}+1} - A_s F_{2,\tilde{N}+1} - \text{ для коротковолнового диапазона} \quad (5.1.23)$$

$$F_{1,\tilde{N}+1} = (1 - E_s)F_{2,\tilde{N}+1} - \text{ для длинноволнового диапазона} \quad (5.1.24)$$

В алгоритме коротковолновая часть спектра разбивается на 3 интервала, длинноволновая – на 5 интервалов (Табл. 5.1.2).

Схема параметризации рассматривает ослабление потока радиации аэрозолями во всех диапазонах спектра.

Для вычисления ослабления плотности потока излучения различными газами используется спектроскопическая база данных AFGL 1982 года (Rothman et al., 1983).

Таблица 5.1.2. Характеристики спектральных диапазонов радиационного блока модели COSMO

Номер полосы		Длина волны (мкм)	Газы	Количество k-интервалов (H ₂ O, CO ₂ , O ₃)	Рэлеевское рассеяние
Коротко-волновый диапазон	1	1.53-4.64	H ₂ O, CO ₂ , CH ₄ , N ₂ O	7,6,0	+
	2	0.7-1.53	H ₂ O, CO ₂ , O ₂	7,3,0	+
	3	0.25-0.7	O ₂ , H ₂ O, O ₃	3,2,5	+
Длинно-волновый диапазон	4	20.0-104.5	H ₂ O	7,0,0	-
	5	12.5-20	H ₂ O, CO ₂ , N ₂ O	7,7,0	-
	6	8.33-9.01 10.31-12.5	H ₂ O, CO ₂ , N ₂ O	4,3,0	-
	7	9.01-10.31	H ₂ O, CO ₂ , N ₂ O, O ₃	3,3,5	-
	8	4.64-8.33	H ₂ O, CO ₂ , N ₂ O, CH ₄	7,4,0	-

5.1.2.2 Радиационный алгоритм CLIRAD(FC05)-SW

Этот радиационный алгоритм является более современным и использовался нами для оценки качества радиационного кода модели COSMO. Алгоритм CLIRAD-SW разработан в Goddard Space Flight Center (Chou, Suarez, 1999) и был модифицирован в работе (Tarasova, Fomin, 2007). Была предложена параметризация газового поглощения для 15 квазимонохроматических полос (k интервалов), полученная с помощью метода Монте-Карло. Данная параметризация была реализована в алгоритме CLIRAD-SW. В модифицированной версии спектр разбит на 3 полосы в УФ и видимой области (<0.7 мкм) и 5 полос в ИК диапазоне (>0.7 мкм). В Табл. 5.1.3 представлены основные характеристики модифицированного алгоритма CLIRAD(FC05)-SW.

Оценка погрешности данного алгоритма была изучена в ходе международных сравнений проекта CIRC (Oreopoulos et al., 2012), в котором было показано хорошее качество воспроизведения солнечных потоков с помощью алгоритма CLIRAD(FC05)-SW. В ходе наших исследований было проведено сравнение с результатами расчетов для более широкого набора параметров по точному методу расчета суммарной радиации – радиационной модели, разработанной в Курчатовском научном центре, с использованием метода Монте-Карло (Trembach et al., 2001). В качестве исходных данных для CLIRAD(FC05)-SW использовалась модель «лето средних широт» (McClatchey et al., 1972). По этим данным задаются вертикальные распределения температуры, влагосодержания и озона. Стратификация аэрозольных свойств до 12 км была взята по континентальной модели аэрозоля CONT-1 (Табл. 5.1.4),

в слое выше – 12–20 км – по типу BSA (стратосферная модель аэрозоля).

Таблица 5.1.3. Спектральные диапазоны, использующиеся в алгоритме CLIRAD(FC05)-SW

Группа	Спектральный диапазон,		Поглощающие газы	k-интервалы
	см ⁻¹	мкм		
1	32260-33900	0.2-0.303	O ₃	1
2	31250-32260	0.303-0.323	O ₃	1
3	14280-31250	0.323-0.7	H ₂ O, O ₃	1
4	8200-31250	0.323-1.22	H ₂ O, O ₃	1
5	8200-14280	0.7-1.22	H ₂ O, O ₃	3
6	1000-8200	1.22-10	H ₂ O	1
7	4400-8200	1.22-2.27	H ₂ O	4
8	1000-4400	2.27-10	H ₂ O	3
Весь спектр			O ₂	
Весь спектр			CO ₂	15

Таблица 5.1.4. Параметры аэрозолей в континентальной модели CONT-1

	C_i	Доля количества частиц	Альбеде однократного рассеяния $\lambda = 550$ нм	Фактор асимметрии $\lambda = 550$ нм
Гигрофильные частицы	0.29	0.93876	0.957	0.628
Пыль	0.7	$2.27 \cdot 10^{-6}$	0.653	0.877
Сажа	0.01	0.06123	0.209	0.337
Сумма частиц	1	1	0.891	0.637

Континентальная модель аэрозоля CONT-I формируется с помощью смешения разных типов частиц: пыли, сажи и гигрофильных частиц. Интересно отметить, что в модели CONT-1 гидрофильные частицы составляют более 90 % от общего их количества (WMO, 1986). Они обеспечивают значение альбеде однократного рассеяния в видимой области спектра, равное 0.9. В ближней ИК-области спектра на обводненных аэрозольных частицах из-за валентных колебаний ОН в газовой фазе образуются полосы поглощения: 3657 см⁻¹ (2.734 мкм) и 3756 см⁻¹ (2.662 мкм) (Юхневич, 1974) и альбеде однократного рассеяния уменьшается до 0.55.

В ходе проведения тестирования рассчитана плотность потока нисходящей солнечной радиации у поверхности Земли для одиннадцати значений косинуса зенитного угла Солнца от 0.05 до 1 и для двенадцати значений АОТ на 550 нм от 0.03 до 0.6 (Рис. 5.1.1).

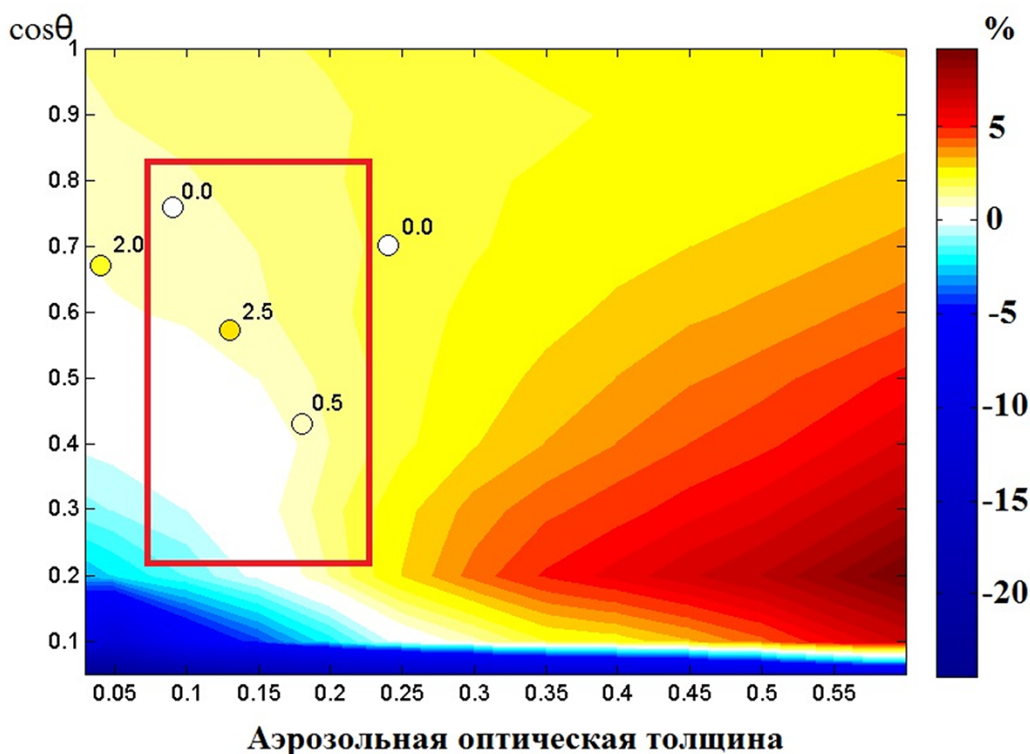


Рис. 5.1.1. Относительная погрешность расчета нисходящей коротковолновой радиации в данном исследовании и результаты, полученные в международных сравнениях CIRC (Oreopoulos et al., 2012) (точки с подписью) в зависимости от аэрозольной оптической толщины и косинуса зенитного угла. Красной рамкой обозначены типичные условия при сравнениях в МО МГУ (Полюхов и др., 2017).

Полученные значения погрешностей подтверждают результаты CIRC для небольших значений АОТ. Однако, с ростом АОТ до 0.5, погрешность увеличивается до 10%. Также видно, что при малых значениях высоты Солнца алгоритм существенно занижает суммарную радиацию вследствие отсутствия учета эффектов сферичности атмосферы. Хорошее соответствие суммарной радиации у поверхности Земли по алгоритму CLIRAD(FC05)-SW с расчетами по высокоточной модели было получено для высот Солнца более 12 градусов ($0.2 < \cos Z < 0.8$) и типичного континентального аэрозоля ($0.04 < \text{АОТ} < 0.25$). При этих условиях погрешность не превышает 2%. Исходя из полученных результатов, в дальнейшем при сравнениях рассматривались случаи именно в этом диапазоне значений.

5.1.3 Аэрозольные климатологии

5.1.3.1 Аэрозольная климатология Tanre

Аэрозольная климатология Tanre разрабатывалась для модели GCM европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF) и до сих пор используется в оперативной версии модели COSMO. Данная климатология

отличается низким пространственным разрешением около 11.8° (спектральное разрешение T21). В ней задаются среднегодовые значения АОТ, АОР, и коэффициентов рассеяния вперед и назад. Климатология Tanre включает среднегодовые значения 4-х различных типов тропосферных аэрозолей: континентального, морского, городского и пустынного. Также задается фоновое содержание аэрозоля в верхней тропосфере ($0.037 d\tau/dp$, атм^{-1}). В стратосфере содержание фонового и вулканического аэрозоля равно 0.233 и 0.036 $d\tau/dp$, атм^{-1} соответственно. Вертикальное распределение аэрозолей учитывает зависимость от температуры (T):

$$W_{st}(N + 1) = W_{st}(n) \cdot \min(1, T(n)/T(n + 1))^{30} \quad (5.1.25)$$

где W – вес, который равен 1 при $p=0$. Такой подход обеспечивает быстрый, но плавный переход от тропосферы к стратосферы. Для тропосферы (первые пять типов аэрозолей (4 типа+ фоновый)) берутся коэффициенты $1-W_{st}$, для стратосферы (фоновый и вулканический) – W_{st} . Таким образом, для тропосферных типов аэрозолей их содержание будет уменьшаться с высотой до уровня тропопаузы, а для стратосферных увеличиваться от уровня тропопаузы.

