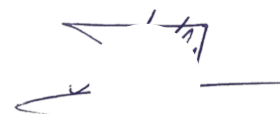


МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

имени М.В. ЛОМОНОСОВА

ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

На правах рукописи



Полюхов Алексей Андреевич

**Региональные аспекты пространственно-временной изменчивости
атмосферного аэрозоля и его влияние на радиационные и
метеорологические характеристики по данным измерений и
моделирования**

25.00.30 – метеорология, климатология, агрометеорология

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени

кандидата географических наук

Научный руководитель:

доктор географических наук, профессор

Чубарова Наталья Евгеньевна

Москва – 2021

Оглавление

СПИСОК ИСПОЛЬЗУЕМЫХ СОКРАЩЕНИЙ И ОБОЗНАЧЕНИЙ	4
Введение	5
Глава 1. Общие сведения об атмосферном аэрозоле и его воздействии на радиацию и облачность	12
1.1 Основные характеристики атмосферного аэрозоля	12
1.2 Наземные системы измерений аэрозоля	16
1.3 Оценка аэрозольного воздействия на радиацию и облачность.....	19
1.3.1 Влияние аэрозоля на радиацию	21
1.3.2 Взаимодействие аэрозоля и облачности	25
Глава 2. Методы исследования аэрозольных свойств атмосферы, описание аэрозольных климатологий, используемых радиационных алгоритмов и параметризаций облачно-аэрозольного взаимодействия	29
2.1 Исследование свойств аэрозоля по данным измерений AERONET.....	29
2.1.1 Описание метода восстановления свойств аэрозолей, принятого на сети AERONET.....	29
2.1.2 Алгоритм дополнительной фильтрации однородной облачности для AERONET, реализованный в работе.....	35
2.2 Пространственные поля климатических аэрозольных характеристик и их использование в мезомасштабной модели COSMO.	42
2.2.1. Описание аэрозольных климатологий, используемых в моделях численного прогноза погоды	43
2.2.2. Описание радиационного алгоритма модели COSMO и внесенных изменений в организацию модельного комплекса COSMO для внедрения в него аэрозольной климатологии MACv2.....	47
2.3 Алгоритм радиационного переноса CLIRAD(FC05)-SW, используемый для оценки точности радиационных расчетов в модели COSMO-Ru	57
2.4 Описание используемых параметризаций эмиссий аэрозоля различных типов а аэрозольном блоке климатической модели ИВМ.....	60
2.4.1. Параметризация эмиссии аэрозолей различных типов.....	60
2.4.2. Описание параметризации облачно-аэрозольного взаимодействия в модели ИВМ.....	69
Глава 3 Анализ качества воспроизведения солнечной радиации в модели COSMO-Ru и оценка радиационных и метеорологических эффектов аэрозоля	73
3.1. Тестирование воспроизведения солнечной радиации в модели COSMO-Ru по данным радиационного алгоритма CLIRAD(FC05)-SW и по данным измерений	73
3.1.1 Пример сравнительного анализа расчетных и измеренных величин суммарной радиации у поверхности земли в МОМГУ 4.07.2015	78
3.1.2 Общие закономерности, полученные для безоблачных условий для различных географических регионов	81
3.2 Аэрозольные характеристики по данным климатологии MACv2 и Tegen и их радиационные эффекты для территории Евразии.	85
3.2.1. Пространственные особенности распределения аэрозольных характеристик в климатологиях MACv2 и Tegen.....	85

3.2.2 Пространственные различия в расчете суммарной радиации за счет использования разных аэрозольных климатологий.....	87
3.2.3 Сопоставление многолетних результатов наблюдений и данных аэрозольных климатологий.....	89
3.2.4 Погрешности расчетов солнечной коротковолновой радиации за счет использования различных аэрозольных климатологий.....	92
3.3 Оценки температуры воздуха и ее изменений в модели COSMO-Ru за счет использования различных аэрозольных климатологий.....	93
3.3.1 Описание методики проведения экспериментов.....	94
3.3.2 Влияние аэрозоля на температуру воздуха по данным расчетов	95
3.3.3 Сравнение расчета приземной температуры воздуха с данными наблюдений.....	97
3.4 Чувствительность приземной температуры воздуха к изменению коротковолнового радиационного баланса за счет аэрозоля по данным модельных расчетов и измерений.....	103
Глава 4 Региональные особенности многолетней изменчивости аэрозольных характеристик	108
4.1 Особенности и возможные причины многолетней изменчивости аэрозольных свойств атмосферы по уточненным данным измерений AERONET в Москве за период 2001-2014 г.....	111
4.2 Оценка трендов аэрозолей на Кавказе и Ближнем Востоке по ледовому ядру Эльбруса за последние 40 лет.....	122
Глава 5 Эффекты облачно-аэрозольного взаимодействия по данным климатической модели INMCM48 для Северной Евразии	129
5.1 Оценка эмиссий аэрозолей.....	131
5.2 Анализ эффектов облачно-аэрозольного взаимодействия.....	134
Заключение	142
Список литературы	144

СПИСОК ИСПОЛЬЗУЕМЫХ СОКРАЩЕНИЙ И ОБОЗНАЧЕНИЙ

АОР – альbedo однократного рассеяния

АОТ – аэрозольная оптическая толщина

ВГА – верхняя граница атмосферы

МГЭИК – Межправительственная группа экспертов по изменению климата

ФАИ – фактор асимметрии индикатрисы рассеяния

ЧПП – численный прогноз погоды

AEROCOM – AEROSol Comparisons between Observations and Models

AEROCLO – AEROnet-CLOud

AERONET – AErosol RObotic NETwork

CAMS – Copernicus Atmosphere Monitoring Service

CIRC – Continual Intercomparison of Radiation Codes

CMIP – Coupled Model Intercomparison Project

COSMO – COnsortium for Small-scale MOdeling

ECMWF – European Centre for Medium-Range Weather Forecasts

EXTPAR – EXTernal PARAmeters for Numerical Weather Prediction and Climate Application

HYSPLIT – Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory model

INMCM – Institute of Numerical Mathematics Climate Model

MACv2 – Max Planck Aerosol Climatology

MAN – Maritime Aerosol Network

MERRA – Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications

MODIS – Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer

RFari – radiation forcing aerosol-radiative interaction

RFaci– radiation forcing aerosol-cloud interaction

Введение

Актуальность темы исследования

В последние десятилетия остро встает вопрос о возможных причинах наблюдаемых изменений климата и их будущих последствиях. Этим вопросам посвящено множество работ, которые обобщаются в докладах МГЭИК (IPCC) (Stocker et al., 2013, Masson-Delmotte et al., 2021). В них, наряду с изучением вклада парниковых газов, особое внимание уделено оценкам пространственно-временных вариаций характеристик аэрозоля и их влиянию на климат Земли. Эффективность этого влияния зависит от распределения частиц по размерам, их формы и химического состава, что определяет оптические и радиационные свойства аэрозоля (Hansen, 1974, Scott 2018). Свойства аэрозолей могут определять не только величину, но и знак воздействия на климатическую систему (Allen et al., 2019). Из-за многообразия естественных и антропогенных источников аэрозолей и особенностей их взаимодействия с облачностью влияние аэрозолей на климат в настоящее время имеет большие погрешности (Myhre et al., 2013, Seinfeld et al., 2016).

Основными способами изучения аэрозолей в столбе атмосферы являются методы дистанционного зондирования как с поверхности Земли (Holben et al., 1998, Takamura and Nakajima, 2004, Vaughan M. et al., 2009), так и со спутников (Kahn et al. 2005, Remer et al. 2005, Levy et al. 2007, Wang et al. 2021). Самолетные наблюдения также играют важную роль в исследованиях аэрозолей (Brenguier et al., 2000, May et al., 2014, Froyd et al., 2019).

В настоящее время одной из наиболее распространенных наземных сетей аэрозольного мониторинга является глобальная международная сеть AERONET (Holben et al., 2001), состоящая примерно из 500 станций. Данные измерений этой сети используются во множестве региональных и глобальных исследований аэрозольных характеристик атмосферы, а также при оценке качества спутниковых и модельных аэрозольных данных (Remer L.A. et al., 2008, Putaud et al., 2014; Li et al., 2014, Kinne 2019).

Спутниковый и наземный мониторинг аэрозолей позволяет подробно изучать их пространственное-временное распределение, источники, эволюцию в атмосфере и сток (Morcrette et al., 2009, Fiedler S. et al., 2019). На основании данных измерений и моделирования были созданы различные архивы климатических аэрозольных данных, или аэрозольные климатологии, которые представляют собой осредненное пространственно-временное распределение свойств аэрозоля, обоснованное его источниками и стоками, а также факторами, влияющими на его эволюцию. Они повсеместно используются в настоящее время в моделях прогноза погоды и климата (Tanre et al., 1984, Tegen et al., 1997, Kinne, 2019). Недавние исследования продемонстрировали, что использование аэрозольных климатологий, некорректно описывающих свойства аэрозолей, приводит к значительным ошибкам в метеорологических прогнозах (Toll et al., 2016) как на глобальном, так и на региональном масштабе. Наряду с этим, низкая степень достоверности характерна для оценки взаимодействия аэрозолей и облачности в климатической системе (Stocker et al., 2013), что говорит об актуальности исследований в данном направлении.

Помимо этого, накопленные однородные ряды наземных измерений с высокой надежностью позволяют анализировать тренды характеристик аэрозоля в различных регионах Земли. А в регионах, где измерения аэрозоля сопряжены с большими сложностями, например, в горной местности, в последние годы активно начинают использоваться новые методы, в частности изучение содержания минерального аэрозоля в ледниковых ядрах (Thompson et al., 2000, Grigholm et al., 2015, Bohleber et al., 2018). Знания о межгодовых вариациях оптических и микрофизических свойств аэрозолей позволяют уменьшать неопределенности в оценках влияния аэрозоля на солнечную радиацию и облачность.

Изучение аэрозольных свойств атмосферы и комплексный анализ воздействия аэрозолей на солнечную радиацию и облачность, в том числе

за счет взаимодействия аэрозолей и облаков, представляют собой актуальную научную задачу.

Объектом исследования является атмосферный аэрозоль.

Предмет исследования – влияние аэрозольных свойств атмосферы на солнечную радиацию и облачность.

Целью работы является исследование региональных особенностей временной изменчивости аэрозоля и его эффектов на радиационные и метеорологические характеристики атмосферы.

В связи с этим были поставлены следующие **задачи**:

1. Оценить качество данных различных аэрозольных климатологий, их влияние на солнечную радиацию и температуру воздуха и точность расчета этих параметров на основании мезомасштабной модели атмосферы COSMO-Ru. Адаптировать модель COSMO для использования современных аэрозольных климатологий.
2. Определить региональные изменения содержания аэрозоля и их причины за последние десятилетия по данным измерений AERONET в Москве и по данным восстановлений из керна льда на Эльбрусе.
3. Исследовать влияние косвенного воздействия аэрозоля на свойства облаков и оценить влияние тренда аэрозольной оптической толщины сульфатного аэрозоля в Европе на облачные характеристики и солнечную радиацию по данным климатической модели Института вычислительной математики имени Г.И. Марчука РАН.

Положения, выносимые на защиту

1. Современная аэрозольная климатология MACv2, включенная соискателем в оперативную модель COSMO-Ru, лучше воспроизводит реальное распределение аэрозольных свойств, чем существующие аэрозольные климатологии Tanre и Tegen, что позволяет уменьшить

погрешности расчета суммарной радиации и приземной температуры на $0,2-0,3^{\circ}\text{C}$ в южных регионах Европы и России, а также на Ближнем Востоке.

2. Для Московского региона в период с 2002 по 2014 г. наблюдается уменьшение аэрозольной оптической толщины, которое, главным образом связано с преобладающим влиянием уменьшения антропогенных выбросов газов-предшественников аэрозоля на ЕТР и в Москве. Для Кавказа положительный тренд минеральной фракции аэрозоля по данным кернов на Эльбрусе связан с адвекцией с Ближнего Востока, где увеличивается засушливость климата.

3. Учет облачно-аэрозольного взаимодействия в условиях уменьшения АОТ сульфатного аэрозоля в 2005 г относительно 1980 г согласно расчетам по климатической модели Института вычислительной математики имени Г.И. Марчука РАН выражается в увеличении суммарной радиации у поверхности Земли в облачных условиях и в лучшем воспроизведении положительных изменений облачного пропускания солнечной радиации на территории Европы.

Научная новизна

Впервые исследовано влияние использования современной климатологии аэрозолей MACv2 на радиационные и метеорологические характеристики в оперативной модели Гидрометцентра России COSMO-Ru. Впервые оценено изменение приземной температуры воздуха за счет радиационного эффекта аэрозоля в модели COSMO-Ru, которое в среднем составляет $0,9\pm 0,2^{\circ}\text{C}$ на 100 Вт/м^2 в теплый период года.

Впервые оценены и сопоставлены тенденции многолетней изменчивости аэрозольного содержания на Европейской территории России в Москве по данным AERONET и на Кавказе по данным кернов Эльбруса. В Московском регионе выявлено статистически значимое уменьшение АОТ за период 2010–2014 г. относительно 2002–2009 г. за счет влияния уменьшения

эмиссий антропогенных выбросов газов-предшественников аэрозоля в Москве и на ЕТР. На Кавказе выявлена связь положительного линейного тренда концентрации Ca^{2+} в керне Эльбруса с ростом засушливости климата на Ближнем Востоке.

Впервые при учете современной параметризации связи концентрации облачных капель с массой сульфатного аэрозоля в модели ИВМ РАН для территории Европы в области, где наблюдаются отрицательные аэрозольные тренды, получено увеличение облачного пропускания (до 10%) в теплый период года, лучше согласующееся с данными реанализа ERA-Interim.

Практическая значимость работы

Применение аэрозольной климатологии MACv2 в модели COSMO-Ru позволяет значимо уменьшить ошибки расчета приземной температуры воздуха в южных районах России, Европы и на Ближнем Востоке.

Разработанная программа AEROCLO используется в оперативной работе Метеорологической обсерватории МГУ при обработке данных AERONET

Учет современной параметризации облачного-аэрозольного взаимодействия в климатической модели ИВМ РАН дает возможность более точно воспроизводить изменение облачного пропускания солнечной радиации за счет отрицательного тренда сульфатного аэрозоля на территории Европы.

Личный вклад автора

Все анализируемые результаты работы получены автором лично или в соавторстве с доктором географических наук, профессором Натальей Евгеньевной Чубаровой. Анализ и интерпретация данных по ледниковому керну Эльбруса проведен в соавторстве с кандидатом географических наук Станиславом Сергеевичем Кутузовым. Автор участвовал в работе по включению аэрозольной климатологии MACv2 в модельный комплекс

COSMO-Ru. Все изменения, введенные в программу EXTPAR, необходимые для использования этой аэрозольной климатологии в COSMO-Ru, осуществлены автором. Кроме того, автором была разработана программа AEROCLO для эффективной работы с базами данных по аэрозолю и радиации МО МГУ. Все численные эксперименты с моделью COSMO-Ru на суперкомпьютере ФГБУ «ГВЦ Росгидромета» и с климатической моделью INMCM48 на суперкомпьютере «Ломоносов» в МГУ и на кластере ИВМ РАН проведены автором. Автор принимал непосредственное участие в написании статей и в представлении научных докладов, в том числе в качестве докладчика.

Апробация работы

Результаты диссертационного исследования были представлены на ряде отечественных и зарубежных конференций и семинарах: на международных симпозиумах по атмосферной радиации и динамике (МСАРД) в 2015, 2017, 2019 гг.; международном симпозиуме «Оптика атмосферы и океана» в 2018, 2019 годах; на международном симпозиуме International Radiation Symposium 2016, Auckland, Новая Зеландия; на конференциях European Geosciences Union в 2017, 2018, 2021 годах; на международных конференциях РЕЕХ в 2015, 2017; на ежегодных рабочих группах консорциума COSMO в 2016-2021 гг. и на рабочих группах проекта AeroCom в 2019 и 2020 гг.

По результатам диссертационной работы опубликовано 44 работы, в том числе 10 статей в журналах, определенных п. 2.3 Положения о присуждении ученых степеней в МГУ имени М.В. Ломоносова, 33 публикации в сборниках российских и международных конференций, 1 глава в коллективной монографии. Было получено 1 свидетельство о регистрации прав на ПО.

Структура и объем диссертации

Диссертация состоит из введения, 5 глав, заключения, списка сокращений и литературы из 240 наименований, в том числе 200 на

иностранном языке. Общий объем работы содержит 167 страниц, включая 54 рисунка и 14 таблиц

Благодарности

Автор выражает искреннюю благодарность своему научному руководителю, д.г.н. проф. Наталье Евгеньевне Чубаровой за неоценимую помощь при работе над диссертацией, всем сотрудникам кафедры метеорологии и климатологии географического факультета МГУ имени М.В.Ломоносова за помощь и поддержку. Автор благодарен к.ф.-м.н. Марине Владимировне Шатуновой и д.ф.-м.н. Гдалию Симоновичу Ривину за ценные консультации и обсуждение результатов. Автор признателен Денису Викторовичу Блинову за всестороннюю помощь при работе с моделью COSMO-Ru и д.ф.-м.н. Евгению Михайловичу Володину за помощь при работе с моделью INMCM48, а также коллективу отдела гляциологии ИГ РАН, и, в частности, к.г.н. Станиславу Сергеевичу Кутузову за плодотворное научное сотрудничество. В завершении автор хотел бы выразить свою благодарность своей супруге Марии за постоянную поддержку и вдохновение в течение всего периода обучения в МГУ имени М.В. Ломоносова.