Аэрозольная климатология Tanre по умолчанию используется в модели COSMO-Ru, в которой она задается в виде полинома от широты и долготы. Аэрозольные свойства для каждого спектрального интервала рассчитываются с использованием набора коэффициентов.

5.1.3.2 Аэрозольная климатология Tegen

Аэрозольная климатология Tegen представляет собой среднемесячные данные глобального распределения с разрешением $4^\circ \times 5^\circ$ пяти различных типов аэрозоля: морской соли, сажи, минеральной пыли, органического и сульфатного аэрозоля (Табл. 5.1.5).

Эмиссия минеральной пыли вычисляется по (Gillette, 1978) для ячеек с влажностью менее 10 кг/м^2 при отсутствии в них растительности и снега:

$$q_a = C(u - u_{tr})u^2 \quad (5.1.26)$$

где u – приземная скорость ветра м/с, u_{tr} – пороговая скорость ветра, равная 6.5 м/с для приземного ветра.

Эмиссия морской соли также задается по эмпирическим формулам через приземную скорость ветра (Erickson, Duce, 1988):

$$Q = e^{0.16u+1.45}, (u \leq 15 \text{ м/с}) \quad (5.1.27)$$

$$Q = e^{0.13u+1.89}, (u > 15 \text{ м/с}) \quad (5.1.28)$$

где Q – концентрация морской соли в приземном слое $\text{мкг}/\text{м}^3$.

Эффективный радиус задается как:

$$r = 0.422u + 2.12 \quad (5.1.29)$$

Глобальное распределение концентрации сажи, сульфатного и органического аэрозоля вычислялось с помощью трехмерных химико-транспортных моделей GISS (Chin et al., 1996) и CCM1 (Walton et al., 1988) с использованием баз данных о эмиссиях GEIA (Arking, Grossman, 1972).

Оптическая толщина вычисляется следующим образом:

$$\tau = 3Q_{ext}m/4\rho r_{eff} \quad (5.1.30)$$

где ρ – плотность частиц, $\text{кг}/\text{м}^3$, r_{eff} – эффективный радиус, м, Q_{ext} – спектральный фактор эффективности ослабления, m – масса частиц в столбе воздуха, кг. Отметим, что $B = 3Q_{ext}/4\rho r_{eff}$ – аналог коэффициента ослабления.

Таблица 5.1.5. Характеристики аэрозолей в климатологии Tegen

Тип	Эмиссии, Тг/год	Удельная масса, $\text{мг}/\text{м}^2$	Средняя АОТ	Максимальная АОТ
Морская соль	5900	22.4	0.007	0.02
Минеральная пыль (радиус = 1-10 мкм)	1000	21.6	0.007	0.59
Минеральная пыль (радиус < 1 мкм)	250	14.7	0.022	0.85
Сульфатный аэрозоль	150	3.0	0.025	0.26
Органический аэрозоль	81	2.5	0.019	0.25
Сажа	12	0.3	0.003	0.05

5.1.3.3 Аэрозольная климатология MACv2

Климатология MACv2 имеет разрешение по пространству $1^\circ \times 1^\circ$ и представляет собой базу среднемесячных значений аэрозольной оптической толщины, альbedo однократного рассеяния и фактора асимметрии индикатрисы рассеяния, которые соответствуют расчетам 2005 г., для длин волн: 0.29, 0.32, 0.55, 0.87, 1.47, 2.0, 2.6 мкм.

В качестве фоновых данных используются результаты вычислений по 14-ти моделям с аэрозольным блоком, которые участвовали в проекте AeroCom (Kinne, et al., 2006). Для уточнения модельных данных в климатологии используются измерения более, чем 700 наземных станций AERONET версии 2 на уровне 2.0 с 1995 по 2015 года, а также результаты измерений более 100 морских рейсов с 2006 по 2015 года проекта MAN (Smirnov et al., 2009, 2011).

Для разделения на грубодисперсную и мелкодисперсную фракцию в климатологии принят стандартный алгоритм AERONET (Dubovik, King, 2000).

При отсутствии измерений диффузной составляющей, например, над океанами, вклад различных фракций оценивался по прямому солнечному излучению по методу (O'Neill et al., 2003). Антропогенный аэрозоль в климатологии MACv2 вносит вклад только в мелкодисперсную фракцию аэрозоля.

Данные AERONET используются также при оценке альbedo однократного рассеяния (AOP). Однако в стандартном алгоритме AERONET на уровне 2.0 отсеиваются значения AOP при $AOT_{440} < 0.4$, вследствие недостаточной чувствительности метода. Для климатологии MACv2 используются данные восстановления поглощения при более низком пороге ($AOT_{550} > 0.2$), доступные по данным уровня 1.5.

Все измерения AERONET и MAN были разделены на глобальные субрегионы с достаточным количеством измерений. Далее результаты моделирования были скорректированы по данным наблюдений с соответствующими весами.

5.2 Сравнения аэрозольных климатологий Tegen и MACv2 с данными многолетних наземных измерений в Москве

Рассмотрим качество воспроизведения аэрозольных свойств атмосферы по данным аэрозольных климатологий Tegen и MACv2 на основе результатов многолетних измерений в Москве.

На Рис. 5.2.1 и в Табл. 5.2.1 представлен годовой ход AOT на 550 нм, полученный в МО МГУ по данным наземных измерений AERONET и по климатологиям Tegen и MACv2.

Годовой ход AOT по данным наблюдений в Москве имеет два ярко выраженных максимума в апреле и июле – августе (Chubarova, 2009). Весенний связан с увеличением эмиссии аэрозоля с открытой поверхности при небольшом количестве осадков и, соответственно, уменьшенном влажном осаждении аэрозоля. В июле – августе высокие значения AOT наблюдаются при высокой температуре воздуха, при которой увеличивается генерация вторичного аэрозоля. В зимние месяцы AOT достигает минимума в сезонном ходе для большей части северного полушария, когда генерация вторичного аэрозоля замедляется (Chubarova et al., 2011), преобладает адвекция из арктических районов, а относительно большое количество осадков приводит к эффективному вымыванию аэрозоля. Локальный минимум AOT также наблюдается в июне, и связан с увеличением количества осадков и уменьшением повторяемости адвекции воздуха из южных регионов (Chubarova, 2009). На Рис. 5.2.1 видно, что климатология MACv2, в отличие от климатологии Tegen, воспроизводит годовой ход AOT: имеются 2 максимума и 2 минимума. Однако обе

климатологии завышают (более, чем на 0.08) АОТ зимой по сравнению с реальными данными. Среднегодовое значение АОТ по климатологии МАСv2 на 0.05 меньше, чем АОТ по климатологии Tegen для МО МГУ и лучше соотносится с данными измерений: по МАСv2 завышение по АОТ составляет 0.05, по Tegen - 0.1.

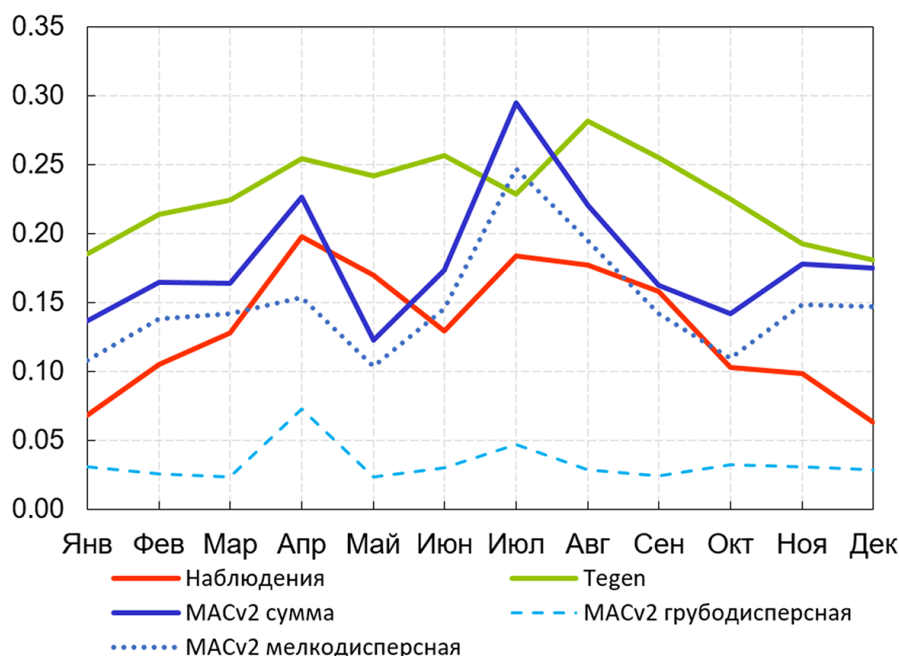


Рис. 5.2.1. Годовой ход аэрозольной оптической толщины 550 нм (медианные оценки) по данным многолетних измерений МО МГУ, а также по климатологии Tegen и МАСv2

Таблица 5.2.1. Среднемесячные значения аэрозольной оптической толщины (АОТ), альбедо однократного рассеяния (АОР) и фактора асимметрии индикатрисы рассеяния (ФАИ) на 550 нм, полученные по данным измерений и по данным аэрозольных климатологий Tegen и МАСv2

Месяцы	АОТ			АОР			ФАИ	
	Измерения	Tegen	МАСv2	Измерения	Tegen	МАСv2	Измерения	МАСv2
Янв	0.07	0.19	0.14	0.78	0.92	0.90	0.69	0.64
Фев	0.11	0.21	0.17	0.80	0.92	0.90	0.71	0.69
Мар	0.13	0.22	0.16	0.79	0.92	0.87	0.70	0.67
Апр	0.20	0.25	0.23	0.85	0.91	0.82	0.65	0.59
Май	0.17	0.24	0.12	0.88	0.91	0.89	0.64	0.63
Июн	0.13	0.26	0.17	0.91	0.91	0.90	0.65	0.62
Июл	0.18	0.23	0.30	0.91	0.92	0.92	0.65	0.61
Авг	0.18	0.28	0.22	0.92	0.92	0.90	0.65	0.64
Сен	0.16	0.26	0.16	0.90	0.92	0.92	0.66	0.64
Окт	0.10	0.23	0.14	0.85	0.91	0.89	0.66	0.63
Ноя	0.10	0.19	0.18	0.83	0.92	0.90	0.67	0.67
Дек	0.06	0.18	0.18	0.78	0.91	0.90	0.67	0.68

На Рис. 5.2.2 приведены сезонные вариации значений альbedo однократного рассеяния по данным измерений и по климатологиям MACsv2 и Tegen. Обе климатологии хорошо воспроизводят альbedo однократного рассеяния в летний период (Рис. 5.2.2), ошибка не превышает 0.03, но в зимний период наблюдается существенное завышение АОР более чем на 0.1. По данным измерений зимой наблюдаются низкие значения АОР менее 0.8 (Chubarova et al. 2011), что может быть связано с проявлением локального загрязнения на фоне низких значений АОР естественного происхождения.

Фактор асимметрии индикатрисы рассеяния в климатологии MACsv2 также демонстрирует хорошее согласие с наблюдениями (Рис. 5.2.3). Однако для грубодисперсного аэрозольного по данным измерений он значительно выше, чем в климатологии MACsv2. Поскольку доля этого аэрозоля невелика, то эта несогласованность не влияет на суммарные значения коэффициента асимметрии, которые хорошо согласуются с наблюдениями.

Рассмотрим радиационные эффекты, возникающие за счет различий в воспроизведении аэрозольных свойств атмосферы.

Для этого с помощью CLIRAD (FC05) - SW была рассчитана разность в суммарной радиации при использовании модельных аэрозольных климатологий Tegen, MACsv2 и климатологии, полученной по многолетним данным AERONET для полуденной высоты Солнца 15-ого числа каждого месяца. Альbedo поверхности с ноября по март задавалось равным 0.7, с апреля по октябрь 0.2. Влагосодержание задавалось по среднемесячным данным измерений AERONET.

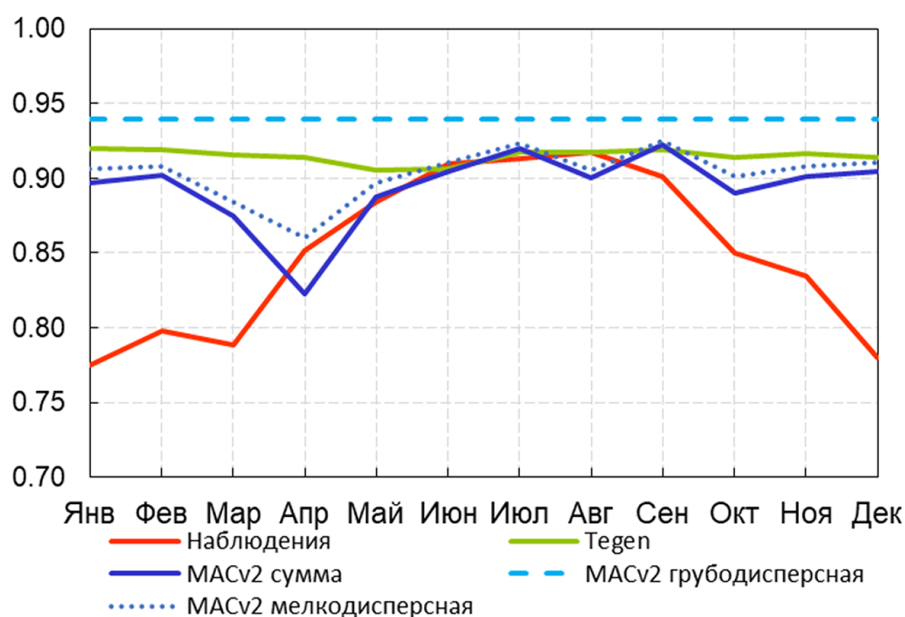


Рис. 5.2.2. Годовой ход альbedo однократного рассеяния 550 нм по данным измерений (медианные оценки) и по климатологиям Tegen и MACsv2, МО МГУ

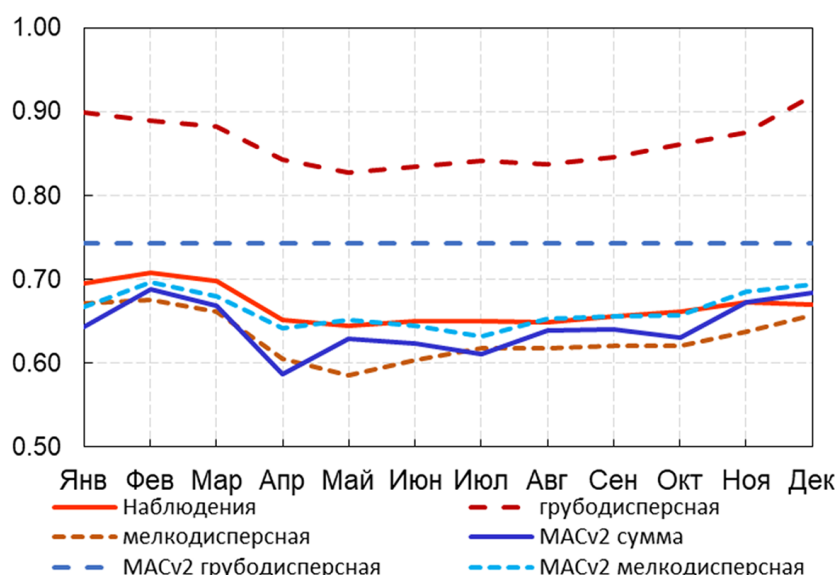


Рис. 5.2.3. Годовой ход фактора асимметрии индикатрисы рассеяния 550 нм по данным измерений МО МГУ (медианные оценки) и по климатологиям Tegen и MACv2

На Рис. 5.2.4 видно, что в мае, августе, сентябре и октябре расчеты с использованием климатологии MACv2 значительно точнее, ошибка уменьшается на 10-15 Вт/м². Применение климатологии Tegen позволяет уменьшить ошибку только в июле (на 11.1 Вт/м²). В среднем за год климатология MACv2 позволяет улучшить расчет суммарной радиации на 6.5 Вт/м², однако стандартное отклонение ошибки несколько увеличивается: с 4.6 Вт/м² до 6.4 Вт/м². В зимние месяцы, несмотря на большие различия аэрозольных климатологий с данными измерений, погрешность суммарной радиации уменьшается до 10-15 Вт/м², вследствие низких высот Солнца, которые приводят к более низким абсолютным значениям суммарной радиации.

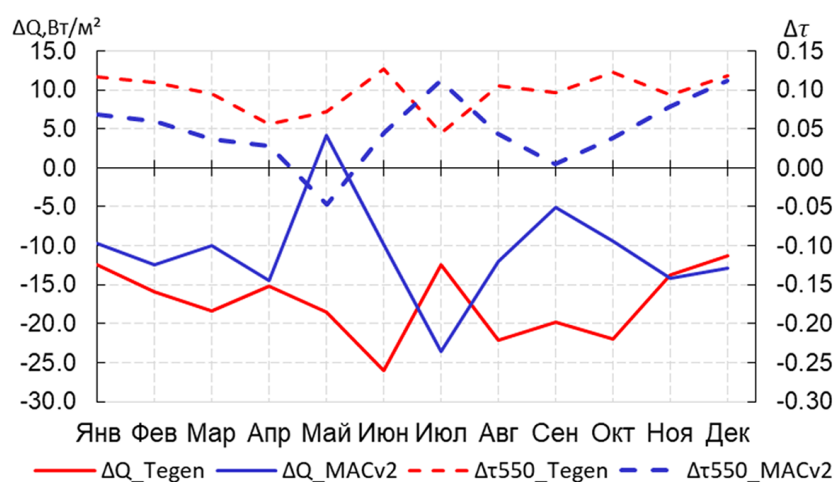


Рис. 5.2.4. Различия в расчетах суммарной радиации (Вт/м²) по алгоритму CLIRAD (FC05) - SW при использовании климатологий аэрозоля Tegen и MACv2 по сравнению с расчетами суммарной радиации с использованием аэрозольных характеристик по данным многолетних измерений

5.3 Оценка качества воспроизведения солнечной радиации и температуры воздуха на высоте 2 м в модели COSMO-Ru по данным измерений

Для оценки качества воспроизведения солнечной радиации и температуры воздуха на высоте 2-х метров в модели COSMO-Ru были выбраны периоды, в которые облачность по данным визуальных наблюдений и по модельным данным отсутствовала не менее 5 часов. Расчеты были проведены с пространственным разрешением 1 км, выбирался узел, ближайший к МО МГУ. Для анализа было отобрано 8 дней (Табл. 5.3.1).

Таблица 5.3.1. Характеристика наблюдавшихся условий для дней, отобранных для сравнений

День	Часы	Альbedo поверхности	Влажесодержание, см	АОТ 550 нм		
				AERONET	TEGEN	MACv2
22.08.12	8	0.17	1.02	0.10	0.28	0.21
29.03.14	9	0.20	0.28	0.04	0.24	0.19
27.07.14	11	0.19	1.84	0.12	0.25	0.27
16.09.14	8	0.19	1.30	0.07	0.25	0.16
27.05.15	8	0.17	1.82	0.18	0.25	0.14
04.07.15	13	0.19	2.15	0.07	0.24	0.25
26.07.15	6	0.15	2.26	0.12	0.25	0.27
25.08.15	8	0.18	1.28	0.08	0.27	0.20

В расчетах использовалась уточненная величина солнечной постоянной $S_0 = 1360.8 \text{ Вт/м}^2$, полученная по данным SORCE (Kopp, Lean, 2011), значения которой были приведены к реальному расстоянию между Землей и Солнцем для каждого выбранного дня. В качестве альbedo поверхности задавались значения, полученные по измерениям балансомера CNR-4 и по модели COSMO-Ru. Результаты расчетов суммарной радиации по модели COSMO-Ru с использованием климатологии аэрозолей Tanre (COSMO_Tanre), климатологии Tegen (COSMO_Tegen) и климатологии MACv2 (COSMO_MACv2) выдавались с часовой дискретностью.

Для оценки погрешности радиационного алгоритма модели COSMO-Ru расчеты по алгоритму CLIRAD (FC05) - SW проводились с идентичными величинами входных параметров, включавших альbedo поверхности, влажесодержание, аэрозольную оптическую толщину и альbedo однократного рассеяния, которые были получены в модели COSMO-Ru. АОТ на длинах волн, отличных от набора длин волн, используемых в радиационном блоке COSMO-Ru, вычислялась, используя волновой экспонент Ангстрема. Для оценки качества стандартных входных параметров проводились также расчеты по ал-

горитму CLIRAD (FC05) - SW, используя реальные значения атмосферных характеристик по данным наблюдений (CLIRAD_real). Обозначения конфигурации начальных данных модели приведены в Табл. 5.3.2.