Глава 1. Общие сведения об атмосферном аэрозоле и его воздействии на радиацию и облачность

1.1 Основные характеристики атмосферного аэрозоля

Аэрозоль – это диспергированные частицы, взвешенные в атмосферном воздухе с размером от 0,001 мкм до 100 мкм. При изучении аэрозолей необходимо знать их размер, свойства, форму и количество. В зависимости от этих характеристик формируются микрофизические оптические, радиационные свойства аэрозолей. Стоит заметить, что аэрозоли из-за малой скорости оседания и относительно большой площади поверхности являются активными участниками в химических и фотохимических реакциях с малыми газовыми составляющими.

Рассмотрим основные свойства аэрозолей.

Одним из основных методов солнечной фотометрии, применяемых при изучении аэрозолей в атмосферной оптике (Тимофеев, Васильев, 2003), является метод, основанный на законе Бугера-Ламберта-Бэра:

$$I_{\lambda}(l) = I_{0\lambda} \exp(-\alpha l) \quad (1.1)$$

где $I_{0\lambda}$ – плотность потока солнечного излучения на верхней границе атмосферы на данной длине волны, α – коэффициент ослабления излучения, l – длина пути солнечного излучения в атмосфере.

Учитывая, что радиус Земли много больше толщины атмосферы, часто используют плоскопараллельное приближение, в котором зенитный угол падения солнечных лучей не изменяется по мере прохождения через атмосферу. Путь прохождения солнечного луча через атмосферу называют массой атмосферы m . В первом приближении масса атмосферы описывается простой зависимостью от зенитного угла θ :

$$m = 1/\cos\theta \quad (1.2)$$

Кроме того, коэффициент ослабления α рассматривают как безразмерную величину в виде вертикального интеграла поперечного коэффициента ослабления на данной длине волны, который называется *оптическая толщина* (ОТ):

$$\tau_{\lambda} = \int_0^{\infty} \beta_{e\lambda}(z) dz \quad (1.3)$$

Таким образом, вводя выражения 1.2 и 1.3, формулу 1.1 можно переписать в виде:

$$I_{\lambda}(z) = I_{0\lambda} \exp(-m \int_0^{\infty} \beta_{e\lambda}(z) dz) \quad (1.4)$$

где $\beta_{e\lambda}$ – поперечный коэффициент ослабления на данной длине волны.

В атмосфере солнечное излучение взаимодействует с различными составляющими. При безоблачном небе происходит молекулярное, или релеевское, рассеяние света на молекулах воздуха. Кроме того, ослабление света обусловлено молекулярным поглощением различными газами и ослаблением за счет аэрозолей. Оптическую толщину (формула 1.3) можно разложить на сумму оптических толщин различных компонентов:

$$\tau_{\lambda} = \tau_{\text{аер},\lambda} + \tau_{\text{молек},\lambda} + \tau_{\text{релей},\lambda} \quad (1.5)$$

Аэрозольная оптическая толщина $\tau_{\text{аер},\lambda}$ (АОТ) представляет собой сумму оптической толщины рассеяния $\tau_{s,\lambda}$ и поглощения $\tau_{e,\lambda}$. Характеристикой поглощения аэрозолей является *альбеда однократного рассеяния* (АОР) или вероятность выживания кванта:

$$\omega_{\lambda} = \frac{\tau_{s,\lambda}}{\tau_{s,\lambda} + \tau_{e,\lambda}}, \quad (1.6)$$

Чем меньше альбеда однократного рассеяния, тем сильнее частицы поглощают.

Другой важной характеристикой атмосферного аэрозоля является индикатриса рассеяния или фазовая функция – угловое распределение интенсивности рассеянной компоненты оптического или электромагнитного излучения $P_\lambda(\cos\gamma)$. Индикатрисы нормируются из условия:

$$\frac{1}{2} \int_0^\pi P_\lambda(\theta) \sin\theta d\theta = 1 \quad (1.7)$$

Для релеевского рассеяния можно использовать простую зависимость интенсивности излучения от угла рассеяния (Лиоу, 1984):

$$P_\lambda(\theta) = 3/4(1 + \cos^2\theta) \quad (1.8)$$

Однако в отличие от молекулярного рассеяния, рассеяние на аэрозольных частицах имеет более сложную структуру и обычно описывается теорией Ми в приближении сферических частиц. Для удобства описания характеристики вытянутости индикатрисы рассеяния, в исследованиях аэрозолей используют такой показатель, как *фактор асимметрии индикатрисы* (ФАИ):

$$g_\lambda = \frac{1}{2} \int_{-1}^1 f_\lambda(\cos\gamma) \cos\gamma d(\cos\gamma), \quad (1.9)$$

Данная характеристика зависит от соотношения размера частиц и длины волны и изменяется от нуля до единицы. Чем меньше ФАИ, тем симметричнее рассеяние относительно плоскости перпендикулярной к направлению падающего излучения.

Для описания распределений частиц по размерам был предложен целый ряд различных функций.

1. Распределение Юнге.

Юнге (Junge, 1955) установил, что размеры аэрозольных частиц уменьшаются по степенному закону

$$\frac{dN}{d \log r} = cr^{-\nu} \quad (1.10)$$

Однако, данный закон не учитывает возможное существование нескольких аэрозольных мод.

2. Логнормальное распределение.

$$N(r) = \frac{N_0}{r\sqrt{2\pi}\ln\sigma} \exp\left(-\frac{\ln\left(\frac{r}{r_0}\right)^2}{2\ln\sigma^2}\right) \quad (1.11)$$

С разными моментами по площади или по объему соответственно:

$$n_s(r) = \frac{dS}{dr} = 4\pi r^2 \frac{dN(r)}{dr} \quad (1.12)$$

$$n_v(r) = \frac{dV}{dr} = 4/3\pi r^3 \frac{dN(r)}{dr} \quad (1.13)$$

В таблице 1.1 приведена классификация частиц по размерам и некоторые их свойства, предложенные в работе (Юнге, 1965).

Таблица 1.1 Типы аэрозолей и некоторые их свойства (Тимофеев, Васильев, 2003)

Размер частиц, мкм	Тип частиц	Основные физические явления и процессы	Отношение по числу частиц, %.	Отношение по массе, %	Время жизни
$r < 0,1$	Частицы Айткена	Химические процессы, атмосферное электричество	90	20	минуты
$0,1 \leq r \leq 1$	Субмикронная фракция	Облакообразование, ослабление и рассеяние оптического излучения	9,9	31	дни
$r > 1$	Грубодисперсная фракция	Облакообразование, осадкообразование, оптические явления	0,1	49	минуты, часы

Интегральной характеристикой распределения частиц по размеру является эффективный радиус частиц:

$$r_{eff} = \frac{\int_{r_{min}}^{r_{max}} \pi r^3 N(r) dr}{\int_{r_{min}}^{r_{max}} \pi r^2 N(r) dr} \quad (1.14)$$

Классифицируют аэрозоли по виду источника (антропогенный, естественный); по содержанию воды (водный, неводный); по химическому составу (однокомпонентный, многокомпонентный); по месту образования (морской, континентальный, городской, пустынный); по размеру частиц (грубодисперсный и мелкодисперсный). Различают два вида источника аэрозолей: антропогенный и естественный. К первому источнику относятся сжигание биомассы, промышленные процессы и т. п. Естественные источники – это пыльные бури, пожары, вулканы, морское волнение и т. п.

1.2 Наземные системы измерений аэрозоля

Самые ранние систематические измерения свойств аэрозолей проводились в Смитсоновском институте (Roosen et al., 1973) в первой половине 20 века с использованием спектроболометров. Были получены значения коэффициентов аэрозольного поглощения в 13 удаленных друг от друга пунктах. В результате было показано, что по мере увеличения высоты в исследуемых точках происходит сглаживание различий в свойствах аэрозолей. Также были выявлены сезонные изменения, зафиксирован отклик при вулканических извержениях, однако долгосрочных тенденций в содержании аэрозоля обнаружено не было.

В 60-ых годах наблюдательная сеть в США состояла из 29 аэрозольных станций (Flowers et al., 1969). Все станции были оборудованы турбидиметрами, измеряющими АОТ (Volz, 1957). По результатам измерений с 1961 по 1969 годы была получена информация о пространственных вариациях мутности над территорией США: малые среднегодовые значения над западными равнинами и Скалистыми горами (около 0,05) и высокие значения на востоке (до 0,14). Показаны особенности

годового цикла мутности атмосферы, а также характеристик мутности для различных воздушных масс.

Первые измерения на побережье Антарктиды датируются 1959 годом (Herber et al., 1993). Показано влияние извержений вулканов на стратосферный аэрозоль, однако никаких долгосрочных тенденций не было обнаружено, что свидетельствовало об отсутствии антропогенного влияния в этом регионе. Поэтому было предложено использовать результаты измерений в полярных районах в качестве фоновых значений. Так, на станции Мак-Мердо значения АОТ составляли 0,025, а на Южном полюсе 0,012 (Shaw, 1982). При сравнении современных значений с измерениями мутности в Уппсале (60 с.ш) с 1912 по 1922 было обнаружено, что в Арктическом регионе значения мутности в середине XX века в среднем на 0,06 выше, что может говорить о значительном вкладе антропогенного фактора в явление арктической дымки (Volz, 1968).

Самая амбициозная попытка измерений глобальных значений АОТ была организована под эгидой ВМО – ВАРМоN с 1972 по 1992 года (WMO, 1983). Сеть состояла из 95 станций, однако разнообразие инструментов наблюдений, методов анализа и контроля качества привели ВМО к отказу от этой сети и объявлению архива данных непригодным для научного анализа (Holben et al., 2001). В 1989 году две сети наблюдений, ВАРМоN и GOZOS, были объединены в программу GAW (Global Atmospheric Watch).

Кроме измерений на суше, в начале 60-х годов XX века были запущены измерения на морских судах (Smirnov et al., 1995). Проведены измерения АОТ более чем на 50 судах на протяжении 30 лет. Значения АОТ по результатам наблюдений в основном уменьшались по мере удаления от берегов, что подтверждало сильную зависимость прибрежных значений АОТ от континентальных источников аэрозолей. Однако, многочисленные эксперименты в течение этих измерений носили спорадический характер, использовалось ограниченное количество длин волн, также не проводилось оценок точности измерений. Тем не менее было очевидно, что для чистой

морской воздушной массы характерно содержание преимущественно грубодисперсного морского аэрозоля, что приводит к квазинейтральному спектральному поведению АОТ.

В СССР первые исследования атмосферного аэрозоля были начаты в 1958 году на 9 пунктах самолетного зондирования на ЕТР (Селезнева 1966). Эти измерения впервые показали, что на высоте 500 м концентрация аэрозолей уменьшается в направлении с юга (до 2500 см^{-3}) на север ЕТР (до 600 см^{-3}).

Систематические измерения спектральных характеристик аэрозоля проводились в СССР с 1972 по 1984 годы в рамках программы ВАРМоN (Гущин, 1988). Наблюдения проводились в спектральном диапазоне 340-627 нм на 30 станциях в различных климатических зонах. Большинство наблюдений не были непрерывными, но среднемесячные значения АОТ для некоторых мест представлены.

В 1989 году были начаты разработки и исследования атмосферного аэрозоля в Институте оптики атмосферы в Томске (Кабанов и др., 1997, Кабанов и др., 2001, Сакерин и др., 2003). В настоящее время наблюдения приборами данного института ведутся в 8 пунктах.

Кроме того, в России существует сеть, созданная Главной Геофизической обсерваторией имени А.И. Воейкова на основе измерения коротковолновой прямой радиации. Наиболее старые измерения мутности атмосферы по данным измерений прямой солнечной радиации датируются 1906 годом в Павловске (Ohvriil H. et al., 2009). Там же в 1912 году был установлен первый в мире автоматический прибор для измерения прямой радиации (Yanishevsky, 1957; Pivovarova, 1968). Наиболее длинный непрерывный ряд наблюдений за прямой солнечной радиацией в Европе был в Феодосии с 1934 по 2007 годы. По этим длинным рядам данных было показано, что коэффициент прозрачности p_2 уменьшался до середины 80-х годов прошлого столетия до 0.7, после чего (за исключением нескольких лет с вулканическими извержениями) прозрачность атмосферы увеличивалась.

Современные исследования по изучению характеристик атмосферного аэрозоля включают в себя измерения крупных международных наземных сетей наблюдений, таких как SKYNET, AERONET, PHOTON и спутниковых измерений. Комплексные исследования помогают уточнить наши представления о характеристиках разных типов аэрозолей и их радиационном воздействии.

Самостоятельная сеть в Японии (SKYNET) (Takamura, 2004) предоставляет собой аналогичные измерения, но с использованием других типов солнечных/небесных фотометров. Также для приборов этой сети применяются другие алгоритмы обработки данных и калибровки приборов.

Программа AERONET (Aerosol Robotic NETwork) (PHOTON в Европе и Западной Африке, AEROCAN в Канаде) была создана в 1993 году (Holben et al., 1998). Основной её задачей было предоставление данных спутникового зондирования, наземных и морских измерений оптических свойств аэрозолей.

Сеть AERONET состоит более чем из 500 станций по всему миру, оснащенных идентичными приборами фирмы CIMEL. Сеть создавалась с целью всемирного мониторинга аэрозолей, оценки оптических свойств аэрозолей и проверки качества восстановления этих свойств по спутниковым данным. Преимуществами данной сети, безусловно, является использование одинаковых приборов, одинаковых процедур калибровки, одинаковой методики восстановления данных по всему земному шару. Это позволяет проводить количественные исследования и сравнения данных об аэрозолях, полученных в разное время на станциях с разными условиями.

Расширение наблюдательной базы позволило улучшить понимание влияния различных характеристик аэрозоля на климатическую систему.

1.3 Оценка аэрозольного воздействия на радиацию и облачность

Аэрозольные частицы воздействуют на климатическую систему через несколько физических механизмов. **Прямым эффектом** называют

рассеяние и поглощение коротковолновой и длинноволновой радиации аэрозолями. Кроме того, аэрозольные частицы действуют как ядра конденсации и изменяют характеристики облачности. Данный эффект называется **непрямым эффектом** (рисунок 1.1).



Рисунок 1.1. Диаграмма с различными радиационными механизмами, связанными с воздействием аэрозолей (Haywood and Boucher, 2000).

Для оценок влияния аэрозолей на климат Земли принято рассчитывать *аэрозольный радиационный эффект* на верхней границе атмосферы, который представляет собой изменение радиационного баланса, вызванное совместными эффектами рассеяния и поглощения излучения антропогенными и природными аэрозолями относительно безаэрозольной атмосферы:

$$RE = B - B_0 \quad (1.15)$$

По данным расчётов климатических моделей RE составляет от $-0,81 \text{ Вт/м}^2$ (Storelvmo et al., 2008) до $-1,55 \text{ Вт/м}^2$ (Hoose et al., 2010), а по данным спутниковых измерений от $-0,45 \text{ Вт/м}^2$ (Quaas et al., 2008) до $-0,98 \text{ Вт/м}^2$ (Quaas et al., 2009)

Кроме того, отдельно рассматривают влияние антропогенного аэрозоля на климат, или *аэрозольное радиационное воздействие*, которое определяется как разность баланса радиации B на уровне тропопаузы при

наблюдаемой концентрации вещества и при концентрации в доиндустриальный период (Eyring et al., 2016).

$$RF = B - B_{\text{доинд}} \quad (1.16)$$

Для отделения влияния аэрозолей на радиацию через прямой эффект и облачность через не прямые эффекты вводят соответствующие термины: радиационно-аэрозольное радиационное воздействие (RFari – radiation forcing aerosol-radiative interaction) и облачно-аэрозольное радиационное воздействие (RFaci - radiation forcing aerosol-cloud interaction).

1.3.1 Влияние аэрозоля на радиацию

Первые исследования эффекта взаимодействия аэрозолей и радиации, начатые в конце 60-х начале 70-х годов XX века, были направлены на изучение гипотезы, что аэрозоли уменьшают солнечную радиацию в глобальном масштабе (McCormick and Ludwig, 1967; Mitchell, 1971).

Вклад аэрозоля в нисходящие коротковолновые радиационные потоки в некоторых случаях может превышать 100 Вт/м². Например, такие оценки были получены по самолетным измерениям в шлейфе минеральной пыли над океаном (Haywood et al., 2003). Для дымового аэрозоля по данным наблюдений в МО МГУ в 2010 году уменьшение суммарной коротковолновой радиации достигало 33%, самые большие потери наблюдались для УФ-радиации (51%) и эритемной радиации (63%). При этом наличие большого количества поглощающего аэрозоля оказывало влияние на снижение высоты эффективного слоя, излучающего длинноволновую радиацию, что привело к увеличению нисходящей длинноволновой радиации на 40-50 Вт/м² (Чубарова и др., 2011). В Сибири в условиях дымной мглы в 2012 году прямой радиационный эффект для нижней границы атмосферы составил до -80 Вт/м² для ВГА до -50 Вт/м² (Zhuravleva et al., 2017). И также было обнаружено увеличение длинноволновой радиации, максимум которого достигает 16% на верхней границе атмосферы (Насртдинов и др., 2018).

Изменение распределения потоков радиации и скорости нагрева, вызванное прежде всего поглощающими аэрозолями, приводит к изменению профилей температуры, водяного пара, устойчивости атмосферы и условий, способствующих образованию облачности. Данный эффект называется **полупрямым эффектом**, постулированным в (Grassl, 1975). Первые измерения данного эффекта были сделаны во время полевого эксперимента в Индийском океане (INDOEX) (Ackerman et al., 2000). Также оценки полупрямого эффекта были получены по данным над субтропическим Южноатлантическим океаном (Wilcox, 2012) и над Северной Атлантикой в слоисто-кучевых облаках (Amiri-Farahani et al., 2017).

Аэрозольные частицы могут как увеличивать, так и уменьшать количество излучения, отраженного в космос. Ключевую роль в этом играет соотношение между альбедо поверхности и АОР. Более рассеивающие аэрозоли увеличивают локальное альбедо на ВГА на темных поверхностях и оказывают меньшее воздействие на более ярких поверхностях (Bellouin et al., 2020). Поглощающий аэрозоль, наоборот, уменьшает альбедо на ВГА на светлых поверхностях и увеличивает на темных.

Существует критическое АОР (ω_{crit}) (Chylek & Coakley, 1974), при котором аэрозоли имеют ту же яркость, что и подстилающая поверхность и не оказывают никакого эффекта на радиацию, несмотря на взаимодействие с излучением. ω_{crit} можно выразить как функцию альбедо поверхности α_s и излучения, рассеянного в космос аэрозолями β (J. M. Haywood и Shine, 1995):

$$\omega_{crit} = \frac{2\alpha_s}{\beta(1-\alpha_s)^2 + 2\alpha_s} \quad (1.17)$$

На практике критическое АОР колеблется от 0,7 до 0,8 на поверхности суши (например, в работе (Gonzi et al., 2007)) и составляет порядка 0,9 над облаками. Большинство аэрозолей из природных и антропогенных источников имеют АОР больше 0,9, такие значения обычно приводят к

увеличению отражения излучения в космос. В то же время аэрозоли, формирующиеся за счет горения биомассы, имеют малые значения AOP и уменьшают отражение излучения, если расположены над облаками, пустынями или снегом (Chylek and Wong, 1995; Haywood and Shine, 1995; Leahy et al., 2007 г.; Zuidema et al., 2016)). Оба механизма ведут к уменьшению приходящей солнечной радиации у поверхности Земли. Влияние на длинноволновые потоки существенно при наличии больших концентраций грубодисперсного аэрозоля (Tegen, 1996).

Различные факторы влияют на R_{Far} , например свойства поверхности или характеристики облачности. В коротковолновом диапазоне в ясных условиях оценки R_{Far} меньше нуля на ВГА и увеличиваются с приближением к поверхности Земли. Иногда значения R_{Far} положительны при большом поглощении аэрозоля или при увеличении альbedo поверхности (Li et al., 2010). При облачности R_{Far} меньше, однако при наличии тонких облаков или при расположении поглощающего аэрозоля между облаками значения могут быть больше (Chand et al., 2009).

В длинноволновом диапазоне величина R_{Far} на ВГА положительна и зависит от взаимодействия радиации с грубодисперсным аэрозолем, таким как морская соль и пыль (Reddy et al., 2005), а также стратосферными аэрозолями в первые месяцы после извержений вулканов (McCormick et al., 1995).

Межправительственная группа экспертов по изменению климата (МГЭИК) (Stocker T, et al., 2013) оценивает величину радиационного воздействия аэрозоля в среднем $-0,27 \text{ Вт/м}^2$ с «высокой степенью достоверности» (рисунок 1.2) или $-0,22 \text{ Вт/м}^2$ согласно 6 докладу МГЭИК в 2021 году (рисунок 1.3) (Masson-Delmotte et al., 2021). Высокая достоверность в радиационно-аэрозольном взаимодействии в оценке МГЭИК основана как на сходстве используемых климатических моделей, так и на согласии с фактическими наборами данных наблюдений.

По оценкам МГЭИК «главными ограничениями при оценках RFar_i являются неопределенности в распределении количества аэрозоля, его состава и радиационных свойств (Loeb and Su, 2010; Myhre et al., 2013), неопределенности в алгоритмах переноса радиации в атмосфере (Randles et al., 2013) и неопределенности, обусловленные зависимостью расчета воздействия от других обсуждаемых параметров, таких как облака или поверхностное альбедо» (Stier et al., 2013). Модели, вероятно, недооценивают положительные значения RFar_i от черного углерода и отрицательное воздействие от органического аэрозоля. В настоящее время нет никаких доказательств того, что один из этих противоположных эффектов доминирует над другим» (Stocker T, et al., 2013). Таким образом оценка неопределенности составляет $\pm 0,49$ Вт/м² (Bellouin et al., 2013).

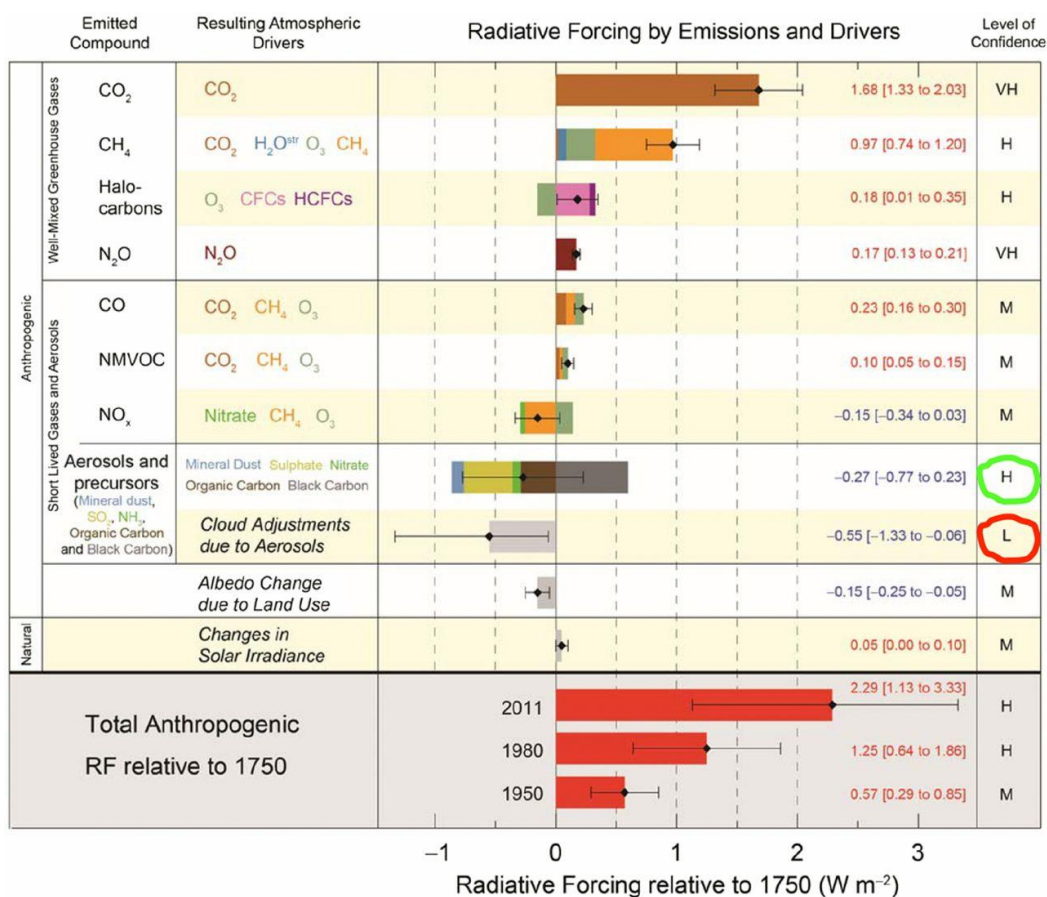


Рисунок 1.2 Радиационное воздействие различных веществ относительно доиндустриального периода по оценкам МГЭИК 2013.

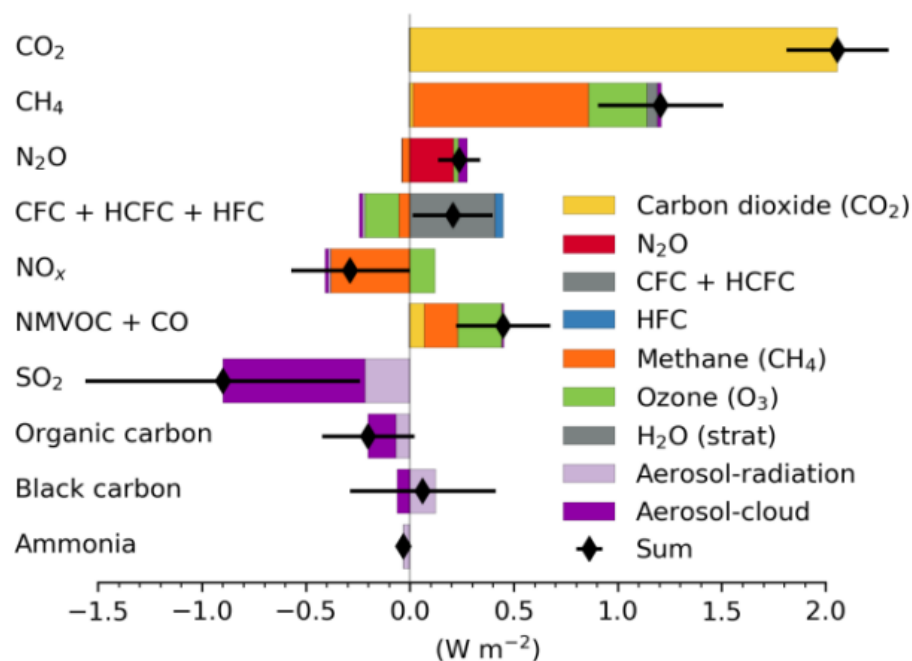


Рисунок 1.3 Радиационное воздействие различных веществ относительно доиндустриального периода по оценкам МГЭИК 2021 по результатам эксперимента CMIP6.

1.3.2 Взаимодействие аэрозоля и облачности

Антропогенная деятельность привела к глобальному увеличению концентрации аэрозольных частиц и увеличению числа частиц, действующих в качестве ядер конденсации облаков и частиц, образующих ядра льда (Seinfeld et al., 2016). Влияние увеличения количества аэрозолей на оптические свойства облаков и связанное с этим радиационное воздействие является наиболее неопределенной компонентой радиационного воздействия на климата Земли.

Общая проблема взаимодействия аэрозоля и облака включает в себя множество тесно связанных между собой физических и химических процессов. Впервые взаимосвязь между аэрозолями и облачностью выявили в конце 70-х годов (Twomey, 1977). Важную роль здесь играют несколько не прямых эффектов аэрозолей. **Первый не прямой эффект** проявляется в увеличении количества облачных капель вследствие увеличения ядер конденсации, которыми являются аэрозольные частицы. Дальнейшие

исследования показали, что увеличение количества облачных капель может подавлять морось (**второй не прямой эффект**) и увеличивать время жизни облаков (Albrecht, 1989). Однако было также продемонстрировано, что слои с высоким содержанием аэрозолей в облачности могут запускать динамические обратные связи с обратным эффектом и приводить к увеличению количества осадков (Jiang et al., 2002).

Кроме того, исследования не прямых эффектов проводятся с помощью дистанционного зондирования со спутников в глобальных масштабах. Сенсоры на искусственных спутниках Земли обычно измеряют влияние аэрозоля (представленного АОТ или другими аэрозольными индексами) на средний размер капель в безоблачных областях или коэффициент отражения в соседних облачных областях (например, Kaufman and Nakajima, 1993; Han et al., 1998; Bréon et al., 2002).

Оценка радиационного эффекта облачно-аэрозольного взаимодействия (RFac_i) имеет низкую степень достоверности (средняя оценка $-0,55 \text{ Вт/м}^2$ в пятом докладе МГЭИК и $-0,84 \text{ Вт/м}^2$ в шестом докладе 2021 года). Несмотря на растущее число лабораторных исследований, натурных измерений атмосферного аэрозоля и облаков, спутниковых наблюдений, модельных оценок, а также опубликованных работ по взаимодействию аэрозоля и климата за последние 25 лет, неопределенность, связанная с оценками RFac_i, не уменьшилась за последние пять циклов МГЭИК. В шестом докладе МГЭИК отмечается, что «Модели, участвовавшие в CMIP6, как правило, учитывают больше процессов взаимодействия аэрозоля с облачностью, чем климатические модели предыдущего поколения, но существует лишь *средняя уверенность* в том, что эти усовершенствования улучшают качество моделирования радиационного воздействия взаимодействия аэрозоля с облаком». Погрешности в моделируемых распределениях и трендах аэрозольной оптической толщины аэрозоля, наряду с ошибками во фракциях облаков (Vignesh et al., 2020), вероятно,

вливают на количественные оценки облачного-аэрозольного взаимодействия.

1.4 Эффекты аэрозолей в моделях прогноза погоды.

Влияние аэрозолей на точность численного прогноза погоды (ЧПП) имеет большие неопределенности (Mulcahy et al., 2014), кроме того, выводы варьируются в зависимости от используемого метода верификации (Reale et al., 2011) и от пространственно-временных масштабов (например, Rémy et al., 2015). В глобальных и региональных моделях ЧПП используют аэрозольные климатологии. Такой подход обусловлен тем фактом, что интерактивное моделирование состава атмосферы в оперативных моделях ЧПП значительно увеличивает вычислительную нагрузку системы, при этом может не привести непосредственно к явному улучшению точности прогнозирования (Morcrette et al., 2011; Mulcahy et al., 2014). Кроме того, дополнительные сложности возникают из-за усвоения в модели ЧПП данных наблюдений, поскольку некоторые виды аэрозолей (например, черный углерод) требуют точных данных об их источниках.

Несмотря на все многообразие типов аэрозолей и его эволюции реалистичное представление среднего климатологического распределения наиболее важных типов аэрозолей уже может улучшить точность прогнозирования как в региональном масштабе, так и в глобальном масштабе (Rodwell and Jung, 2008). Так, например, учет более точного распределения аэрозоля в моделях ЧПП приводит к улучшению расчета крупномасштабного среднего потока (Rodwell and Jung, 2008), а также приводит к уменьшению смещения осадков в муссонных районах Западной Африки и Индии (Tompkins et al., 2005).

Кроме того, включение как прямого, так и первого непрямого эффекта в модели ЧПП позволяет уменьшить погрешность прогноза суммарной радиации и температуры (Bangert et al., 2012, Mulcahy et al., 2014). Так, в работе (Toll et al., 2016) показано, что включение аэрозольных климатологий в модель ALADIN-HIRLAM (Bengtsson et al., 2017) приводит

к уменьшению суммарной радиации в среднем за день на 8-12%, приземная температура воздуха увеличивается на 0,2°C, влажность уменьшается на 0,2 г/кг. При этом ошибка в прогнозе температуре имеет значимую корреляцию с ошибками АОТ в моделях ЧПП (Carmona et al., 2008). Однако, как и для климатических моделей, влияние облачно-аэрозольного взаимодействия остается неопределенным.

Таким образом, в настоящее время остаются большие неопределенности в оценках взаимодействия аэрозолей с радиацией и облачностью на различных пространственно-временных масштабах. Данная работа направлена на всестороннее изучение и уточнение данных оценок с использованием современных данных наблюдений, новых аэрозольных климатологий и результатов моделирования.

Глава 2. Методы исследования аэрозольных свойств атмосферы, описание аэрозольных климатологий, используемых радиационных алгоритмов и параметризаций облачно-аэрозольного взаимодействия

2.1 Исследование свойств аэрозоля по данным измерений AERONET

В главе 1 была рассмотрена история создания глобальных аэрозольных сетей наземных наблюдений. Самой распространенной из них является сеть AERONET (Holben et al., 1998). Рассмотрим подробнее алгоритмы расчетов аэрозольных характеристик, принятых на этой сети.

2.1.1 Описание метода восстановления свойств аэрозолей, принятого на сети AERONET

На глобальной сети AERONET (Holben et al., 1998) измерения проводятся солнечно-небесным фотометром CIMEL. Фотометр CIMEL – это многоканальный, автоматически сканирующий Солнце и небесную полусферу радиометр, который измеряет прямую солнечную радиацию и рассеянное солнечное излучение на уровне земной поверхности. Измерения осуществляются на длинах волн 340, 380, 440, 500, 675, 870, 937, 1020, 1640 нм в стандартной комплектации прибора. Также есть другие модификации прибора для измерения двунаправленной функции отражательной способности от поверхности Земли, озер и океана. Ширина пропускания на половине максимума составляет: на длине волны 340 нм – 2 нм, на 380 нм – 4 нм, на остальных длинах волн ширина – 10 нм. Прибор имеет 2 коллиматора с одинаковыми углами зрения в 1,20 для измерений прямого и рассеянного излучения.

Измерения проводятся при изменении оптической массы атмосферы (m) на 0.5, если $m = 5 - 7$; при изменении на 0.25, если $m = 2 - 5$; и каждые 15 минут при $m < 2$. Последовательность из 3х измерений называется триплет, они проводятся в течение одной минуты с разницей в

30 секунд. Эти измерения используются для вычисления аэрозольной оптической толщины на всех длинах волн

Измерения в плоскости альмукуантарата и в главной солнечной плоскости производятся в четырех каналах: 440, 500, 670 и 870 нм соответственно при массе 4, 3, 2 1.7, а далее каждый час.