Таблица 5.3.2. Используемые входные параметры в различных экспериментах

Обозначение	АОТ	Влагосодержание	Альbedo
COSMO_Tanre	Tanre,1984	COSMO-Ru	COSMO-Ru
COSMO_Tegen	Tegen,1997	COSMO-Ru	COSMO-Ru
COSMO_MACv2	MACv2, 2019	COSMO-Ru	COSMO-Ru
CLIRAD_Tegen	Tegen,1997	COSMO-Ru	COSMO-Ru
CLIRAD_MACv2	MACv2, 2019	COSMO-Ru	COSMO-Ru
CLIRAD_real	AERONET	AERONET	Kipp&Zonen CNR-4

Относительная погрешность расчетов находилась как:

$$e, \% = (F - F_0)/F_0 \cdot 100\% \quad (5.3.31)$$

где F_0 – измеренная плотность потока нисходящей коротковолновой радиации, F – модельная плотность потока нисходящей коротковолновой радиации.

5.3.1 Радиационные эффекты аэрозоля

Рассмотрим вначале подробно, в качестве примера, сравнения данных расчетов и измерений, полученные для 4 июля 2015 года. Данный день отличается наибольшей по продолжительности расположения Солнца выше линии закрытости горизонта – с 4 до 16 часов UTC. В полдень высота Солнца достигла 57° . В течение дня по данным наблюдений и результатам моделирования отсутствовала облачность. Наблюдался рост АОТ с 0.05 в 3 UTC до 0.1 в 10 UTC (Рис. 5.3.1), однако эти значения АОТ значительно ниже медианных оценок для июля, по которым $АОТ_{550_{med}}=0.19$. Влагосодержание $W=2.16$ см примерно соответствовало медианным оценкам для данного месяца $W_{med}=2.17$ см.

Для этого дня модель COSMO-Ru несколько завышает расчет влагосодержания, средняя погрешность составляет 0.24 см (11.3%). Альbedo поверхности в модели COSMO-Ru занижается в среднем на 4.4 %.

На Рис. 5.3.2 показаны результаты расчетов суммарной радиации с 7 до 12 UTC, с использованием разных радиационных алгоритмов и конфигураций входных параметров модели согласно Табл. 5.3.2. Результаты для всего дня представлены в Табл. 5.3.3.

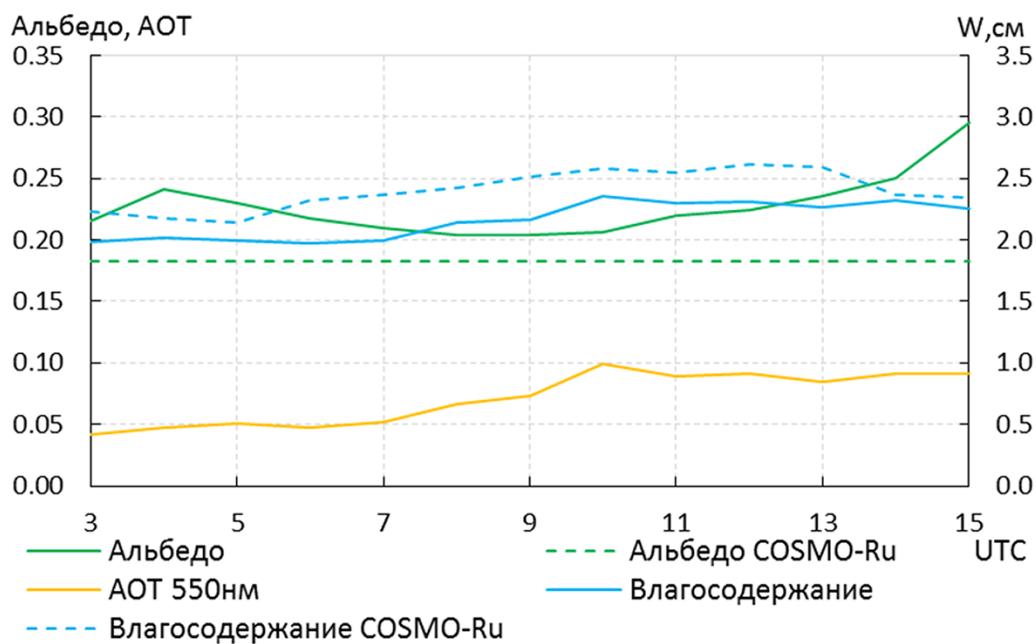


Рис. 5.3.1. Аэрозольная оптическая толщина, влагосодержание и альбеда поверхности по данным измерений и моделирования по модели COSMO-Ru 4 июля 2015 года, МО МГУ

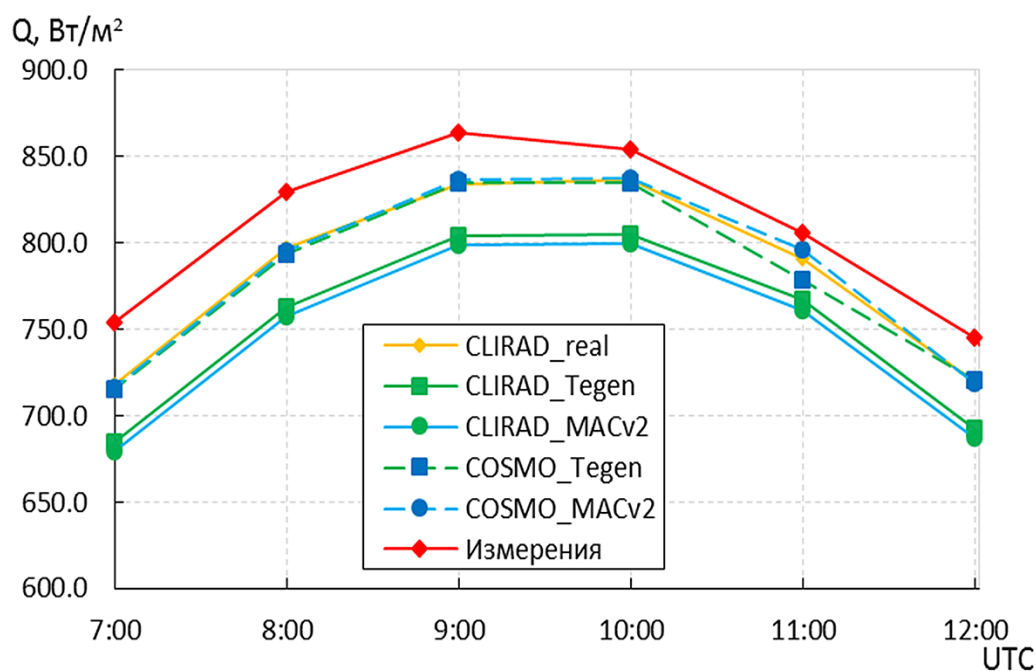


Рис. 5.3.2. Суммарная коротковолновая радиация по результатам измерений и моделирования 4 июля 2015 года, МО МГУ

Таблица 5.3.3. Аэрозольная оптическая толщина, влагосодержание и суммарная коротковолновая радиация Q ($\text{Вт}/\text{м}^2$) по данным измерений и расчетов 4 июля 2015 года, МО МГУ

Время	АОТ550	W, см	Q	Q по CLIRAD-SW			Q по COSMO-RU	
				Real	Tegen	MACv2	Tegen	MACv2
4:00	0.04	2.0	355.0	333.8	304.8	300.2	329.9	328.7
5:00	0.05	2.0	508.4	476.7	446.0	440.9	473.9	473.3
6:00	0.05	2.0	642.9	607.8	577.7	572.4	607.0	606.9
7:00	0.05	2.0	754.1	718.3	684.5	678.9	715.1	715.9
8:00	0.05	2.0	829.3	796.7	762.9	757.2	793.6	795.0
9:00	0.07	2.1	864.3	833.9	804.5	798.9	834.9	836.8
10:00	0.07	2.2	854.6	836.4	805.4	799.7	834.6	837.2
11:00	0.10	2.4	805.7	791.1	766.9	761.3	778.6	796.5
12:00	0.09	2.3	745.6	719.9	692.9	687.4	720.3	719.2
13:00	0.09	2.3	614.2	613.9	586.2	580.9	611.9	612.0
14:00	0.08	2.3	497.8	487.2	458.7	453.7	481.3	481.0
15:00	0.09	2.3	362.1	345.4	322.1	317.5	340.0	338.7
16:00	0.09	2.3	188.9	204.2	185.7	181.9	198.6	196.7

На Рис. 5.3.2 видно, что расчеты по алгоритму CLIRAD (FC05) - SW с использованием данных измерений отличаются малой погрешностью $27.4 \text{ Вт}/\text{м}^2$ (-4.2%). Эти величины соответствуют результатам расчетов по модели COSMO-Ru для варианта COSMO_Tegen (-30.8 $\text{Вт}/\text{м}^2$ (-3.5%)) и для варианта COSMO_MACv2 (-28.0 $\text{Вт}/\text{м}^2$ (-3.5%)). Использование аэрозольных климатологий Tegen и MACv2 вместо данных измерений в алгоритме CLIRAD (FC05) - SW приводит к сильному занижению суммарной радиации, вследствие завышения АОТ по сравнению с данными наблюдений (см. Табл. 5.3.3): погрешность составляет $-57.7 \text{ Вт}/\text{м}^2$ (-8.9%) и $-63.1 \text{ Вт}/\text{м}^2$ (-9.7%), соответственно.

Проанализируем абсолютные и относительные погрешности расчета суммарной радиации для всех выбранных случаев. Результаты показаны на Рис. 5.3.3 и также приведены в Табл. 5.3.4.