В основе изучения оптических свойств аэрозоля в алгоритме AERONET лежит решение уравнения переноса излучения для плоскопараллельной атмосферы. Угловое распределение нисходящего диффузного излучения описывается как:

$$I(\theta; \lambda) = F_0 m_0 \frac{\exp[-m_0 \tau] - \exp[-m_1 \tau]}{m_0 - m_1} (\omega_0 P(\theta; \lambda) + G(\dots)), \text{ при } \theta \neq \theta_0 \quad (2.1.1)$$

$$I(\theta; \lambda) = F_0 m_0 \exp[-m_0 \tau] (\omega_0 \tau P(\theta; \lambda) + G(\dots)), \text{ при } \theta = \theta_0 \quad (2.1.2)$$

где $I(\theta; \lambda)$ – интенсивность излучения (яркость), F_0 – поток излучения от Солнца на верхней границе атмосферы, θ_0 – зенитный угол солнца, θ – зенитный угол наблюдения, m – масса атмосферы, $\tau = \tau_{ext}(\lambda)$ – спектральная оптическая толщина ослабления, $\omega_0 = \omega_0(\lambda)$ – альbedo однократного рассеяния, $P(\theta; \lambda)$ – индикатриса рассеяния. Последний член в уравнении $G(\dots) = G(\omega_0(\lambda); \tau_{ext}(\lambda); P(\theta; \lambda); A(\lambda); \theta_0; \theta; \phi)$ учитывает эффекты многократного переотражения, где $A(\lambda)$ – априори заданная величина альbedo подстилающей поверхности.

В первом приближении масса атмосфера описывается простой зависимостью от зенитного угла θ (формула 1.2). Однако, при зенитных углах больше 75 градусов она не позволяет учитывать кривизну земной поверхности и рефракцию. Задача по учету кривизны сводится к формуле Ламберта. Однако вторая задача не такая тривиальная, так как рефракция (ρ) зависит от зенитного угла, а также от температуры и давления воздуха. Для ее вычисления используют специальные таблицы, полученные в результате опытных наблюдений.

Наиболее удачная параметризация, которая хорошо согласовывается с наблюдаемыми данными во всем диапазоне значений зенитного угла и

используется в современных исследованиях, включая алгоритмы сети AERONET, предложена в работе (Кастен и Янг, 1989):

$$m = \frac{1}{\cos\theta + 0.50572 * (96.07995 - \theta)^{-1.6364}} \quad (2.1.3)$$

Моделирование оптической толщины $\tau(\lambda)$, альbedo однократного рассеяния $\omega_0(\lambda)$ и индикатриссы рассеяния $P(\theta; \lambda)$ для безоблачных условий, требует дополнительного учета релеевского рассеяния, газового поглощения.

На всех измеряемых каналах, кроме 940 нм, находятся окна прозрачности основных газовых составляющих и водяного пара. Канал 940 нм необходим для измерения содержания водяного пара.

Для лучшего изучения микрофизических свойств аэрозоля в AERONET был разработан алгоритм (Dubovik and King 2000) восстановления распределения аэрозольных частиц по размерам, комплексного коэффициента преломления и важнейших радиационных характеристик альbedo однократного рассеяния и фактора асимметрии индикатриссы рассеяния. Данные параметры восстанавливаются по измерениям спектральной оптической толщины и распределения излучения от небесной полусферы на разных длинах волн.

Допущения, принятые в методе Дубовика:

1. Частицы двух разных типов: сферические или сфероидальные.
2. Атмосфера плоскопараллельная.
3. Вертикальное распределение аэрозоля однородное.
4. Альbedo поверхности земли аппроксимируется с помощью модели BRDF.
5. В алгоритме рассчитываются значения комплексного показателя преломления $m(\lambda) = n(\lambda) + ik(\lambda)$.

Оптическую толщину и спектральное рассеянное солнечное излучение можно представить в следующем виде:

$$I(\theta; \lambda) = I\left(\frac{dR^n(r)}{d\ln r}; \theta; n(\lambda); k(\lambda)\right) + \Delta_I(\theta; \lambda), \quad (2.1.4)$$

$$\tau(\lambda) = \tau\left(\frac{dR^n(r)}{d\ln r}; n(\lambda); k(\lambda)\right) + \Delta_\tau(\theta; \lambda), \quad (2.1.5)$$

где

$$\frac{dR^0(r)}{d\ln r} = r^0 \frac{dN}{d\ln r} = \frac{dN}{d\ln r},$$

$$\frac{dR^1(r)}{d\ln r} = r \frac{dN}{d\ln r} = \frac{dR}{d\ln r},$$

$$\frac{dR^2(r)}{d\ln r} = 2\pi r^2 \frac{dN}{d\ln r} = \frac{dS}{d\ln r},$$

$$\frac{dR^3(r)}{d\ln r} = \frac{4}{3}\pi r^3 \frac{dN}{d\ln r} = \frac{dV}{d\ln r},$$

Распределение частиц по размерам по объему восстанавливается в 22 логарифмически равностоящих точках от 0,05 мкм до 15 мкм. Реальная часть показателя преломления рассчитывается для диапазона значений от 1,33 до 1,6; мнимая часть от 0,0005 до 0,5. При нахождении функции распределения обнаруживается минимум в интервале от 0,439 мкм до 0,992 мкм. Этот минимум используется в качестве точки разделения мелкодисперсной и грубодисперсной фракций.

Детальное восстановление аэрозольных свойств используется для вычисления солнечного излучения в спектральном диапазоне от 0,2 до 4 мкм.

В работе используются данные измерений AERONET версии 2.0. Выходные данные AERONET имеют три уровня контроля качества.

Уровень 1.0 присваивается первичным данным. Эти данные включают все проведенные измерения. Для увеличения точности восстановления свойств аэрозолей разработаны стандартные критерии фильтрации данных. Так, например, любые значения АОТ менее 0,01 отбрасываются. Также значения, полученные при $m > 5$, не учитываются при расчете среднесуточных значений, поскольку у этих измерений более высокий шанс оказаться завышенными из-за облачности (из-за уменьшения вероятности чистого неба для вертикально развитых облаков).

Кроме того, наличие облачности в районе диска Солнца сильно уменьшает точность восстановления. Один из эффективных способов фильтрации облачности – проведение серии измерений в течение определенного времени. В стандартном алгоритме AERONET используется серия из трех измерений, триплет, которые проводятся с интервалом 30 секунд в период общей сложности 1 минута. В алгоритме предполагается, что в течение этого времени АОТ изменяется менее, чем на 0,02 для всех длин волн, значит при измерениях отсутствовала неоднородная облачность. Другими словами, $(\tau_{max} - \tau_{min}) < 0,02$, однако, когда оптическая толщина особенно велика (горение биомассы, туманные условия и т.д), этот критерий увеличивается до 3 процентов от измеренного значения оптической толщины.

Существуют и другие критерии коррекции данных, которые прошли первоначальную фильтрацию. В течение дня измерения должны иметь гладкий ход, и если стандартное отклонение АОТ на 500 нм превышает 0,015, то все измерения в течение дня удаляются. Кроме того, для анализа суточного хода АОТ используют вторую производную изменения АОТ со временем. При превышении критического значения все измерения так же отбрасываются.

Результатам измерений, прошедший данные критерии, присваивается **уровень 1.5**.

Одним из преимуществ сети AERONET, как было выше сказано, является одинаковая процедура калибровки приборов. Для повышения качества результатов, полученных на **уровне 1.5**, после серии измерений на станции прибор возвращается на станцию калибровки, на которой все приборы проходят несколько стадий проверки:

1. Проверка прибора на механические повреждения и оценка соответствующих ошибок.

2. Температурная коррекция спектральных каналов, особенно в области БИК.

3. Оценка калибровочных констант для всех спектральных каналов до и после эксплуатации прибора, ввод необходимых коррекций.

4. Исключение возможных случаев аномалий спектральной зависимости АОТ, особенно в ультрафиолетовом диапазоне для утренних и вечерних часов.

5. Сопоставление с другими источниками информации (спутниковые данные, лидарные данные, обратные траектории и т.д.)

После внесения необходимых коррекций и анализа данных им присваивается **уровень 2.0**. В версии 2 дополнительный контроль качества проводился вручную. С ростом количества станций данный подход приводил к значительным затратам времени. Был разработан новый, автоматический алгоритм, который был реализован в версии 3. Основные его черты приведены в Таблица 2.1.1.

Таблица 2.1.1. Основные изменения в алгоритме облачной фильтрации версии 3 по сравнению с версией 2 (Smirnov et al., 2000, Giles et al, 2019, Вольперт, Чубарова 2018)

Алгоритм/параметр	Версия 2	Версия 3
Восстановление больших значений АОТ	N/A	$AO_{870} > 0.5$ $\alpha_{675-1020} > 1.2$ или $\alpha_{870-1020} > 1.3$ восстанавливаем, если было отбраковано
Диапазон воздушных масс	1 до 5	1 до 7
Число предполагаемых измерений	$N < 3$ – отбрасываем этот день	Если число оставшихся наблюдений меньше 3 или меньше 10% от всех измерений
Критерий триплетных вариаций	Облачный случай если при всех длинах волн разброс >	Облачный случай если при длинах волн 675,870 и 1020 нм разброс > 0.01 или $0.015 * AO_{T}$

	0.02 или 0.03*АОТ	
Ограничение Параметра Ангстрема	N/A	Исключаем если $\alpha \leq -1$ или $\alpha \geq 4$
Критерий гладкости	D<16	Для АОТ500 (или 440 нм) Δ АОТ>0.01 в минуту, удаляем высокие значение АОТ в паре.

2.1.2 Алгоритм дополнительной фильтрации однородной облачности для AERONET, реализованный в работе¹.

Как было отмечено выше, стандартный алгоритм фильтрации данных использует вариации триплетных измерений. Однако, если облака, закрывающие Солнце, тонкие и равномерные, изменение значение в течение минуты (триплета) может быть небольшим, и измерения АОТ не будут отсеиваться (Улюмджиева и др., 2005). Такими свойствами обладают перистые, перисто-слоистые облака и даже высокослоистые просвечивающие облака, которые часто наблюдаются в зимние месяцы в Московском регионе.

Поскольку низкая облачность эффективно отфильтровывается стандартным алгоритмом, для дополнительной фильтрации был использован фильтр по общему баллу облачности. Для МО МГУ дискретность наблюдений составляет один час.

Для иллюстрации эффективности дополнительной фильтрации облачности рассмотрены два дня: 27 февраля 2005 года и 1 февраля 2006 года, которые в конечном итоге были исключены из выборки (Рисунок 2.1.1).

Дополнительно были проанализированы измерения прямой солнечной радиации с разрешением в 1 минуту с помощью российского актинометра, которые позволяют контролировать однородность облачности. Эти данные

¹ Раздел подготовлен по материалам статьи 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. – Т. 9. – №. 2. – С. 313-334.

были использованы для оценки стандартного коэффициента прозрачности при массе воздуха $m=2$ по методике (Евневич и Савиковский, 1989):

$$p_2 = \left(\frac{S_h}{1,367} \right)^{\frac{\sinh+0,205}{1,41}}, \quad (2.1.6)$$

где S_h - измеренная прямая радиация, h - высота Солнца.

Используя коэффициент p_2 можно оценить интегральную оптическую толщину:

$$\tau = -\ln(p_2) \quad (2.1.7)$$

Вариации интегральной оптической толщины использованы для оценки высокочастотных вариаций прямой радиации и, как следствие, выявления эффектов облаков.

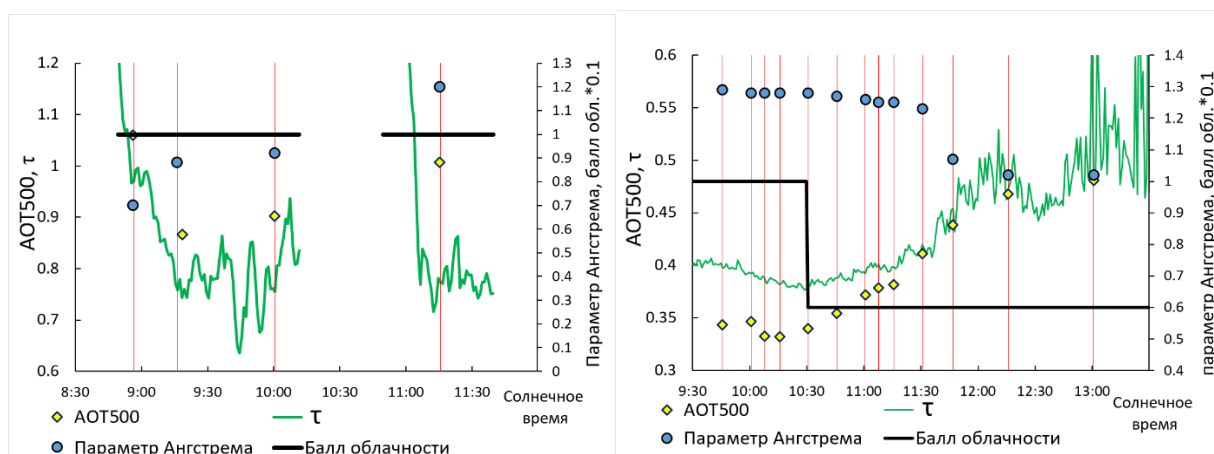


Рисунок 2.1.1 Временной ряд АОТ500, интегральной оптической толщины (τ) (зеленая линия), показателя Ангстрема и балла общей облачности (с коэффициентом 0.1) в течение 27 февраля 2005 года (а) и 1 февраля 2006 года (Б).

27 февраля 2005 года наблюдались anomalously высокие для февраля значения АОТ, которые превышали 0.3, при этом параметр Ангстрема был ниже 1. В течение всего дня наблюдалась сплошная, десятибалльная перистая, перисто-кучевая и высококучевая облачность, при этом состояние диска Солнца было равно 1, что означает закрытость диска тонкими просвечивающими облаками. Видно, что измерения AERONET не

соответствуют локальным минимумам измерений интегральной оптической толщины, следовательно, во время измерений не было разрывов облачности.

Похожая картина наблюдается и для 1 февраля 2006 года, когда весь день наблюдались перистые облака. Первая половина дня характеризовалась оптически тонкими облаками, структура которых оставалась неизменной в течение 2 часов. Далее, несмотря на уменьшение балла облачности до 6, видно увеличение значений АОТ500 и интегральной оптической толщины (τ), а также уменьшение параметра Ангстрема, которое свидетельствует о влиянии облачных, более крупных, частиц на аэрозольные свойства атмосферы.

В то же время эти случаи прошли стандартные процедуры фильтрации, принятые в AERONET, и вошли в стандартную выборку данных.

Таким образом, для зимних месяцев (ноябрь-февраль) было предложено применять более строгий фильтр с порогом балла общей облачности равным 6. Для остальных месяцев (март-октябрь) равен 9. Идеальным случаем было бы, конечно, рассмотрение только условий ясного неба, однако при этом число случаев резко уменьшается и среднемесячные значения не могли бы характеризовать реальную изменчивость АОТ.

При использовании данного подхода наблюдается значительное уменьшение АОТ500 более чем на 0,01 почти для всех месяцев в среднем для 2001–2014 годов (Рисунок 2.1.2). В отдельные годы среднемесячная разность может даже превышать 0,1 (например, в феврале 2005 года и октябре 2012 года).

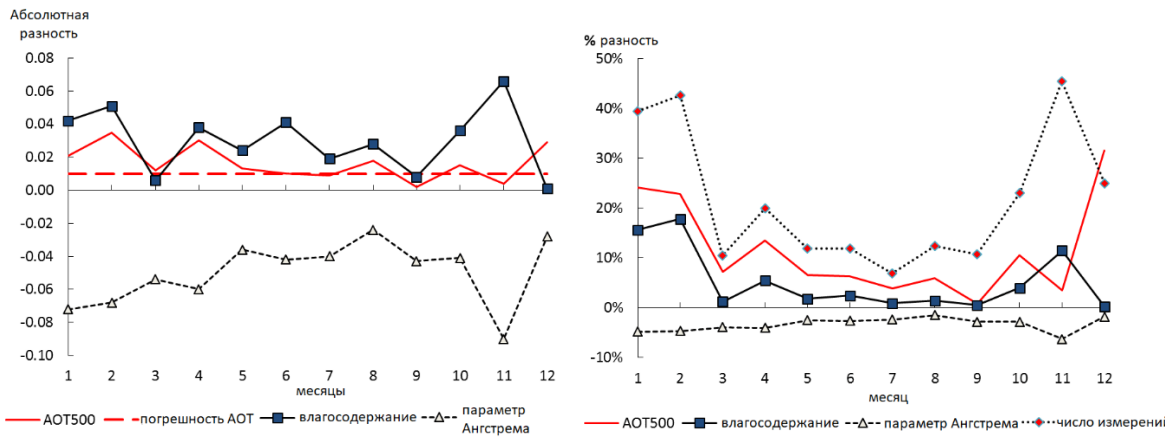


Рисунок 2.1.2. Абсолютная (слева) и относительная (справа) разность среднемесячных значений AOT500, параметра Ангстрема и влагосодержания между стандартным алгоритмом (уровень 2.0) и после дополнительной фильтрации.

Из-за значительных вариаций AOT в течение года, наименьшее изменение AOT500 наблюдаются летом (до 10%), а наибольшие зимой (до 30%), когда повторяемость тонкой однородной облачности высокая и при этом AOT низкие. Существует также заметная недооценка параметра Ангстрема при стандартном алгоритме AERONET из-за влияния рассеяния на крупных облачных частицах, которые влияют на значения AOT.

Таким образом, положительная разность в AOT и отрицательная для параметра Ангстрема может свидетельствовать о корректности дополнительной фильтрации облачности. Интересно отметить, что влагосодержание также завышено для облачных условий на 0,05–0,07 см (или 15–20 %) в зимние месяцы. Возможно, это наблюдается из-за дополнительного поглощения льдом или частицами воды. Однако причиной этого может являться и конвергенция воздуха, которая создает благоприятные условия с более высокой относительной влажностью как для большего содержания водяного пара, так и для образования облаков (Jeong and Li, 2010).

Полная схема обработки данных измерений, с учетом дополнительной фильтрации облачности показана на Рисунок 2.1.3



Рисунок 2.1.3 Схема обработки данных измерений AERONET

Для проведения дополнительной фильтрации данных был разработан программный продукт AEROCLO (свидетельство №2019619267 от 15 июля 2019 года). Эта программа является существенной переработкой программного обеспечения, разработанного в конце 1990-х гг. в МО МГУ (Розенталь и др, 1999), которое было написано на языке программирования Delphi для 32-разрядных процессоров, первоначально для Windows 2000. После выхода 64-разрядных процессоров и ОС для них, возникли проблемы с совместимостью программы. В исходном коде также были обнаружены ошибки с обработкой данных длиной, превышающих один месяц. Для работы с многолетними данными наблюдений необходимо было усовершенствовать и программный код.

Была составлена и реализована новая, более гибкая система обработки данных AERONET для МО МГУ. Программный продукт AEROCLO написан на платформе NET Framework 4.5 на языке программирования C++.

Для работы программы необходимо задать имя файла с данными AERONET с расширением, иметь в распоряжении базу данных с баллом общей облачности. После ввода имени файла оно передается подпрограмме для определения типа файла по расширению. AEROCLO поддерживает три вида файлов: *.lev, *.tot, *.ONEILL со всеми уровнями данных: 1.0, 1.5, 2.0.

Далее происходит построчное считывание файла в структуру заданного размера. Затем происходит объединение с базой данных по облачности. Название файла с данными по облачности имеет стандартный вид RNAvvuymm.DAT, где v – последняя цифра века, yy – последние две цифры года и mm – последние две цифры месяца. Данные записаны в виде таблицы количество строчек на один больше, чем количество дней в месяце. Количество столбцов зафиксировано – 25: номер дня и 24 срока от 0 часов до 23 часов. После открытия файла по месяцу и году и прочтения нужных сроков, данные по баллу общей облачности записываются в ту же структуру, что и данные по AERONET. Стоит заметить, что данные AERONET записаны по гринвичскому времени и не имеют постоянного шага по времени, а данные по облачности записаны по солнечному времени раз в час. В структуру также записывается разность во времени измерении облачности и AERONET. Далее происходит автоматический вывод в файл объединенных данных по заданному облачному фильтру. В программе учтена возможность использования разных фильтров для летних и зимних месяцев. Также в программе имеются подпрограммы для расчета: среднемесячного балла облачности и стандартного отклонения балла облачности, среднесуточных значений АОТ и параметра Ангстрема, среднемесячных значений АОТ, а также функции распределения АОТ для каждого месяца (Рисунок 2.1.4).



Рисунок 2.1.4 Блок-схема программы AEROCLO.

Программа позволяет формировать ежемесячный бюллетень для работы Метеорологической обсерватории МГУ (рисунок 2.1.5). Для этого вычисляются средние значения параметров для каждого дня, стандартное отклонение, производится поиск минимального и максимального значения. В аэрозольном бюллетене МО МГУ можно отображать различные переменные, по умолчанию задаются АОТ на 550 нм, параметр Ангстрема 440–870 нм и влагосодержание в столбе атмосферы.

141001_141031_Moscow_MSU_MO.lev20_bul.txt — Блокнот

Бюллетень Метеорологической обсерватории МГУ
Суточные и месячные характеристики аэрозольной оптической толщины на 500нм (AOT_500),
содержание водяного пара H2O (см), и параметр Ангстрема в диапазоне 440-870 нм.
Данные прибора CIMEL сети AERONET. Уровень 1.5 , версия 2

Дата	N	AOT500				Содержание H2O(см)				440-870Ангстрем				
		Сред.	Сv,%	Мин	Макс	Сред.	Сv,%	Мин	Макс	Сред.	Сv,%	Мин	Макс	
02:10:2014	17	0.121	9.601	0.1	0.144	0.995	1.637	0.958	1.013	1.676	3.575	1.579	1.762	
03:10:2014	2	0.126	10.68	0.116	0.135	0.99	1.167	0.982	0.998	1.512	6.337	1.444	1.58	
04:10:2014	13	0.102	11.33	0.083	0.117	0.946	6.723	0.809	1.001	1.789	3.126	1.699	1.862	
08:10:2014	31	0.14	13.01	0.118	0.184	0.611	4.258	0.569	0.681	1.879	2.544	1.799	1.971	
23:10:2014	10	0.084	13.75	0.072	0.112	0.24	2.926	0.228	0.249	1.171	12.89	0.903	1.367	
24:10:2014	15	0.069	12.78	0.053	0.089	0.248	6.357	0.221	0.278	1.607	4.243	1.518	1.755	
29:10:2014	17	0.07	12.49	0.049	0.092	0.72	11.21	0.598	0.843	1.29	8.112	1.116	1.458	
30:10:2014	8	0.115	17.35	0.103	0.164	0.591	4.925	0.564	0.659	1.661	6.034	1.5	1.763	
Месяц	Год	N	Сред.	Сv,%	Мин	Макс	Сред.	Сv,%	Мин	Макс	Сред.	Сv,%	Мин	Макс
Октябрь	2014	8	0.103	0.595	0.069	0.14	0.668	12.34	0.24	0.995	1.573	3.217	1.171	1.879

Рисунок 2.1.5 Месячный аэрозольный бюллетень по измерениям
AERONET

2.2 Пространственные поля климатических аэрозольных характеристик и их использование в мезомасштабной модели COSMO.

Несмотря на то, что наземные измерения аэрозольного содержания в столбе атмосферы являются одними из самых точных источников данных о свойствах аэрозолей, их недостаточно для полноценного усвоения аэрозольных характеристик в моделях прогноза погоды. Для описания пространственно-временного распределения аэрозолей были разработаны химико-транспортные модели, позволяющие воспроизводить весь цикл жизни различных типов аэрозолей от их образования до осаждения с учетом физико-химической трансформации веществ (Kinne, 2006, Menut L. et al., 2014, Vaklanov, A., D, 2017). Такие модели позволяют анализировать пространственную изменчивость свойств аэрозолей и различных эффектов. Кроме того, они используются для подготовки полей аэрозолей для дальнейшего использования в моделях прогноза погоды.

2.2.1. Описание аэрозольных климатологий, используемых в моделях численного прогноза погоды

Аэрозольная климатология может быть получена как с помощью осреднения по времени, так и путем осреднения по членам ансамбля. В настоящее время в мире используется несколько видов аэрозольных климатологий.

Аэрозольная климатология Tanre (Tanre, 1984).

Аэрозольная климатология Tanre (Tanre, 1984) разрабатывалась для модели GCM европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF). Данная климатология отличается низким пространственным разрешением около $11,8^\circ$ (спектральное разрешение T21). Задавались среднегодовые значения AOT, AOR, и коэффициентов рассеяния вперед и назад, при котором индикатриса рассеяния вычислялась помощью полиномов Лежандра. Согласно WCP-12 (WCP, 1986) климатология Tanre включает среднегодовые значения 4 различных типов аэрозолей: континентального, морского, городского и пустынного аэрозоля (Рисунок 2.2.1). Пятый тип аэрозоля для тропосферы является фоновым значением ($0.037 d\tau/dp$, атм⁻¹) В стратосфере задаются дополнительно 2 типа аэрозоля: фоновое значение и вулканический аэрозоль равные для всей Земли 0.233 и $0.036 d\tau/dp$, атм⁻¹ соответственно. Вертикальное распределение аэрозолей задается в зависимости от температуры (T):

$$W_{st}(N + 1) = W_{st}(n) * \min \{1, T(n)/T(n + 1)\}^{30}, \quad (2.2.1)$$

где W_{st} – веса, которые на верхней границе атмосферы равен 1, такой подход обеспечивает быстрый и плавный переход на тропопаузе от тропосферы к стратосфере. Для нижних уровней в тропосфере (4 типа + фон) берутся коэффициенты $1 - W_{st}$, в стратосфере (фон и вулканический аэрозоль) – W_{st} .

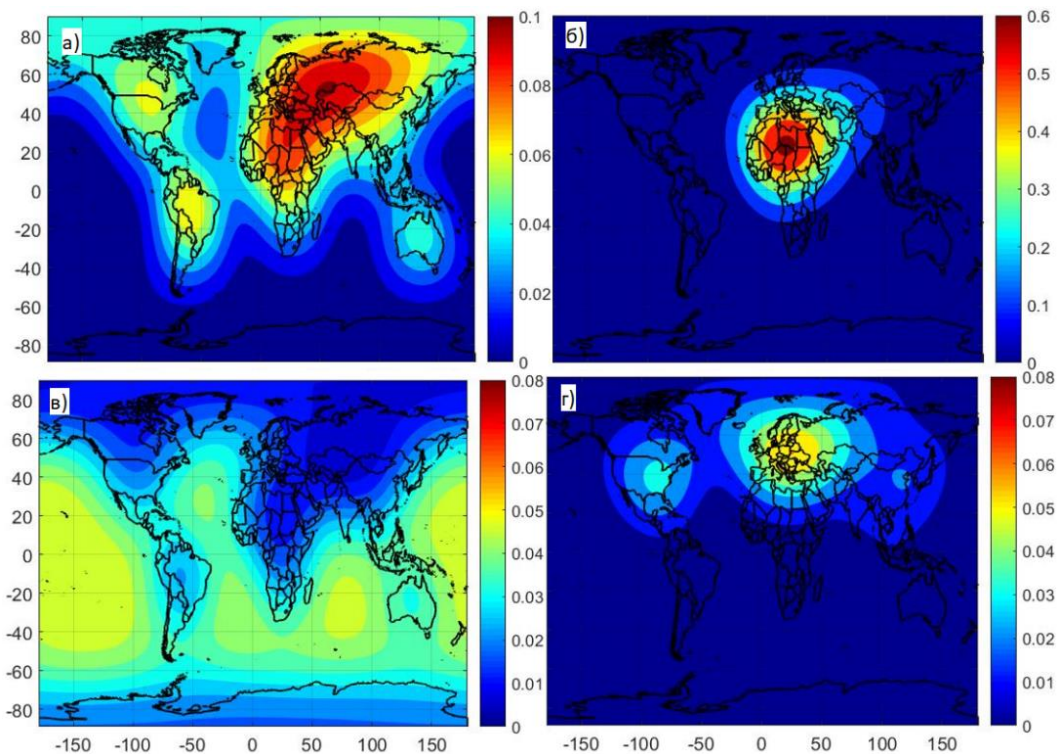


Рисунок 2.2.1 Среднегодовое распределение АОТ на 550 нм континентального (а), пустынного (б), морского (в) и городского (г) аэрозоля в аэрозольной климатологии Tanre.

Аэрозольная климатология Tegen (Tegen, 1997).

Эта аэрозольная климатология представляет собой среднемесячные данные глобального распределения пяти различных типов аэрозоля: морской соли, сажи, минеральной пыли, органического и сульфатного аэрозоля с разрешением 4 x 5 градуса (Таблица 2.2.1).

Эмиссия минеральной пыли вычисляется по (Gillette, 1967) для ячеек с влажностью менее 10 кг/м², не покрытых растительностью и снегом:

$$q_a = C(u - u_{tr})u^2 \quad (2.2.2)$$

где u – приземная скорость ветра, u_{tr} – пороговая скорость ветра, равная 6,5 м/с для приземного ветра.

Эмиссия морской соли задается по эмпирическим формулам через приземную скорость ветра (Erickson, Duce, 1988):

$$Q = e^{0.16u+1.45}(u \leq 15 \text{ м/с}) \quad (2.2.3)$$

$$Q = e^{0.13u+1.89}(u > 15 \text{ м/с}) \quad (2.2.4)$$

где Q – концентрация морской соли в приземном слое мкг/м^3 .

Эффективный радиус задается как:

$$r = 0,422u + 2,12 \quad (2.2.5)$$

Глобальное распределение концентрации сажи, сульфатного и органического аэрозоля вычислялись с помощью трехмерных химико-транспортных моделей GISS (Chin et al., 1996) и CCM1 (Walton et al., 1988) с использованием базы данных GEIA по эмиссиям различных веществ (Benkovitz et al., 1996).

Оптическая толщина вычисляется следующим образом:

$$\tau = 3Q_{ext}m/4\rho r_{eff}, \quad (2.2.6)$$

где ρ – плотность частиц, r_{eff} – эффективный радиус, Q_{ext} – спектральный фактор ослабления (Lacis, 1995), m – масса частиц в столбе воздуха, $B = 3Q_{ext}/4\rho r_{eff}$ – аналог сечения ослабления.

Таблица 2.2.1 Эмиссии и характеристики аэрозоля в климатологии Tegen

Тип	Эмиссии, Тг/год	Удельная масса, мг/м ²	B , м ² /г	Средняя АОТ	max АОТ
Морская соль	5900	22,4	0,3	0,007	0,02
Минеральная пыль (1– 10 мкм)	1000	21,6	0,3	0,007	0,59
Минеральная пыль (<1 мкм)	250	14,7	1,5	0,022	0,85
Сульфатный аэрозоль	150	3,0	8,0	0,025	0,26
Органический аэрозоль	81	2,5	8,0	0,019	0,25
Сажа	12	0,3	9,0	0,003	0,05

Аэрозольная климатология MACv2 (Kinne et al., 2019).

Климатология MACv2 (Kinne et al., 2015, 2019) имеет разрешение по пространству $1^\circ \times 1^\circ$. Доступны среднемесячные значения аэрозольной оптической толщины, альbedo однократного рассеяния и фактора асимметрии индикатрисы рассеяния для длин волн: 0,29, 0,32, 0,55, 0,87, 1,47, 2,0, 2,6 мкм, которые соответствуют 2005 году.

В качестве фоновых данных используются результаты расчетов 14 моделей с аэрозольным блоком, которые участвовали в проекте AeroCom (Kinne et al., 2006). Для уточнения модельных данных в климатологии используются измерения наземных станций AERONET версии 2 уровня 2.0 с 1995 по 2015 года. Используются результаты аэрозольных измерений более, чем 100 морских рейсов с 2006 по 2015 гг., осуществленные в рамках проекта MAN (Smirnov et al., 2009, 2011). В климатологию вошли авторские результаты измерений фотометром Microtops II во время рейса судна «Академик Страхов», проходящий в 2015-2016 годах из Шри-Ланки в Калининград: https://aeronet.gsfc.nasa.gov/new_web/cruises_new/Strakhov_15_16.html

В климатологии MACv2 разделение грубодисперсной и мелкодисперсной фракции происходит на 0,5 мкм. На станциях AERONET принят стандартный алгоритм восстановления функции распределения частиц по размерам по данным измерений рассеянного излучения (Dubovik et al., 2000). При отсутствии таковых, например, над океанами, вклад различных фракций оценивался по прямому солнечному излучению по методу (O'Neill et al., 2003)

Данные AERONET также используются для оценки AOP. Однако в стандартном алгоритме AERONET на уровне 2.0 отсеиваются значения AOP при AOT440 < 0,4, вследствие чувствительности метода при низких значениях поглощения радиации. Для климатологии MACv2 используются данные восстановления поглощения при более низком пороге (AOT550 < 0,2), а удаленные значения на уровне 2.0 восстанавливаются из данных 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.

Изначально при создании климатологии автор отошел от стандартного подхода, при котором все характеристики рассчитывались для пяти различных типов аэрозолей: сульфатный аэрозоль, органический углерод, черный углерод, минеральная пыль и морская соль. Главным недостатком данного подхода является априорные значения размеров и свойств аэрозолей. При этом постулировалось, что сульфатный, органический аэрозоль и черный углерод с органической составляющей имеют только мелкодисперсную фракцию, в то время как минеральная пыль и морская соль – грубодисперсная фракция. Сульфатный аэрозоль, в свою очередь, представляет собой непоглощающий аэрозоль и включает в себя нитратный аэрозоль и мелкодисперсную морскую соль. Антропогенный аэрозоль вносит вклад только в мелкодисперсную фракцию аэрозоля.

Таким образом, за последние десятилетия сильно изменился подход к описанию свойств аэрозолей для численных моделей прогноза погоды: от полуэмпирических формул до ансамблевого расчета с применением химико-транспортных моделей и коррекцией на данные наблюдений.

2.2.2. Описание радиационного алгоритма модели COSMO и внесенных изменений в организацию модельного комплекса COSMO для внедрения в него аэрозольной климатологии MACv2.

Алгоритм расчета радиации в модели COSMO-Ru (Ritter, Geleyn, 1992), основан на двухпоточковом приближении (Zdunkowski, 1980).