Таблица 5.3.4. Погрешность расчетов суммарной коротковолновой радиации CLIRAD (FC05) - SW и COSMO-Ru относительно данных измерений для всех случаев (см. Табл. 5.3.1)

Обозначение конфигурации	МО МГУ	
	$\text{Вт}/\text{м}^2$	%
CLIRAD_real	-16.7 ± 3.3	-2.7 ± 0.6
CLIRAD_Tegen	-37.8 ± 4.5	-6.7 ± 0.8
CLIRAD_MACv2	-36.2 ± 5.3	-6.4 ± 0.9
COSMO_Tegen	-13.6 ± 5.0	-2.5 ± 0.8
COSMO_MACv2	-10.2 ± 6.0	-1.9 ± 1.0

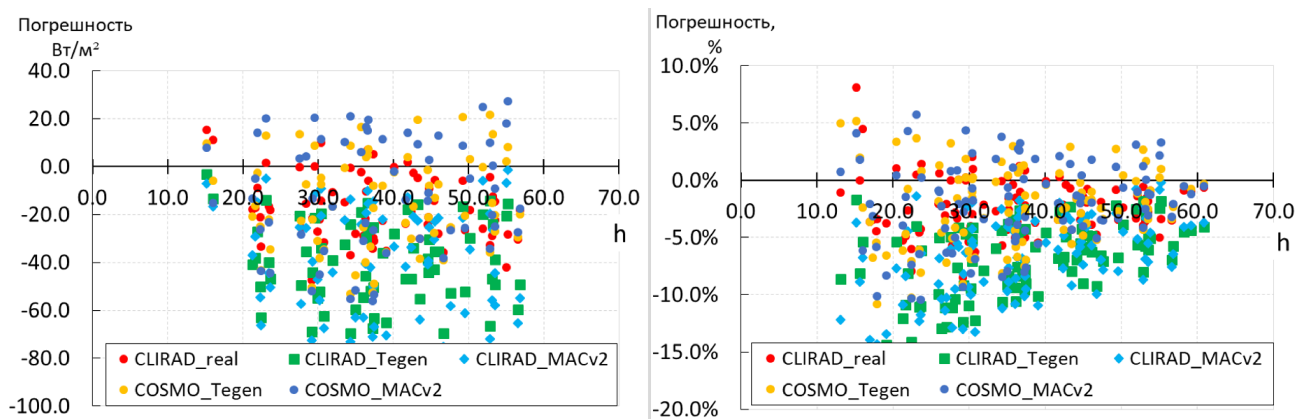


Рис. 5.3.3. Абсолютная и относительная погрешность расчетов суммарной коротковолновой радиации CLIRAD(FC05)-SW и COSMO-Ru при использовании измеренных аэрозольных характеристик и данных по климатологиям Tegen и MACv2, МО МГУ

Видно, что использование данных измерений оптических характеристик аэрозоля, влагосодержания и альbedo поверхности в расчетах по алгоритму CLIRAD(FC05)-SW позволяет добиться наименьшей погрешности в расчете суммарной радиации. Погрешность составила -2.7% (-16.7 Вт/м^2), что укладывается как в погрешности измерений, так и близко к погрешности самого алгоритма. Использование в расчетах по CLIRAD (FC05) - SW данных климатологии Tegen с использованием данных по альbedo и влагосодержанию из модели COSMO-Ru увеличило погрешность до -6.7% (-37.8 Вт/м^2). Данное увеличение погрешности является, главным образом, следствием завышенного содержания аэрозоля в климатологии Tegen. Включение климатологии MACv2 в CLIRAD (FC05) - SW несколько улучшило расчет суммарной радиации на 0.3% (1.6 Вт/м^2). Полученные оценки сопоставимы с расчетами среднегодовых значений, приведенными в разделе 5.2, согласно которым использование климатологии MACv2 в модели COSMO-Ru для выбранных дней уменьшило погрешность расчетов на 0.6% (3.4 Вт/м^2).

Проведение расчетов при использовании одинаковых параметров в радиационном блоке COSMO-Ru и в CLIRAD (FC05) - SW позволило оценить погрешность самого радиационного алгоритма модели COSMO (Рис. 5.3.4).

Получено, что радиационный блок COSMO-Ru завышает расчет суммарной радиации в среднем на 4.8% . Важно отметить, что при увеличении высоты Солнца относительная погрешность уменьшается до $3-4\%$ (Табл. 5.3.5)).

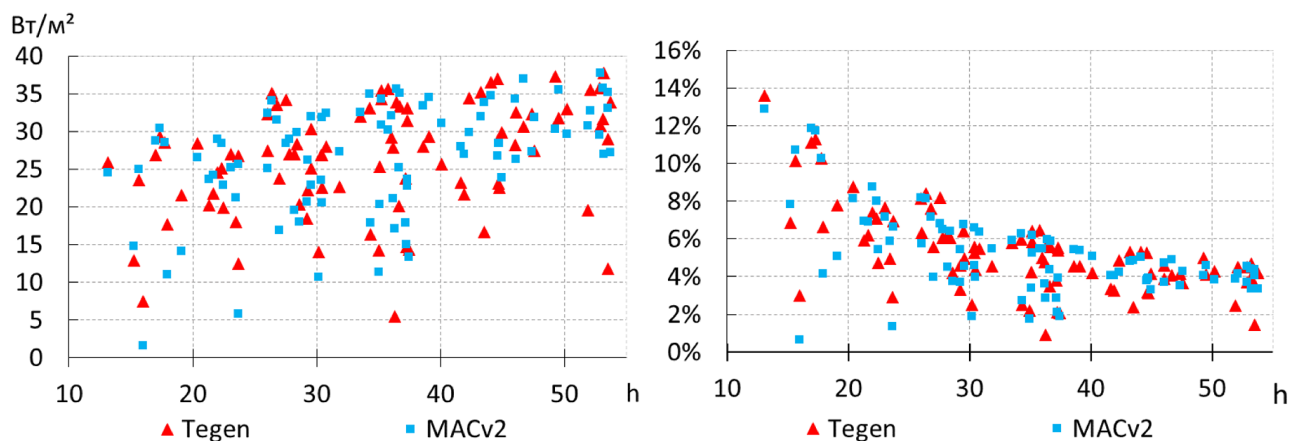


Рис. 5.3.4. Абсолютная (слева) и относительная (справа) погрешность алгоритма расчета суммарной радиации в модели COSMO-Ru относительно алгоритма CLIRAD (FC05) - SW при одинаковых заданных аэрозольных параметрах, влажносте содержания и альбедо поверхности

Таблица 5.3.5. Погрешность расчета суммарной радиации в радиационном алгоритме модели COSMO-Ru относительно алгоритма CLIRA (FC05) - SW при разной высоте Солнца, Вт/м² (в скобках дана относительная погрешность), для аэрозольных климатологий Tegen и Macv2

Высота Солнца	Tegen	MACv2
10-20	14.7 (9.0%)	13.2 (8.4%)
20-30	30.5 (6.2%)	30.0 (6.1%)
30-40	23.9 (4.5%)	30.0 (4.4%)
40-50	28.5 (4.1%)	25.5 (4.3%)
>50	29.5 (3.6%)	25.4 (3.8%)

5.3.2 Температурные эффекты аэрозоля

Аэрозоль может оказывать влияние на температуру воздуха на высоте два метра за счет процессов рассеяния и поглощения солнечной радиации. Оценим воспроизведение данного эффекта по данным моделирования. Для этого была рассчитана разность между значениями коротковолнового баланса в безаэрозольной атмосфере и с использованием разных аэрозольных климатологий: Tanre, Tegen и MACv2. Рассматривалась чувствительность температуры воздуха к указанным изменениям баланса коротковолновой радиации. Полученные результаты для всех дней представлены на Рис. 5.3.5.

Наблюдается четко выраженная зависимость разницы в температуре воздуха за счет различий в значениях коротковолнового радиационного баланса, изменения которого, в свою очередь, определяются только аэрозольными свойствами атмосферы. Для МО МГУ чувствительность составляет $0.8 \pm 0.1^\circ\text{C}$ на 100 Вт/м^2 . Пользуясь полученной зависимостью, можно количественно оценить возможную погрешность температуры воздуха, связанную с неточ-

ным заданием аэрозольных характеристик. Отметим, что в этом случае мы сразу учитываем влияние всех аэрозольных характеристик, а не только АОТ.

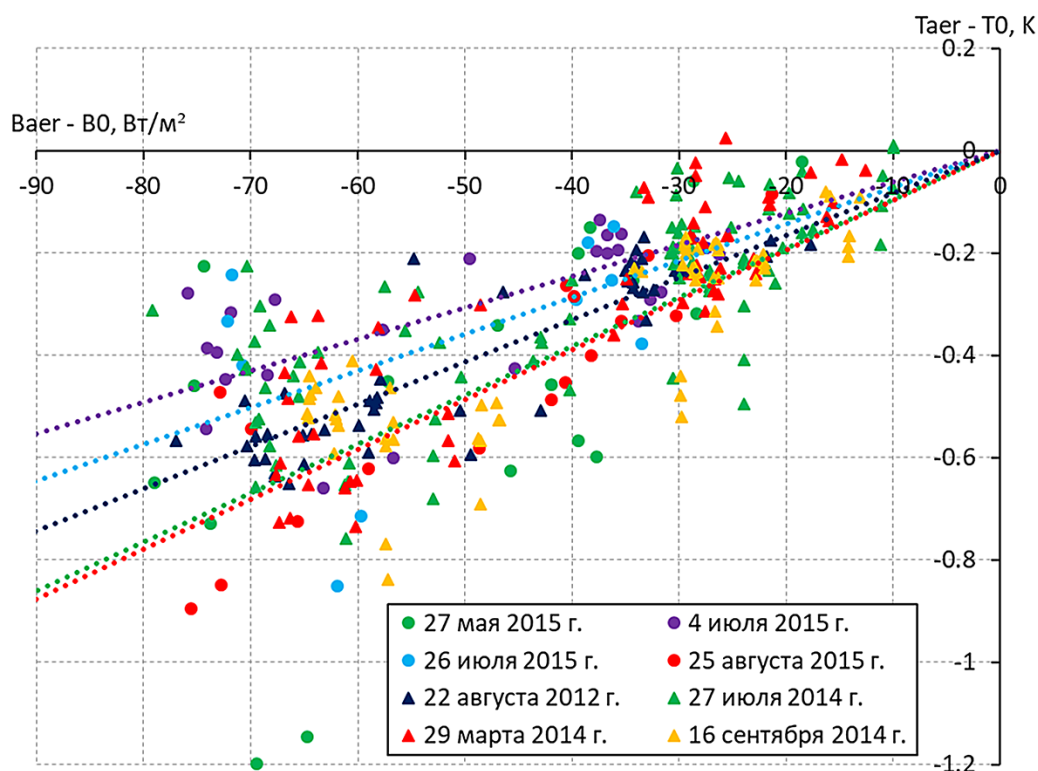


Рис. 5.3.5. Чувствительность температуры воздуха на 2 метрах в модели COSMO-Ru к изменению баланса коротковолновой радиации при различном содержании аэрозоля. По оси X показана разность баланса коротковолновой радиации в расчетах при отсутствии аэрозоля и с аэрозолем, по оси Y показана разность температуры воздуха при тех же условиях.