Решается следующая система уравнений:

$$\frac{dF_1}{d\delta} = \alpha_1 F_1 - \alpha_2 F_2 - \alpha_3 J \quad (2.2.6)$$

$$\frac{dF_2}{d\delta} = \alpha_2 F_1 - \alpha_1 F_2 - \alpha_4 J \quad (2.2.7)$$

$$\frac{dS}{d\delta} = -(1 - \tilde{\omega}f) \frac{S}{\mu_0} \quad (2.2.8)$$

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:

$$\alpha_1 = U(1 - \omega[1 - \beta_0\{1 - f\}]) \quad (2.2.9)$$

$$\alpha_2 = U\beta_0\omega(1 - f) \quad (2.2.10)$$

$$\alpha_3 = \begin{cases} \beta(\mu_0)\omega(1 - f), & \text{для коротковолнового диапазона;} \\ U(1 - \omega) = \alpha_1 - \alpha_2, & \text{для длинноволнового диапазона;} \end{cases} \quad (2.1.11)$$

$$\alpha_4 = \begin{cases} [1 - \beta(\mu_0)]\omega(1 - f), & \text{для коротковолнового диапазона;} \\ \alpha_3, & \text{для длинноволнового диапазона;} \end{cases} \quad (2.2.12)$$

$$J = \begin{cases} \frac{S}{\mu_0}, & \text{для коротковолнового диапазона;} \\ \pi B, & \text{для длинноволнового диапазона;} \end{cases} \quad (2.2.13)$$

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 $\beta(\mu_0)$:

$$\beta_0 = \frac{4 + g}{8(1 + g)} \quad (2.2.14)$$

$$\beta(\mu_0) = \frac{1}{2} - \frac{3}{4} \frac{g}{1 + g} \mu_0 \quad (2.2.15)$$

В целях вычислительной эффективности система (2.2.6–2.2.8) в явном виде не решается. С учетом приближения δ -Эддингтона система уравнений (2.2.6–2.2.8) преобразуется в:

$$\frac{dF_1}{d\delta'} = \alpha'_1 F_1 - \alpha'_2 F_2 - \alpha'_3 J \quad (2.2.16)$$

$$\frac{dF_2}{d\delta'} = \alpha'_2 F_1 - \alpha'_1 F_2 - \alpha'_4 J \quad (2.2.17)$$

$$\frac{dS}{d\delta'} = -\frac{S}{\mu_0} \quad (2.2.18)$$

где

$$\alpha'_1 = U(1 - \omega'[1 - \beta_0]) \quad (2.2.19)$$

$$\alpha'_2 = U\beta_0\tilde{\omega}' \quad (2.2.20)$$

$$\alpha'_3 = \begin{cases} \beta(\mu_0)\omega', & \text{для коротковолнового диапазона;} \\ U(1 - \omega'), & \text{для длинноволнового диапазона;} \end{cases} \quad (2.2.21)$$

$$\alpha_4 = \begin{cases} [1 - \beta(\mu_0)]\omega', & \text{для коротковолнового диапазона;} \\ \alpha'_3, & \text{для длинноволнового диапазона;} \end{cases} \quad (2.2.22)$$

Для решения системы (2.2.16 – 2.2.18) производится разделение атмосферы на слои с постоянными оптическими свойствами:

$$\tilde{F}_1 = \pi B - F_1 \text{ и } \tilde{F}_2 = \pi B - F_2 \quad (2.2.23)$$

В предположении линейной связи между излучением АЧТ и оптической толщиной система (2.2.16 – 2.2.18) 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:

$$\begin{pmatrix} S_{j+1} \\ \tilde{F}_{2,j+1} \\ \tilde{F}_{1,j} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \bar{\alpha}_1 & 0 & 0 \\ \bar{\alpha}_2 & \bar{\alpha}_4 & \bar{\alpha}_5 \\ \bar{\alpha}_3 & \bar{\alpha}_5 & \bar{\alpha}_4 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} Q_j \\ \tilde{F}_{2,j} \\ \tilde{F}_{1,j+1} \end{pmatrix} \quad (2.2.24)$$

Для N слоев в атмосфере мы имеем 3N+3 линейных уравнения, для которых граничное условие на ВГА имеет вид:

$$S_1 = \mu_0 S_0 \text{ и } \tilde{F}_{2,1} = F_{2,1} = 0 \text{ для коротковолнового диапазона} \quad (2.2.25)$$

$$\tilde{F}_{2,1} = \pi B_1 \text{ для длинноволнового диапазона} \quad (2.2.26)$$

На нижней границе условия, следующие:

$$\tilde{F}_{1,N+1} = -A_s(\mu_0)S_{N+1} - A_s F_{2,N+1} \text{ для коротковолнового диапазона} \quad (2.2.26)$$

$$\tilde{F}_{1,N+1} = (1 - E_s)\tilde{F}_{2,N+1} \text{ для длинноволнового диапазона} \quad (2.2.27)$$

В алгоритме коротковолновая часть спектра разбивается на 3 интервала, длинноволновая – на 5 интервалов (таблица 2.2.2).

Таблица 2.2.2 Параметры разделения спектра коротковолнового и длинноволнового диапазона в алгоритме расчета радиации модели COSMO

Номер полосы		Длина волны (мкм)	Газы	Количество к-интервалов (H ₂ O, CO ₂ , O ₃)	Релеевское рассеяние
Коротковолновый 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	+
Длинноволновый 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	–

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). Расчет функций пропускания при различных температурах и давлении производится с учетом средней интенсивности линии поглощения и ее полуширины:

$$W(u, u_r) = \frac{1}{2} \frac{u_r}{u} \pi \bar{\alpha}_0 \left[\left(1 + \frac{4\bar{S}}{\pi \bar{\alpha}_0} \frac{u^2}{u_r} \right)^{\frac{1}{2}} - 1 \right] + \bar{S}_c u_r, \quad (2.2.28)$$

где u, u_r – количество поглощающего вещества. Вклад всех линий в спектре в континууме \bar{S}_c в интервале k определяется как

$$\bar{S}_{ck} = \sum_i (S_i g_{ik} - S_i \delta_{ik}) \quad (2.2.29)$$

где δ_{ik} определяет суммарное поглощение линии с центром в рассматриваемом интервале. Рассматривается модифицированный контур поглощения Лоренца:

$$k_v = \frac{1}{1 - \beta_{SL}} \left(\frac{S \frac{\alpha}{\pi}}{(v - v_0)^2 + \alpha^2} - \frac{S \frac{\alpha}{\pi}}{(v - v_0)^2 + \frac{\alpha^2}{\beta_{SL}^2}} \right) \quad (2.2.30)$$

где β_{SL} – параметр описывающий суб-Лоренцов контур, определяется эмпирически.

Для запуска модели COSMO существует комплекс программ, с помощью которых подготавливаются внешние и начальные данные (EXTPAR, INT2LM). Далее эти данные непосредственно усваиваются в модели COSMO (Рисунок 2.2.2). Для внедрения климатологии MACv2 требовалось произвести изменения во всех трех блоках: EXTPAR, INT2LM и непосредственно в модели COSMO.

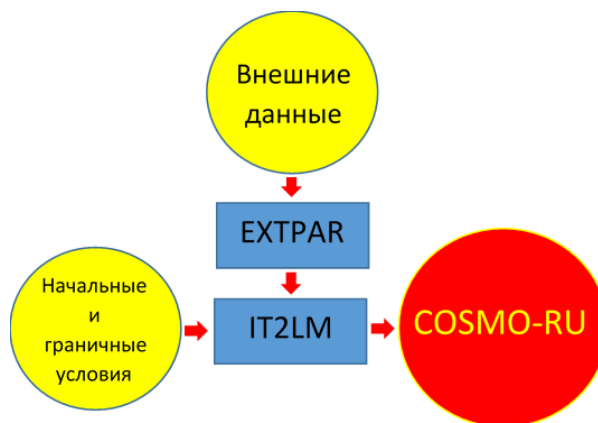


Рисунок 2.2.2 Технологическая схема COSMO-Ru.

В модуле EXTPAR проводится интерполяция разнородных внешних данных. Они записываются стандартным образом для последующего использования в модели COSMO.

К внешним данным относятся:

- орография: GLOBE (NOAA/NGDC) или ASTER (METI/NASA);
- альbedo MODIS;
- землепользование: GlovCover, GLC2000, GLCC, Ecolimpar-2;
- NDVI: NDVI Climatotology (NASA/GSFC);
- Тип почвы (FAO Digital Soil Map или the Harmonized World Soil Data);
- озера (Global lake database);
- города (TERRA_URB);
- климатология температуры на 2 метров CRU near surface climatology (CRU University of East Anglia);
- аэрозольные климатологии: Tegen, AeroCom.

Выходными данными EXTPAR для климатологии Tegen является аэрозольная оптическая толщина для пяти разных типов аэрозоля: сажа, морской аэрозоль, органика, сульфатный аэрозоль и пыль.

В отличие от климатологии Tegen, для расчета плотности потоков радиации при использовании климатологии MACv2 все оптические и радиационные свойства аэрозоля передаются из EXTPAR. Для удобства расчетов и проверки данных все значения АОТ, АОР и ФАИ были нормированы на соответствующие значения на 550 нм и записаны в четырехмерные массивы: долгота, широта, месяц, спектральный интервал.

В ходе работы были изменены следующие файлы: mo_aot_data.f90, mo_aot_output_nc.f90, extpar_aot_to_buffer.f90, mo_var_meta_data.f90, mo_extpar_output_nc.f90, mo_extpar_output_grib.f90, extpar_consistency_check.f90.

В программе IN2LM происходит объединение внешних и начальных данных в один файл. По умолчанию среднемесячные данные соответствуют 15-ому числу каждого месяца, в программе IN2LM они линейно

интерполируются для дня прогноза. Были внесены изменения в следующие файлы:

- src_2d_fields.f90 – расчет параметров для конкретного дня (интерполяция между значениями параметров, заданных для центральных дней месяцев);

- io_utilities.f90 – организация чтения 4-х мерных полей с данными о параметрах аэрозоля из файла с внешними параметрами (NetCDF file);

- src_gribtabs.f90 – прописаны новые переменные AOT12, SSA12, ASY12, TAUKINNE, SSAKINNE, ASYKINNE;

- src_lm_output.f90 – добавлено условие для записи результатов (выходных данных препроцессинга) для новых параметров аэрозоля (kztop = number of bands);

- src_read_coarse_grid.f90 – изменения в вызове подпрограммы чтения данных из файла netCDF read_netcdf;

- src_memory.f90 / src_cleanup.f90 – размещение / очистка памяти массивов с параметрами нового аэрозоля;

- src_read_ext.f90 – определение новых переменных для параметров нового аэрозоля;

- data_int2lm_io.f90 – объявление полей для параметров нового аэрозоля;

- data_int2lm_control.f90 – комментарий для itype_aerosol=3;

- external_data.f90 – логические флаги для параметров нового аэрозоля;

- data_fields_lm.f90 – объявление полей для параметров нового аэрозоля;

- src_namelist.f90 – добавлены переменные для нового аэрозоля, используемые в namelist.

В радиационном блоке модели COSMO для климатологии Tanre вводятся описанные выше коэффициенты перехода между тропосферой и стратосферой по следующим формулам для уровня k :

$$AOT_{tr} = \left(\frac{T_{k-1}}{T_{k+1}} \right)^{15} (p_{k+1} - p_k) \frac{0,03}{101325 - 19330} \quad (2.2.31)$$

$$AOT_{str} = \left(\frac{T_{k-1}}{T_{k+1}} \right)^{15} (p_{k+1} - p_k) \frac{0,045}{19330} \quad (2.2.32)$$

где T – температура в кельвинах, p – давление в паскалях.

Стоит заметить, что данный подход использовался для создания аэрозольной климатологии Tanre, однако в модели COSMO он используется и для аэрозольной климатологии Tegen. Таким образом для Tegen искусственно вводятся фоновое содержание аэрозоля в тропосфере и в стратосфере. Из формул (2.27) и (2.28) видно, что вклад может теоретически достигать до $AOT = 0,075$.

Пример вертикального распределения оптической толщины для разных аэрозольных составляющих (Рисунок 2.2.3).

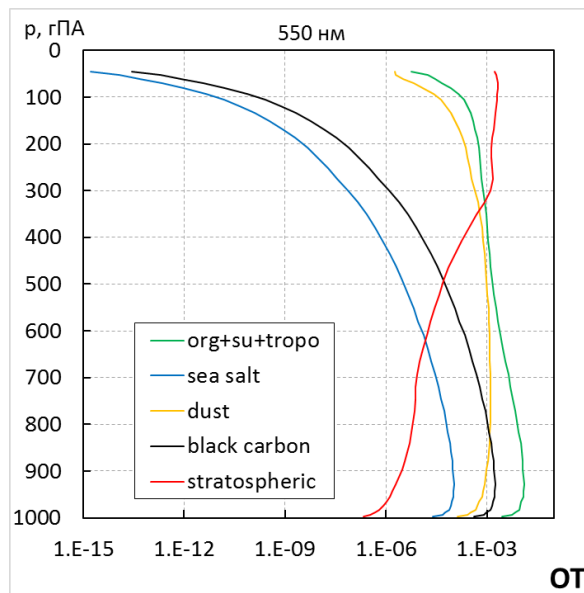


Рисунок 2.2.3 Вертикальное распределение оптических толщин разных типов аэрозоля. Зеленая линия- смесь органического, сульфатного и фонового тропосферного аэрозоля, синяя – морская соль, желтая минеральный аэрозоль, черная – сажа, красная – стратосферный фоновый аэрозоль

Далее для различных спектральных интервалов с помощью эмпирических коэффициентов производится вычисление поглощающей и рассеивающей оптической толщины аэрозоля:

$$AOT_{abs} = 0.0847(AOT_o + AOT_{so4} + AOT_{tr}) + 0.0015AOT_{ss} + 0.1557AOT_d + 0.2095AOT_{bc} \quad (2.2.33)$$

$$AOT_{sc} = 1.0680(AOT_o + AOT_{so4} + AOT_{tr}) + 1.0110AOT_{ss} + 0.8604AOT_d + 0.9496AOT_{bc} + 1.1008AOT_{str} \quad (2.2.34)$$

В итоге полученные вертикальные распределения (Рисунок) используются для расчетов радиации.

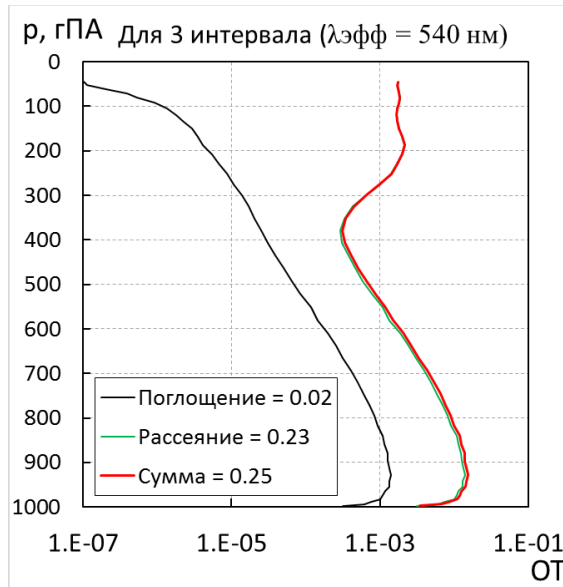


Рисунок 2.2.4 Вертикальные профили поглощающей, рассеивающей и суммарной оптической толщины аэрозоля.

Однако, как было описано выше, в климатологии MACv2 нет разделения на различные фракции, а поглощающие и рассеивающие свойства передаются из внешних данных, поэтому формулы для получения таких же профилей будут отличаться. В новой версии программы были исключены дополнительные, искусственные добавки фонового аэрозоля в тропосфере и стратосфере.

Так как во входных данных уже задается альbedo однократного рассеяния и асимметрия индикатрисы рассеяния, формулы для вычисления поглощающей и рассеивающей толщины следующие:

$$AOT_{abs} = AOT * (1 - SSA) \quad (2.2.35)$$

$$AOT_{sc} = AOT * SSA * (1 - ASY^2) \quad (2.2.36)$$

где $(1 - ASY^2)$ – член, учитывающий рассеяние вперед.

Для сравнения результатов были построены вертикальные профили рассеивающей толщины аэрозоля, нормированный на суммарную АОТ, для климатологии Tegen и MACv2 для одного дня (Рисунок 2.2.5). Суммарная АОТ на 550 нм для Tegen составляла 0,32, а для климатологии MACv2 – 0,28.

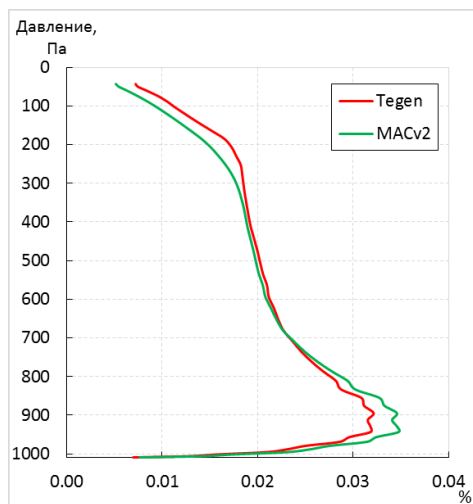


Рисунок 2.2.5 Вертикальное распределение доли рассеивающей оптической толщины аэрозоля от интегральной АОТ для климатологии Tegen (красная линия) и MACv2 (зеленая линия).

Таким образом, вертикальное распределение для климатологии MACv2 несколько отличается от климатологии Tegen. Уменьшилась доля аэрозоля в слое выше 300 гПа из-за отсутствия дополнительного фонового содержания аэрозолей в стратосфере, вследствие чего увеличилась доля аэрозоля ниже 700 гПа. По структуре профиля можно сделать вывод, что формулы для расчета написаны правильно.

Для включения климатологии MACv2 в модель COSMO были внесены изменения в 12 файлах: data_field.f90, lmorg.f90, organize_data.f90, radiation_data.f90, radiation_interface.f90, radiation_rg.f90, radiation_utilities.f90, scr_allocation.f90, src_input.f90, src_radiation.f90, scr_setup_vartab.f90

Добавлены новые переменные в таблицы для чтения grib файлов в файле scr_setup_vartab.90.

2.3 Алгоритм радиационного переноса CLIRAD(FC05)-SW, используемый для оценки точности радиационных расчетов в модели COSMO-Ru

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 (к интервалов), полученные с помощью метода Монте-Карло (Fomin, Correa, 2005). 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 таблице 2.3.1 представлены основные характеристики модифицированного алгоритма CLIRAD(FC05)-SW.

Таблица 2.3.1 Спектральные диапазоны, использующиеся в алгоритме CLIRAD(FC05)-SW

Группа	Спектральный диапазон,		Поглощающие газы и рассеивание	к-интервалы
	см ⁻¹	мкм		
1	32260-33900	0,2-0,303	О ₃ , релей	1
2	31250-32260	0,303-0,323	О ₃ , релей	1
3	14280-31250	0,323-0,7	Н ₂ О, О ₃ , релей	1
4	8200-31250	0,323-1,22	Н ₂ О, О ₃ , релей	1
5	8200-14280	0,7-1,22	Н ₂ О, О ₃ , релей	3
6	1000-8200	1,22-10	Н ₂ О, релей	1
7	4400-8200	1,22-2,27	Н ₂ О, релей	4
8	1000-4400	2,27-10	Н ₂ О	3
Весь спектр			О ₂	
Весь спектр			СО ₂	15

Для оценки погрешности алгоритма CLIRAD(FC05)-SW нами было проведено сравнение с результатами расчетов более точного алгоритма Монте-Карло (Trembach et al., 2000). 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 (**Ошибка! Источник ссылки не найден.** 2.3.2), в слое выше – 12–20 км – по типу BSA (стратосферная модель аэрозоля).

Таблица 2.3.2 Свойства аэрозолей в распределении CONT-1

	C_i	N_i/N	AOP	ФАИ
			$\lambda = 550 \text{ нм}$	
Гидрофильные частицы	0,29	0,93876	0,957	0,628
Пыль	0,7	$2,27 * 10^{-6}$	0,653	0,877
Сажа	0,01	0,06123	0,209	0,337
Сумма	1	1	0,891	0,637

Континентальная модель аэрозоля CONT-I формируется с помощью смешения разных типов частиц: пыль, сажа и гидрофильные частицы. Интересно отметить, что в модели CONT-1 свыше 90 % от общего количества составляют гидрофильные частицы (WMO, 1986). Они обеспечивают значение альbedo однократного рассеяния в видимой области спектра $\omega \approx 0,9$. В ближней ИК-области спектра за счет основных полос поглощения валентных колебаний воды на обводненных аэрозольных частицах (2,6–3,3 мкм) альbedo однократного рассеяния уменьшается до 0,55.

В ходе проведения тестирования рассчитана плотность потока нисходящей солнечной радиации у поверхности Земли для одиннадцати значений зенитного угла Солнца (для расчета массы атмосферы использовалась формула 1.4) и для двенадцати значений АОТ на 550 нм от 0,03 до 0,6 (рисунок 2.3.1). Похожие сравнения данного алгоритма с полинейными методами были проведены для нескольких случаев в рамках проекта CIRC (Oreopoulos L. et al., 2012), а также в работах (Юрова, Толстых, 2012; Tarasova, Fomin, 2007). В последних работах сравнения проводились для фиксированного содержания аэрозоля и при зенитном угле Солнца 30 °.

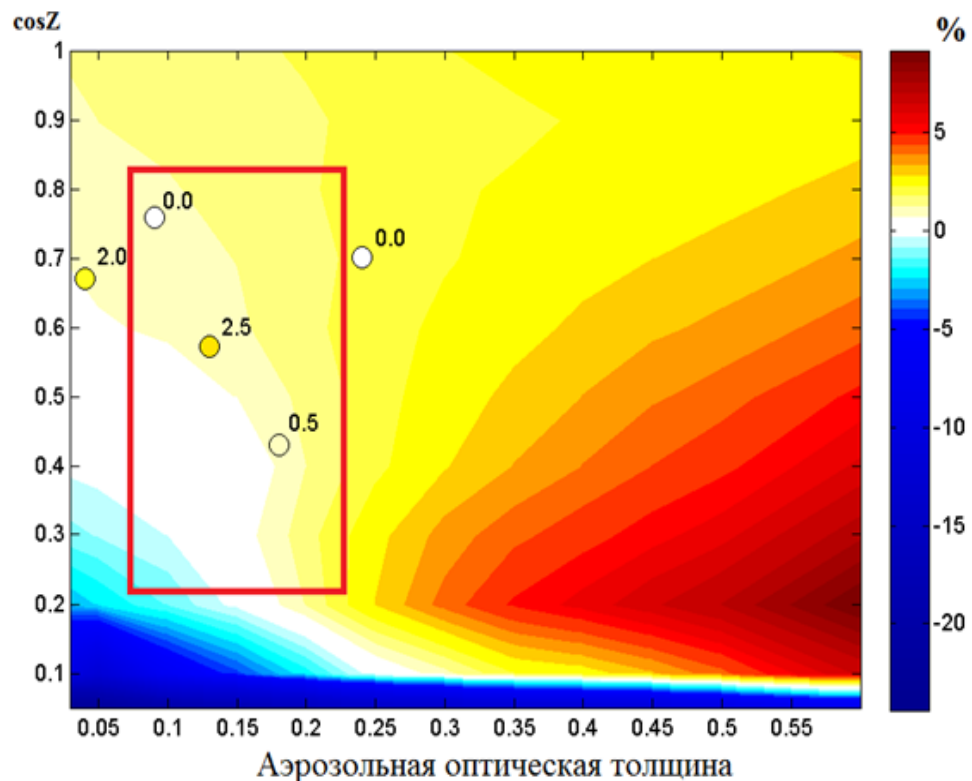


Рисунок 2.3.1 Относительная погрешность расчета нисходящей коротковолновой радиации, полученные в данной работе (цветное поле) и ошибки в CIRC (Oreopoulos L. et al., 2012) (точки с подписью). Красной рамкой обозначены типичные условия, наблюдающиеся при сравнениях с данными измерений.

Полученные значения подтверждают результаты CIRC для небольших значений АОТ. Однако, с ростом АОТ, например, при пожарах, погрешность превышает 10 %. При малых значениях высоты Солнца алгоритм существенно занижает суммарную радиацию вследствие отсутствия учета эффектов сферичности атмосферы. Для высот Солнца более 12 градусов ($0,2 < \cos Z < 0,8$) и типичного континентального аэрозоля ($0,04 < \text{АОТ} < 0,25$) алгоритм CLIRAD(FC05)-SW показал хорошее соответствие с расчетами по высокоточной модели, погрешность не превышает 2 %. Исходя из полученных результатов, в работе не рассматриваются случаи с крайне высокими значениями АОТ или малыми высотами Солнца.

2.4 Описание используемых параметризаций эмиссий аэрозоля различных типов а аэрозольном блоке климатической модели ИВМ.

Существует множество подходов к параметризации эмиссий аэрозоля и его эффектов в моделях. Однако для климатических моделей ключевым фактором отбора той или иной параметризации является вычислительная эффективность. В основном рассматриваются линейные или степенные функции от нескольких параметров.

2.4.1. Параметризация эмиссии аэрозолей различных типов

Морской аэрозоль

Морской аэрозоль представляет собой комбинацию неорганической морской соли и органического вещества. Рассматривают два вида эмиссии морского аэрозоля с поверхности океана первичное и вторичное образование. Первичное образование аэрозоля происходит в результате взаимодействия ветрового напряжения на поверхности океана и приводит к механическому образованию аэрозоля за счет распыления. При этом частицы морских брызг в диапазоне субмикронного размера и до нескольких микрометров образуются с помощью процесса разрыва пузырьков, обычно возникающего в результате появления, так называемой, пенной шапки (англ. whitecap). Подсчитано, что начало формирования пенной шапки происходит при скорости ветра 4 м/с (O'Dowd et al., 2007). При более высоких скоростях ветра разрыв гребней волн может привести к образованию капель размером от десятков до сотен микрометров.

Параметризации скорости образования капель морского аэрозоля на единицу площадь поверхности моря, приходящаяся на приращение радиуса капли. $\left(\frac{dF_0}{dr}\right)$ представлены в виде степенной функции от приводной скорости ветра (u_{10}). Первая параметризация была основана на лабораторных

экспериментах эмиссии морской соли с пенных шапок в диапазоне радиусов (r) до 10 мкм (Monahan et al. 1986):

$$\frac{dF_0}{dr} = 1,373u_{10}^{3,41}r^{-3}(1 + 0,057r^{1,05}) * 10^{1,19e^{-B^2}} \quad (2.4.1)$$

где $B = \frac{0,380 - \log r}{0,65}$. Данная параметризация используется в модели INMCM48.

Однако показано (Gong, 2003), что данная параметризация переоценивает значения потока морской соли радиусом менее 0,2 мкм. В той же работе была предложена модернизация:

$$\frac{dF_0}{dr} = 1,373u_{10}^{3,41}r^{-A}(1 + 0,057r^{3,45}) * 10^{1,607e^{-B^2}} \quad (2.4.2)$$

где $A = 4,7(1 + \Theta r)^{-0,017r^{-1,44}}$, $B = \frac{0,433 - \log r}{0,433}$ Θ – параметр функции распределения субмикронной фракции, обычно равен 30.

В работе (de Leeuw et al., 2000) параметризация основана на экспериментах в зоне прибоя:

$$\frac{dF_0}{dD} = 1,1e^{0,23U}D^{-1,65}, \quad (2.4.3)$$

где D – диаметр от 1,6 до 20 мкм, а скорость ветра не превышает 9 м/с.

Данная параметризация была улучшена для субмикронной фракции (r от 0,063 до 7,996) (O'Dowd, De Leeuw, 2007) с использованием результатов измерений в Тихом океане:

$$\frac{dF_0}{dr} = c \left(\sum_{i=1}^2 A_i e^{-B_i \ln\left(\frac{r}{r_1}\right)^2} \right), \quad (2.4.4.)$$

где $A_1 = 1,41u + 0,98$, $A_2 = 0,51 - 1,82u$, $B_1 = 0,1u + 1,69$, $B_2 = 1,09$, $c = (0,24u + 0,4) * 10^4$.

Кроме того, было обнаружено, что при более низких температурах размер капли брызг уменьшается в размерах с уменьшением температуры поверхности моря (Mårtensson et al., 2003):

$$\frac{dF_0}{d \log D} = W(A_k T_w + B_k), \quad (2.4.5)$$

где T_w – температура воды, A_k и B_k – многочлены 4-й степени в зависимости от диаметра частиц (D от 0,018 до 20 мкм).

В глобальном масштабе эмиссия морской соли оценивается в $1-3 \times 10^{16}$ г/год (Erickson & Duce 1988; Gong et al. 2002), и в $1,3 \times 10^{16}$ г/год в модели INMCM48 (Володин, Кострыкин, 2016). Тридцать два процента глобального потока приходится на северное полушарие, а 92% массового потока приходится на диапазон размеров более 0,5 мкм. Увеличение массы морской соли связано в первую очередь с увеличением скорости ветра, причем массовые концентрации достигают до 1000 мкг/м³ при скорости ветра 15-20 м/с (Lewis & Schwartz 2004).

Таким образом, параметризация, используемая в настоящее время в модели INNMN48, по сравнению с современными параметризациями завышает содержание морского аэрозоля радиусам меньше 0,2 мкм и при низких температурах.

Считается, что при вторичном образовании морских аэрозолей (т. е. в результате процессов конверсии газа в частицы) основным химическим компонентом, участвующим в этом процессе, являются сернистые компоненты (Shaw 1983; Charlson et al. 1987). Вторичное образование аэрозоля происходит следующими двумя способами:

- 1) образование новых частиц происходит путем зарождения стабильных кластеров размером порядка 0,5–1 нм (эти кластеры, однажды образовавшись, могут вырасти до больших размеров в результате процессов конденсации);

2) аэрозоли также могут вырасти в результате гетерогенных реакций и водно-фазового окисления растворенных газов в существующих аэрозольных частицах.

Диметилсульфид $(\text{CH}_3)_2\text{S}$ – вещество, представляющее собой результат жизнедеятельности фитопланктона. Оно выбрасывается из океана в атмосферу, где подвергается окислению радикалом OH с образованием SO_2 , который далее окисляется с образованием H_2SO_4 (Charlson et al., 1987).

Считалось, что H_2SO_4 участвует в бинарной гомогенной нуклеации с H_2O , однако показано, что существует тройная нуклеация с H_2O и NH_3 . В работе (Pirjola et al., 2000) показано, что бинарная нуклеация происходит в полярных регионах, а тройная нуклеация происходит в областях, где обычно существует недостаточное количество паров H_2SO_4 , это способствует росту стабильных кластеров в аэрозольные частицы (определяемые как частицы с диаметром более 3 нм).

В работе (O'Dowd et al., 2002) показано, что если вновь образованные стабильные кластеры не могут расти достаточно быстро, то они удаляются уже существующим аэрозольным коагуляционным стоком. Например, частица размером 1 нм при типичных концентрациях H_2SO_4 будет расти за счет конденсации паров H_2SO_4 со скоростью $0,5 \times 10^{-4}$ нм/с. Это сопоставимо со скоростью потери при коагуляции 2×10^{-3} с⁻¹, то есть существует очень низкая вероятность выживания для частиц размером 1 нм. Однако, если исходная скорость конденсируемых паров значительно выше, чем для H_2SO_4 , и частица может быстро расти до 3 нм, скорость потери при коагуляции уменьшается на порядок, а при 6 нм скорость потери уменьшается еще на один порядок. Таким образом, для того чтобы новые кластеры имели существенную вероятность выживания, необходимо, чтобы они подвергались быстрому конденсационному росту сразу же после образования. Трудность заключается в том, что концентрации H_2SO_4 недостаточны для того, чтобы обеспечить

необходимую скорость роста значительного числа зародышевых эмбрионов, способных выживать в аэрозольных частицах.

В модели IMNCM48 поток диметилсульфида из океана зависит от концентрации диметилсульфида в океане (C_w) (Putaud, Nguyen, 1996) и от скорости приводного ветра с поправкой на температуру воды:

$$\frac{dm}{dt} = K_w C_w, \quad (2.4.6)$$

где

$$K_w = 0,17(S_{c_r}/Sc)^{2/3}V \text{ при } V < 3,6 \text{ м/с}$$

$$K_w = 2,85 \left(\frac{S_{c_r}}{Sc}\right)^{0,5} (V - 3,6) + 0,612(S_{c_r}/Sc)^{2/3} \text{ при } 3,6 < V < 13 \text{ м/с}$$

$$K_w = 5,9 \left(\frac{S_{c_r}}{Sc}\right)^{0,5} (V - 13) + 2,679 \left(\frac{S_{c_r}}{Sc}\right)^{0,5} (V - 3,6) + 0,612 \left(\frac{S_{c_r}}{Sc}\right)^{2/3} \text{ при } V > 13 \text{ м/с},$$

Здесь Sc – число Шмидта (число, показывающее соотношение вязкости и диффузии вещества) для диметилсульфида:

$$Sc = 2674 - 147,12T + 3,726T^2 - 0,038T^3, \quad (2.4.7)$$

где T – температура воды в градусах Цельсия, S_{c_r} – значение числа Шмидта при 20°C. Далее в модели INMCM48 диметилсульфид мгновенно окисляется до сернистого газа, который в свою очередь превращается в сульфатный аэрозоль.

Кроме этого, существует параметризация (Nightingale et al., 2000), в которой используется квадратичная зависимость от скорости ветра, нормализованное на число Шмидта 600:

$$K_w = K_{600}(Sc/600)^{-0,5}, \quad (2.4.8)$$

$$\text{где } K_{600} = 0,222U_{10}^2 + 0,333U_{10}$$

Минеральный аэрозоль

Минеральный аэрозоль попадает в воздух в результате процесса сальтации, в котором кинетическая энергия, переносимая сальтирующими частицами песка, приводит к эмиссии более мелких частиц. Этот процесс до сих пор недостаточно изучен, поскольку многие факторы потенциально играют определенную роль в определении интенсивности эмиссии минерального аэрозоля. Выделяют всплесковый и квазинепрерывный режимы сальтации (Stout, Zobeck, 1997; Горчаков, Шукуров 2003). В работе (Горчаков и др., 2016) по данным скоростной видеосъемки показано, что на процесс переноса песчинок может влиять сила Сэфмана (поперечная сила, действующая на не нейтрально плавучую частицу в линейном неограниченном потоке для случая сильного сдвига) и электрическая сила.