Были также получены оценки чувствительности температурного отклика по данным наблюдений. На Рис. 5.3.6 показана разность между моделируемой и наблюдаемой приземной температурой воздуха в зависимости от разности между моделируемым и наблюдаемым балансом коротковолновой радиации за счет аэрозоля. В данном случае наблюдается гораздо больший разброс значений из-за влияния неопределенности наблюдаемых параметров атмосферы (профиля аэрозоля, влагосодержания и др.). В то же время получена та же тенденция увеличения положительного температурного сдвига с положительной разностью коротковолнового баланса, которая, главным образом, определяется разницей между моделируемым и наблюдаемым аэрозолем. Эти значения чувствительности температуры воздуха к разности коротковолнового радиационного баланса за счет аэрозоля подобны тем, что были получены в предыдущем эксперименте с моделью (см. Рис. 5.3.5).

Полученные результаты подтверждают выраженную температурную чувствительность к аэрозолю через ее влияние на баланс коротковолновой радиации у поверхности Земли.

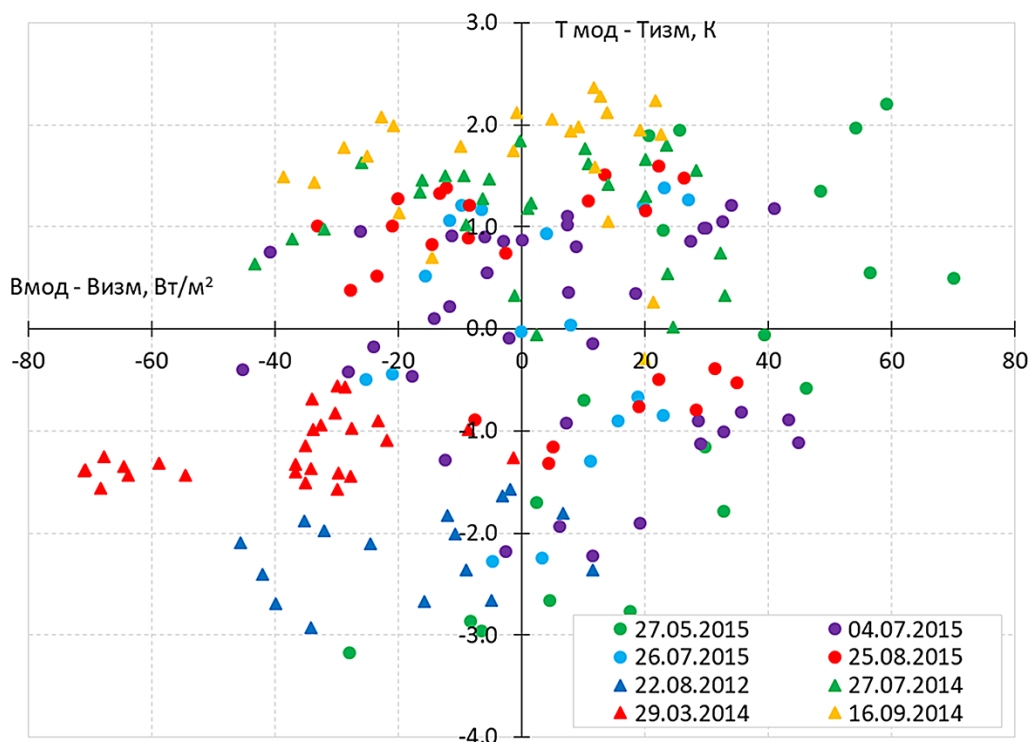


Рис. 5.3.6. Чувствительность температуры воздуха на 2 метрах в модели COSMO-Ru к изменению баланса коротковолновой радиации относительно данных измерений. По оси X показана разность баланса коротковолновой радиации по данным модели COSMO и измерениям, по оси Y показана разность температуры воздуха при тех же условиях.

5.4 Оценка влияния аэрозоля на прогноз приземной температуры в модели COSMO-Ru

Оценки влияния аэрозоля на прогноз температуры проводился для Московского региона с горизонтальным шагом сетки примерно 13 км и 40 уровнями по вертикали на 24 часа с интервалом интегрирования 120 секунд (Ривин и др., 2019). Прогноз рассчитывался для центральных месяцев сезонов (январь, апрель, июль, октябрь) 2017 года. В качестве граничных и начальных условий были использованы данные глобальной модели ICON. Было проведено 3 эксперимента с различными климатическими данными об аэрозолях, включая контрольный эксперимент с Tange и с более современными данными Tegen и MACv2.

Оценка точности прогноза температуры воздуха была проведена по метеорологическим и аэрологическим станциям. Отсеивались станции с пропуском более 10% наблюдений. Критерием оценки являлась среднеквадратическая

ошибка (RMSE):

$$\Delta RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (T_{Tegen(MACv2)_i} - T_{набл,i})^2} - \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (T_{Tanre,i} - T_{набл,i})^2} \quad (5.4.32)$$

где $T_{Tegen(MACv2)}$, T_{Tanre} – прогноз температуры, $T_{набл}$ – температура по наблюдениям, N – количество наблюдений в течение месяца. Если $\Delta RMSE < 0$, значит прогноз температуры улучшается.

Использование климатологии аэрозолей влияет на прогноз приземной температуры воздуха. Для московского региона (Рис. 5.4.1) изменение среднемесячной температуры составляет от 0.05 ± 0.05 до $0.2 \pm 0.15^\circ\text{C}$ для июля и апреля соответственно.

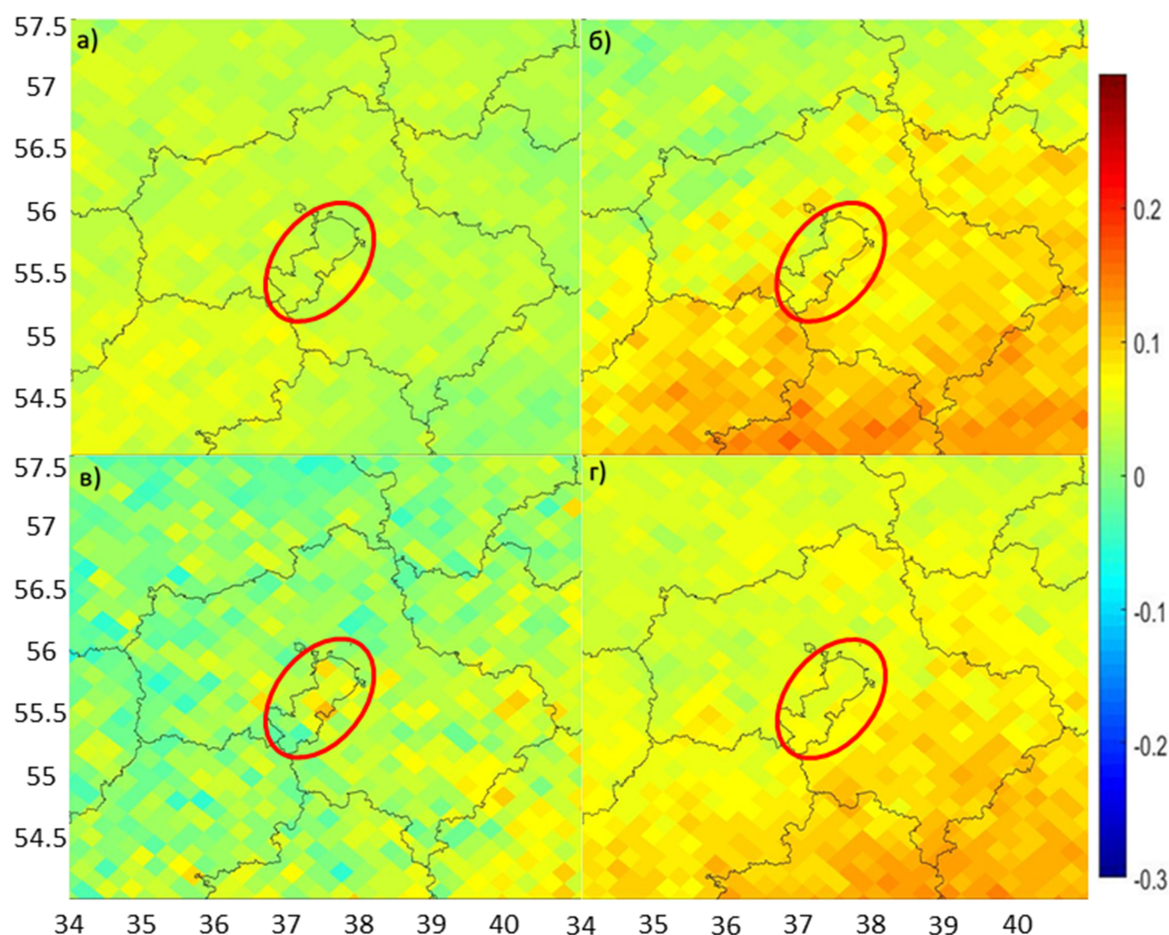


Рис. 5.4.1. Разность среднемесячной температуры воздуха для января (а), апреля (б), июля (в), октября (г) в модели COSMO-Ru, MACv2 минус Tegen

Эти оценки получены для всех условий облачности. В ясных условиях эффект достигает 0.5°C (Рис. 5.4.2). При этом наблюдается уменьшение среднеквадратической ошибки прогноза среднемесячной приземной температуры для всех месяцев по сравнению с оперативной версии модели COSMO-Ru, в

которой используется аэрозольная климатология Tanre (Рис. 5.4.3). Уменьшение среднеквадратичной ошибки, и, следовательно, улучшение прогноза, достигает 0.4°C для апреля на отдельных станциях Московского региона. В безоблачных условиях улучшение прогноза может достигать 1.0°C (Рис. 5.4.4). Из Рис. 5.4.4 видно, что при использовании аэрозольной климатологии MACv2 ошибка прогноза температуры меньше по сравнению с климатологиями Tanre и Tegen на 0.8 и 0.3°C , соответственно.

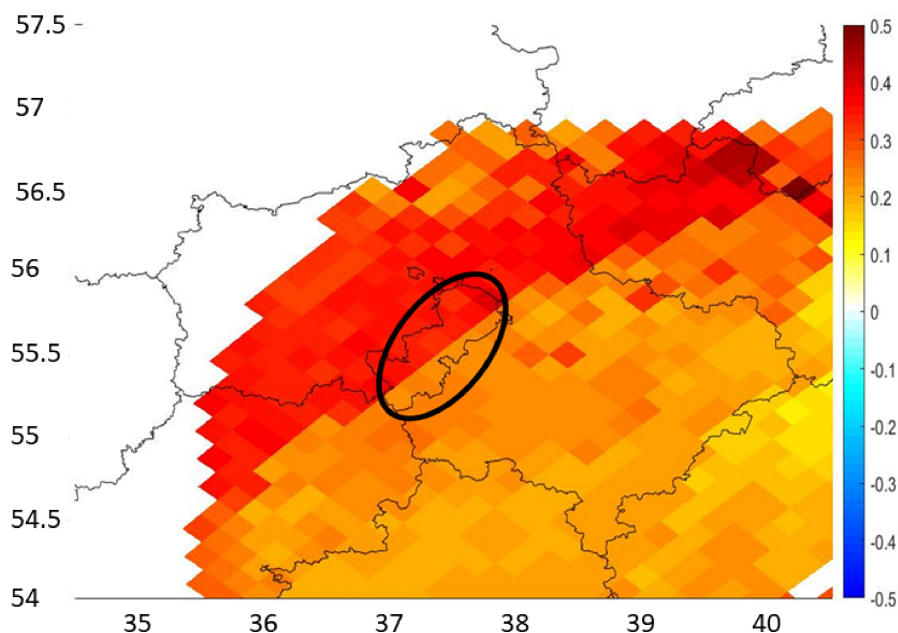


Рис. 5.4.2. Разность температуры воздуха для ясных условий в апреле в модели COSMO-Ru за счет использования различных аэрозольных климатологий: MACv2 и Tegen. Белым цветом обозначена территория где отсутствовали безоблачные условия более 5 часов в течение месяца. Кругом отмечена территория Москвы.

В Табл. 5.4.1 представлены результаты расчетов изменения среднеквадратичной ошибки прогноза среднемесячной приземной температуры воздуха при использовании климатологии MACv2 и Tanre. Напомним, что климатология Tanre до сих пор используется в оперативной версии модели COSMO. Хорошо видно уменьшение среднеквадратичной ошибки прогноза среднемесячной приземной температуры воздуха по станциям Балчуг, ВДНХ и в среднем по всем станциям в Москве.

Таблица 5.4.1. Изменение среднеквадратичной ошибки прогноза среднемесячной приземной температуры воздуха при использовании климатологии MACv2 и Tanre. Прогноз на 24 часа

$\Delta RMSE$	Январь	Апрель	Июль	Октябрь
станция ВДНХ	-0.04	-0.25	-0.05	-0.09
станция Балчуг	-0.03	-0.25	-0.15	-0.12
Москва, 9 станций	-0.03	-0.21	-0.08	-0.08

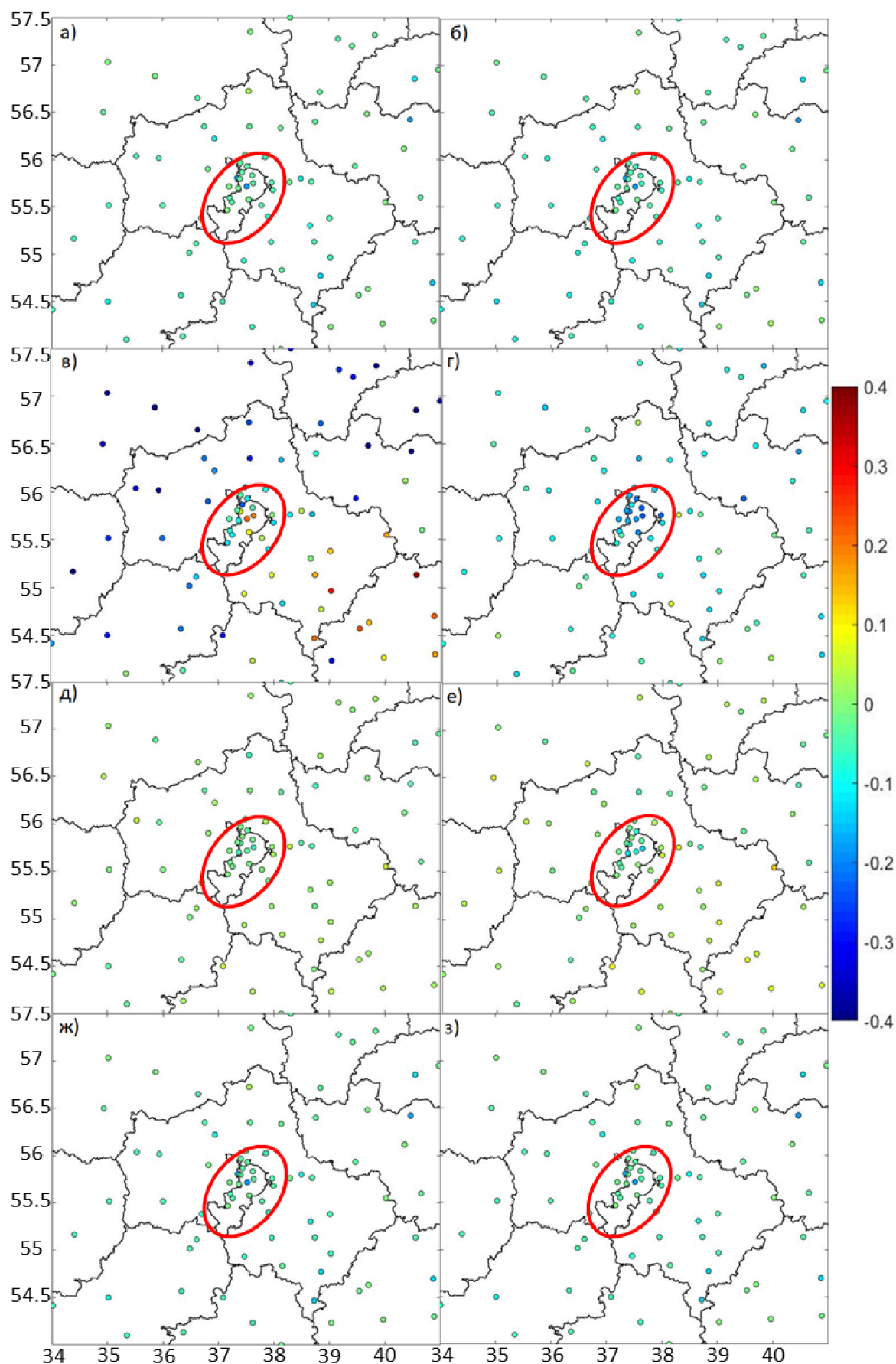


Рис. 5.4.3. Разность среднеквадратичной ошибки прогноза приземной температуры воздуха за счет использования различных аэрозольных климатологий: Tegen (Tegen минус Tanre) (слева) и MACv2 (MACv2 минус Tanre) (справа) относительно оперативной версии модели COSMO-Ru, в которой используется климатология Tanre, для января (а, б), апреля (в, г), июля (д, е) и октября (ж, з). Территория Москвы выделена кругом. Прогноз на 24 часа

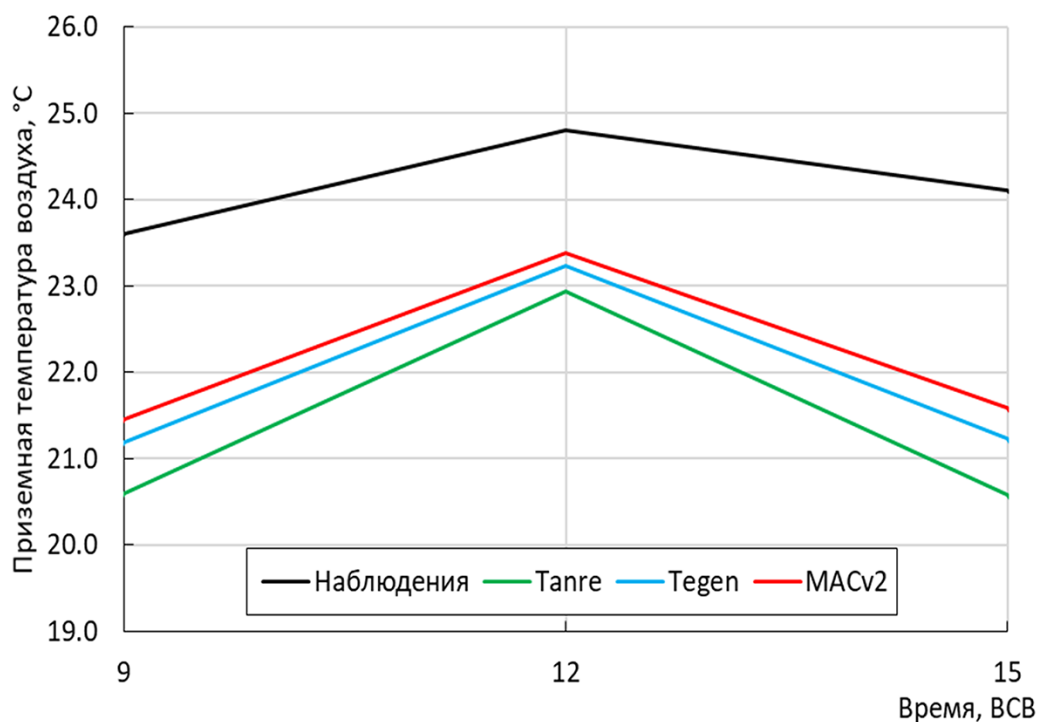


Рис. 5.4.4. Приземная температура воздуха для 30 апреля 2017 года по данным наблюдений на станции ВДНХ (черная линия) и ее прогностические значения с использованием аэрозольной климатологии Tanre (зеленая линия), Tegen (синяя линия) и аэрозольной климатологии MACsv2 (красная линия)

Выводы по Главе 5

- Для территории Московского региона проанализированы радиационные и температурные эффекты аэрозолей по данным измерений аэрозольных свойств атмосферы в МО МГУ и по данным аэрозольных климатологий, которые широко применяются в климатических моделях и моделях прогноза погоды. Показано, что климатология аэрозолей MACsv2 в целом лучше воспроизводит годовой ход оптических свойств аэрозолей в Москве по сравнению с климатологиями Tegen и Tanre. В среднем за год использование климатологии MACsv2 позволяет улучшить расчет суммарной радиации в МО МГУ на 6.5 Вт/м^2 относительно климатологии Tegen.
- Оценена чувствительность температуры у поверхности Земли к балансу коротковолновой радиации у поверхности Земли вследствие изменения аэрозольных свойств атмосферы, которая составляет $0.8 \pm 0.1 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ Вт/м}^2$. Показано охлаждающее влияние аэрозоля, типичного для Московского региона.

- Значимые изменения в расчете суммарной радиации за счет аэрозоля сказываются на качестве прогноза приземной температуры воздуха. Получено, что при использовании аэрозольной климатологии MACsv2 уменьшение погрешности в прогнозе среднемесячной приземной температуры воздуха в Московском регионе достигает 0.4°C .

Литература к Главе 5

Полюхов А. А., Чубарова Н. Е., Ривин Г. С. Шатунова М.В., Тарасова Т.А. Оценка качества расчета солнечной радиации в COSMO-RU по данным точных радиационных расчетов и измерений в Москве в безоблачных условиях // Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации. – 2017. – №. 364. – С. 38-52.

Ривин Г. С. Розинкина И.А., Астахова Е.Д., Блинов Д.В., Бундель А.Ю., Кирсанов А.А., Шатунова М.И., Чубарова Н.Е., Алферов Д.Ю., Варенцов М.И., Захарченко Д.И., Копейкин В.В., Никитин М.Н., Полюхов А.А., Ревокатова А.П., Татаринovich Е.В., Чурюлин Е.В. Система краткосрочного численного прогноза высокой детализации COSMO-Ru, ее развитие и приложения // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. – 2019. – №. 4 (374). – С. 37-53.

Росгидромет Наставление гидрометеостанциям и постам. М., 1997. Вып. 5. Ч. 1. Чубарова Н.Е., Рублев А.Н., Троценко А.Н., Трембач В.В. Вычисление потоков солнечного излучения и сравнение с результатами наземных измерений в безоблачной атмосфере // Известия АН. Физика атмосферы и океана, – 1999. – т.35. – с. 222-239.

Юхневич Г. В. Инфракрасная спектроскопия воды. – Наука, 1973, 207 с.

Янишевский Ю. Д. Актинометрические приборы и методы наблюдений. – ГИМИЗ, 1957.

Arking A., Grossman K. The influence of line shape and band structure on temperatures in planetary atmospheres // Journal of the Atmospheric Sciences. – 1972. – V. 29. – №. 5. – P. 937-949.

Carmona I., Kaufman Y. J., Alpert P. Using numerical weather prediction errors to estimate aerosol heating // Tellus B. – 2008. – V. 60. – №. 5. – P. 729-741.

Chin M. et al. A global three-dimensional model of tropospheric sulfate // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. – 1996. – V. 101. – №. D13. – P. 18667-18690.

Chou M. D., Suarez M. J. A solar radiation parameterization for atmospheric studies // NASA Tech. Memo. – 1999. – V. 104606. – P. 40.

Chubarova N. Y. Seasonal distribution of aerosol properties over Europe and their impact on UV irradiance // *Atmospheric Measurement Techniques*. – 2009. – V. 2. – №. 2. – P. 593-608.

Chubarova N., Smirnov A., Holben B. N. Aerosol properties in Moscow according to 10 years of AERONET measurements at the Meteorological Observatory of Moscow State University // *Geography, environment, sustainability*. – 2011. – V. 4. – №. 1. – P. 19-32.

Chubarova N. Y., Poliukhov A. A., Gorlova I. D. Long-term variability of aerosol optical thickness in Eastern Europe over 2001–2014 according to the measurements at the Moscow MSU MO AERONET site with additional cloud and NO₂ correction // *Atmospheric Measurement Techniques*. – 2016. – V. 9. – №. 2. – P. 313.

Doms G., Baldauf M. A. Description of the Nonhydrostatic Regional COSMO-Model. Part I: Dynamics and Numerics. 2018. 161 p.

<http://www.cosmo-model.org/content/model/documentation/core/cosmoDyncsNumcs.pdf>

Erickson D. J., Duce R. A. On the global flux of atmospheric sea salt // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 1988. – V. 93. – №. C11. – P. 14079-14088.

Gillette D. A wind tunnel simulation of the erosion of soil: Effect of soil texture, sandblasting, wind speed, and soil consolidation on dust production // *Atmospheric Environment (1967)*. – 1978. – V. 12. – №. 8. – P. 1735-1743.

Gleeson E., Toll V., Nielsen K.P., Rontu L., and Masek J. Effects of aerosols on clear-sky solar radiation in the ALADIN-HIRLAM NWP system // *Atmospheric Chemistry and Physics*. – 2016. – V. 16. – №. 9. – P. 5933-5948.

Holben B. N., Eck T. F., Slutsker I., Tanre D., Buis J. P., Setzer A. W., Vermote E. F., Reagan J. A., Kaufman Y. J., Nakajima T., Lavenu I., Jankowiak I., and Smirnov A.V. AERONET—A federated instrument network and data archive for aerosol characterization // *Remote sensing of environment*. – 1998. – V. 66. – №. 1. – p. 1-16.

Kinne S. The MACv2 aerosol climatology // *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*. – 2019. – V. 71. – №. 1. – p. 1623639.

Kinne S., Schulz M., Textor C., Guibert S., Balkanski Y., Bauer S. E., Berntsen T., Berglen T. F., Boucher O., Chin M., Collins W., Dentener F., Diehl T., Easter R., Feichter J., Fillmore D., Ghan S., Ginoux P., Gong S., Grini A., Hendricks1 J., Herzog1 M., Horowitz L., Isaksen I., Iversen T., Kirkevag A., Kloster S., Koch D., Kristjansson J. E., Kroll1 M., Lauer A., Lamarque J. F., Lesins G., Liu X., Lohmann1 U., Montanaro V., Myhre G., Penner J., Pitari G., Reddy S., Seland O., Stier P., Takemura T., and Tie X. An AeroCom initial assessment—optical properties in aerosol component modules of global models // *Atmospheric Chemistry and Physics*. – 2006. – V. 6. – №. 7. – p. 1815-1834.

KIPP&ZONEN – Instruction Manual CNR4/1 Net Radiometer.

Kopp G., Lean J. L. A new, lower value of total solar irradiance: Evidence and climate significance // *Geophysical Research Letters*. – 2011. – V. 38. – №. 1.

McClatchey Optical properties of the atmosphere. Report AFCRL-72-0497, Mass., 1972.

Oreopoulos L., Mlawer E., Delamere J., Shippert T., Cole J., Fomin B., Iacono M., Jin Z., Li J., Manners J., Räisänen P., Rose F., Zhang Y., Wilson M., and Rossow W.B. The continual intercomparison of radiation codes: Results from phase I // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. – 2012. – V. 117. – №. D6.

O'Neill N. T., Eck T. F., Smirnov A., Holben B. N., Thulasiraman S. Spectral discrimination of coarse and fine mode optical depth // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. – 2003. – V. 108. – №. D17.

Poliukhov A., Chubarova N., Kinne S., Rivin G., Shatunova M., and Tarasova T. Comparison between calculations of shortwave radiation with different aerosol datasets and measured data at the MSU MO (Russia) // *AIP Conference Proceedings*. – AIP Publishing, 2017. – V. 1810. – №. 1. – p. 100006.

Ritter B., Geleyn J. F. A comprehensive radiation scheme for numerical weather prediction models with potential applications in climate simulations // *Monthly Weather Review*. – 1992. – V. 120. – №. 2. – P. 303-325.

Rothman L. S., Gamache R. R., Barbe A., Goldman A., Gillis J. R., Brown L. R., Toth R. A., Flaud J.-M., and Camy-Peyret C. AFGL atmospheric absorption line parameters compilation: 1982 edition // *Applied Optics*. – 1983. – V. 22. – №. 15. – p. 2247-2256.

Smirnov A., Holben B. N., Slutsker I., Giles D. M., McClain C. R., Eck T. F., Sakerin S. M., Macke A., Croot P., Zibordi G., Quinn P. K., Sciare J., Kinne S., Harvey M., Smyth T. J., Piketh S., Zielinski T., Proshutinsky A., Goes J. I., Nelson N. B., Larouche P., Radionov V. F., Goloub P., Krishna Moorthy K., Matarrese R., Robertson E. J., Jourdin F. Maritime aerosol network as a component of aerosol robotic network // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. – 2009. – P. 114. – №. D6.

Smirnov A., Duarte C. M., Diehl T. L. Maritime Aerosol Network as a component of AERONET-first results and comparison with global aerosol models and satellite retrievals. – 2011.

Tarasova T. A., Fernandez J. P. R., Pisnichenko I. A., Marengo J. A., Ceballos J. C., Bottino M. J. Impact of new solar radiation parameterization in the Eta Model on the simulation of summer climate over South America // *Journal of applied meteorology and climatology*. – 2006. – V. 45. – №. 2. – p. 318-333.

Tarasova T. A., Fomin B. A. The use of new parameterizations for gaseous absorption in the CLIRAD-SW solar radiation code for models // *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. – 2007. – V. 24. – №. 6. – p. 1157-1162.

Tanre D., Geleyn J. F., Slingo J. First results of the introduction of an

advanced aerosol-radiation interaction in the ECMWF low resolution global model //Aerosols and their climatic effects. – 1984. – p. 133-177

Tegen I., Hollrig P., Chin M., Fung I., Jacob D., Penn J. Contribution of different aerosol species to the global aerosol extinction optical thickness: Estimates from model results //Journal of Geophysical Research: Atmospheres. – 1997. – V. 102. – №. D20. – p. 23895-23915.

Trembach V.V., Rublev A.N., and Udalova T.A. Mathematical simulation of surface solar radiation distribution at broken clouds conditions.// IRS 2000: Current Problems in Atmospheric Radiation, W. L. Smith and Yu. M. Timofeyev (Eds.). A. Deepak Publishing, Hampton, Virginia. – 2001. – pp.1058-1060

Walton J. J., MacCracken M. C., Ghan S. J. A global-scale Lagrangian trace species model of transport, transformation, and removal processes //Journal of Geophysical Research: Atmospheres. – 1988. – V. 93. – №. D7. – p. 8339-8354.

WMO. Preliminary Cloudless Standard Atmosphere for Radiation Computation //World Climate Research Programs, Tech. Doc. WMO/TD-24, World Meteorol. Org., Geneva. – 1986.

Zdunkowski W. G., Welch R. M., Korb G. An investigation of the structure of typical two-stream-methods for the calculation of solar fluxes and heating rates in clouds //Beiträge zur Physik der Atmosphäre. – 1980. – V. 53. – №. 2. – p. 147-166.