Однако наиболее важными факторами являются скорость трения ветра, растительный покров, распределение частиц почвы по размерам и содержание влаги в почве. Эти факторы не очень хорошо известны на глобальном масштабе. Существует сложные, но физически обоснованные модели, в которых схему разделяют на три части: сальтационная бомбардировка, распад агрегатов и аэродинамический вынос (Shao, 2008, Klose et al., 2014). Однако они вычислительно более дорогие для климатических моделей. Таким образом, параметризация выбросов минерального аэрозоля как правило, это полуэмпирические выражения, полученные из экспериментов и наблюдений.

Первая параметризация была предложена в (Westphal et al., 1988):

$$F = 22,3 * 10^{-14} D C W G (6,38V)^4, \quad (2.4.9)$$

где D – доля аэрозоля, которая может быть оторвана от поверхности (равно 0,13), C – доля от общего источника аэрозоля, соответствующая классу размеров частиц ($=0,01$ для частиц 0,1-1 мкм; $=0,2$ для частиц 1-10 мкм), W – доля ячейки модели где влажность почвы всегда < 15 мм, G – коррекция на порывистость ветра ($G = 1/(0,499 + 0,013 \exp(21,1/v))$). Данная параметризация используется в модели INMCM48 с предположением, что

«источник мелкой пыли распределен в атмосфере в слое от поверхности до 600 гПа равномерно, а источник крупной пыли распределен в том же слое линейно, с максимумом у поверхности и нулевым значением на 600 гПа» (Володин, Кострыкин, 2007)

Кроме этого, существует параметризация, в которой интенсивность вертикального потока зависит от сальтационного потока (Gillette and Passi, 1988, Ginoux et al. 2001)

$$F = \begin{cases} S s_p U_{10}^2 (U_{10} - U_t) & \text{если } U_{10} > U_t, \\ 0 & \text{иначе} \end{cases}, \quad (2.4.10)$$

где S – функция источника, s_p – доля каждого класса размеров частиц, U_t – пороговая скорость для классов. Рассмотрим подробнее каждую переменную уравнения (2.4.10)

S – вероятность накопления отложений в ячейке сетки в зависимости от окружающего рельефа. В работах (Ginoux et al. 2001, 2004) используется топографическая высота поверхности для указания исходной функции. Таким образом, функция источника S является функцией местоположения и имеет высокие значения во всех основных районах-источниках минерального аэрозоля, таких как Сахара и Сахель в Африке, пустыни Такла-Макан и Гоби в Китае и Монголии, Аравийская пустыня и Великая Песчаная и Великая пустыня Виктория в Австралии.

s_p – 10% от общей массы потока минерального аэрозоля приходится на глинистые частицы, со средним радиусом 0,14 мкм (Tegen and Fung, 1994), 75% - частиц от 2 до 10 мкм и 15% более 10 мкм.

U_t – пороговая скорость ветра в основном определяют адгезионные и когезионные силы (т.е. силы прилипания и сцепления) между частицами, которые являются функцией размера частиц, содержания влаги в почве и плотности частиц. Мелкие частицы, такие как глина, имеют когезионные силы, которые препятствуют подъему, в то время как более крупные частицы

песка (более 20 мкм в диаметре) имеют пороговые скорости, определяемые главным образом их весом (Tegen and Fung, 1994). Влага в почве увеличивает адгезионную силу, уменьшая вероятность отрыва от поверхности. Пороговая скорость ветра вычисляется на основе (Marticorenu and Bergametti, 1995):

$$U_t = \begin{cases} U_{t,0} (1,2 + 0,2 \lg w) & \text{если } w < 0,5 \\ \infty & \text{если } w \geq 0,5 \end{cases} \quad (2.4.11)$$

$$U_{t,0} = 0,0013 \frac{\sqrt{\frac{\rho_p g D_p}{\rho_a}} \sqrt{1 + \frac{6 \cdot 10^{-3}}{\rho_p g D_p^{2,5}}}}{\sqrt{1,928(1331[D_p^{1,56} + 0,38]^{0,092} - 1)}} \quad (2.4.12)$$

где w – влажность почвы, D_p – диаметр частиц, g – гравитационная постоянная, $\rho_a = 0,00125 \frac{\text{г}}{\text{см}^3}$, $\rho_p = 2,65 \frac{\text{г}}{\text{см}^3}$ – плотность воздуха и частиц соответственно. Другая оценка минимальной пороговой скорости для частиц размером 70 мкм в квазинепрерывной сальтации составляет 4,43 м/с, а пороговая скорость ветра для суммарной концентрации сальтирующих частиц 4,96 м/с (Горчаков и др., 2019).

Другие типы аэрозолей

Органический, черный углерод и антропогенный поток сернистого газа в модели INMCM48 задавались из базы данных (Lamarque et al., 2010). В частности, эмиссии черного и органического углерода задаются на основе реконструкции потребления топлива (Bond et al., 2007), учитывающей изменение основных его типов. Так, на биотопливо приходится более половины всех выбросов черного углерода до 1890, уголь доминирует в выбросах с 1880 по 1975 год. Для учета эмиссии от сжигания биомассы используются три набора данных: GICC (Mieville et al., 2010) для 1900-1950 годов, RETRO (Schultz et al., 2008) для 1960-1990 годов и GFEDv2 (van der Werf et al., 2006) для 2000 года, которые включают в себя спутниковые оценки площади пожаров.

Эмиссии антропогенного диоксида серы были оценены с использованием метода восходящего (англ. bottom-up) баланса масс (Smith et al., 2011) по данным кадастров различных стран. Оценки были произведены для следующих источников: сжигание угля, сжигание нефти, переработка и сжигание природного газа, переработка нефти, сжигание биомассы, транспортировка топлива, выплавка металлов, целлюлозно-бумажная промышленность, другие промышленные процессы, и сжигание сельскохозяйственных отходов. Глобальные эмиссии достигли своего пика в начале 1970-х годов и уменьшились к 2000 году, в последние годы они увеличились из-за увеличения выбросов в Китае, международного судоходства и в развивающихся странах в целом.

Таким образом, в модель INMCM48 включен аэрозольный блок, в котором рассчитываются концентрации: мелкой и крупной морской соли и континентальной пыли, сернистого газа, сульфатного аэрозоля, гидрофобного и гидрофильного черного и органического углерода (Володин, Кострыкин, 2016). Учитывается перенос, диффузия, предписанные или рассчитываемые источники, гравитационное оседание и вымывание осадками. Вертикальная диффузия применяется только в пограничном слое.

В модели задано предположение, что все типы частиц имеют логнормальное распределение по радиусу и известными характеристиками. В таблице 2.4.1 представлены заданные средний радиус r_a , мкм эффективный радиус r_{eff} , мкм и плотность частиц ρ , г/см³.

Таблица 2.4.1 Микрофизические характеристики типов аэрозоля, использующиеся в модели INMCM48 (Володин, Кострыкин, 2016)

	Пыль		Соль		Сульфаты	Черный углерод		Орг. углерод	
	мелкая	крупная	мелкая	крупная		гидрофобный	гидрофильный	гидрофобный	гидрофильный
r_a	0,14	1,20	0,44	2,90	0,15	0,02	0,06	0,06	0,06

r_{efj}	0,21	2,37	0,73	6,10	0,24	0,04	0,11	0,11	0,11
ρ	1,6	1,6	2,2	2,2	1,7	1,0	1,0	1,6	1,6

Кроме того, размеры частиц гидрофильного аэрозоля зависят от относительной влажности воздуха (Коерке et al., 1997)

2.4.2. Описание параметризации облачно-аэрозольного взаимодействия в модели ИВМ

Концентрация облачных частиц (N_d), в частности, капель в значительной степени определяется концентрацией и распределением по размерам ядер конденсации (N_{cn}), роль которых играют аэрозольные частицы, в слое под облаком, а также величиной пересыщения на высоте 10-20 м над основанием облака (Rogers and Yau, 1989). Последнее в свою очередь зависит от вертикальной скорости на нижней границе облаков (Pinsky and Khain, 2002). С учетом этих предположений с использованием микрофизической модели облака была получена параметризация в виде регрессионного уравнения (Segal and Khain; 2006):

$$\begin{aligned}
N_d = & b_0 + b_1 \frac{W_{cb} - \bar{W}_{cb}}{\sigma_w} + b_2 \frac{\log(N_{cn}) - \log(\bar{N}_{cn})}{\sigma_{\log(N_{cn})}} + b_3 \frac{W_i - \bar{W}_i}{\sigma_{W_i}} + b_{11} \left(\frac{W_{cb} - \bar{W}_{cb}}{\sigma_w} \right)^2 + \\
& + b_{22} \left(\frac{\log(N_{cn}) - \log(\bar{N}_{cn})}{\sigma_{\log(N_{cn})}} \right)^2 + b_{33} \left(\frac{W_i - \bar{W}_i}{\sigma_{W_i}} \right)^2 + b_{12} \frac{W_{cb} - \bar{W}_{cb}}{\sigma_w} \frac{\log(N_{cn}) - \log(\bar{N}_{cn})}{\sigma_{\log(N_{cn})}} + \\
& + b_{13} \frac{W_{cb} - \bar{W}_{cb}}{\sigma_w} \frac{W_i - \bar{W}_i}{\sigma_{W_i}} + b_{23} \frac{\log(N_{cn}) - \log(\bar{N}_{cn})}{\sigma_{\log(N_{cn})}} \frac{W_i - \bar{W}_i}{\sigma_{W_i}} \quad (2.4.13)
\end{aligned}$$

где W_{cb} – вертикальная скорость на нижней границе облака, σ – стандартное отклонение в распределении, $W_i = \log \sigma_s$, $b_0 (= \bar{N}_d)$, члены с b_i описывают линейные и квадратичные зависимости N_d с факторами. Авторы параметризации отмечают, что зависимость концентрация капель в основании облака от температуры и влажности воздуха довольно слабая, и в большинстве

случаев концентрация аэрозоля является доминирующим фактором, которая ответственна за вариации концентрации капель.

Самый экономичный способ включить в модель не прямые эффекты аэрозолей — это задать связь между концентрацией аэрозольных частиц и количеством облачных капель. Большинство параметризаций основаны на экспоненциальной зависимости количества облачных капель от смеси сульфатного аэрозоля и морской соли (Jones et al., 1994):

$$N_d = \max\{2,75 * 10^8(1 - \exp(-2,5 * 10^{-9}A)), 5 * 10^6\}, \quad (2.4.14)$$

где A – сумма концентрации (м^{-3}) сульфатного аэрозоля и морской соли.

Иногда используют параметризацию только от сульфатного аэрозоля, в частности (Boucher and Lohmann, 1995):

$$N_d = \exp(a_0 + a_1 \ln m_{aer}), \quad (2.4.15)$$

где $a_0 = 5,1$ и $a_1 = 0,41$, m_{aer} – масса сульфатного аэрозоля

Однако сравнения со спутниковыми измерениями показали, что расчет количества облачных капель с использованием данных коэффициентов завышает наблюдаемые значения (Quaas et al., 2006). С помощью регрессии данные коэффициенты были уточнены $a_0 = 4,3$ и $a_1 = 0,3$. Стоит отметить, что результаты были получены на основе измерений свойств аэрозоля с помощью прибора MODIS (Remer et al., 2005) только над акваторией Мирового океана.

В работе (McCoey et al., 2017) авторы, в качестве данных о свойствах аэрозолей, используют реанализ MERRA2 (Molod A. et al., 2015) и результаты проекта AEROCOM II (Kinne et al., 2006). Предложены новые коэффициенты для данной параметризации: $a_0 = 4,86$ и $a_1 = 0,41$. В данном случае концентрация облачных частиц больше, чем в параметризации Quaas et al., 2006 (Рисунок 2.4.1), но меньше, чем в более ранней параметризации.

В качестве другого варианта авторы предлагают использовать в расчетах разные коэффициенты для каждого типа гидрофильного аэрозоля: сульфатного, морской соли, черного углерода, минерального аэрозоля отдельно, используя следующую параметризацию:

$$N_d = \exp(4,1 + 0,31 \ln SO_4 - 0,19 \ln SS + 0,057 \ln BC + 0,031 \ln DU)$$

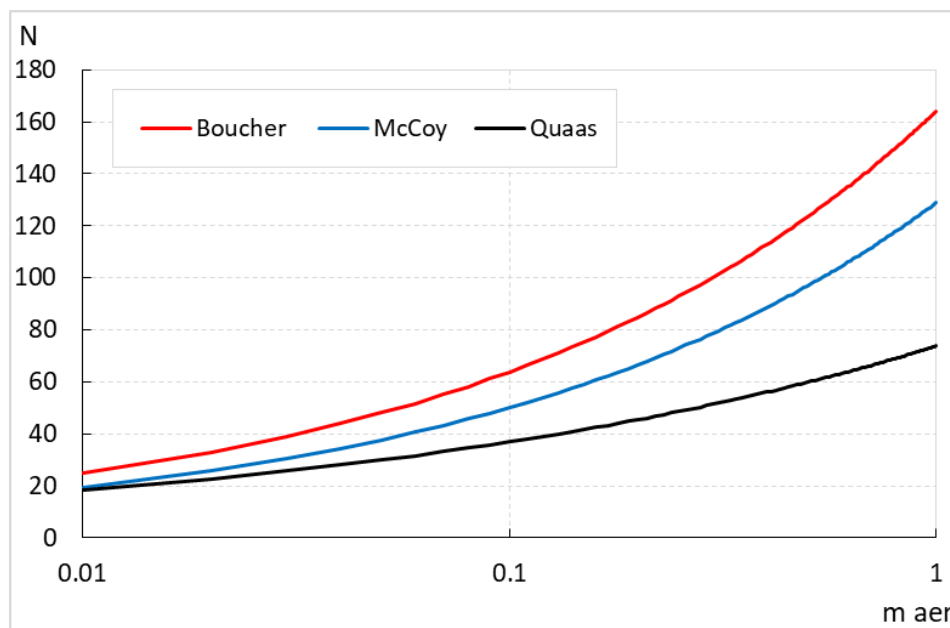


Рисунок 2.4.1 Зависимость концентрации облачных частиц (см^{-3}) от массы аэрозоля по данным Boucher and Lohmann, 1995 (красная линия), Quaas et al., 2006 (черная линия) и McCoy et al., 2017 (синяя линия).

В результате для оценок влияния облачно-аэрозольного взаимодействия на суммарную радиацию нами была взята параметризация McCoy et al., 2017 с учетом только сульфатного аэрозоля. Были внесены изменения в радиационный блок модели INMCM48.

Основные результаты главы 2:

1. Оценено качество восстановления оптических и микрофизических свойств аэрозолей в стандартном алгоритме международной сети AERONET. Показано, что алгоритм фильтрации данных AERONET не позволяет корректно удалять данные измерений при наличии тонких, однородных

облаков. Введен дополнительный критерий фильтрации данных по визуальным наблюдениям за облачностью, для автоматизации процессов разработан программный продукт AEROCLO.

2. В мезомасштабную модель COSMO-Ru включена современная аэрозольная климатология MACv2. Для этого были внесены изменения в программы для подготовки внешних и начальных данных, а также в радиационный блок модели COSMO.

3. Выполнена оценка алгоритма переноса радиации CLIRAD(FC05)-SW с использованием расчетов более точного алгоритма Монте-Карло для широкого диапазона зенитных углов Солнца и аэрозольной оптической толщины. Показано, что погрешность алгоритма не превышает 2% в типичных для Москвы условиях.

4. На основе литературных данных выбраны вычислительно эффективные параметризации облачно-аэрозольного взаимодействия, которые затем применялись при анализе данных.

Глава 3 Анализ качества воспроизведения солнечной радиации в модели COSMO-Ru и оценка радиационных и метеорологических эффектов аэрозоля

3.1. Тестирование воспроизведения солнечной радиации в модели COSMO-Ru по данным радиационного алгоритма CLIRAD(FC05)-SW и по данным измерений

Качество воспроизведения солнечной радиации в модели COSMO-Ru анализировалось с двух позиций:

1. выполнены оценки погрешностей алгоритма расчета радиации при одинаковых заданных начальных условиях (влажность, альbedo, свойства аэрозоля) в сравнении с результатами расчетов по CLIRAD(FC05)-SW;
2. оценены погрешности плотности потока нисходящей коротковолновой радиации при использовании в модели COSMO данных различных аэрозольных климатологий относительно данных измерений и расчетов с использованием алгоритма CLIRAD(FC05)-SW и реальных параметров аэрозоля.

Сравнение результатов расчетов суммарной радиации с данными измерений позволяет оценить совокупную ошибку радиационного блока модели COSMO-Ru.

Для этого было отобрано четыре станции в разных климатических условиях, для них были выбраны дни в теплый период года (в скобках указаны годы измерений AERONET): Метеорологическая обсерватория МГУ (Россия, 2001–2017), Гидрометеорологическая обсерватория (ГМО) Тикси (Россия, 2010–2014), Обсерватория Линденберг (Германия, 2003–2015) и Обсерватория Эйлат (Израиль, 2007-2016) (рисунок 3.1.1). Важно отметить, что для данных метеорологической обсерватории МГУ применяется коррекция измерений AERONET на NO₂ и дополнительный облачный фильтр. Точность восстановления свойств аэрозоля в сети AERONET рассматривались в главе 2.

В работе использовались данные наземных измерений коротковолновой радиации с помощью балансомера CNR4 (фирма Kipp&Zonen) в Метеорологической обсерватории МГУ, пиранометра SMP22 (фирма Kipp&Zonen) обсерватории Линденберг (Германия), ГМО Тикси (пиранометра SMP22) и Обсерватории Эйлат (Израиль) (пиранометр SMP22).

Приборы Kipp&Zonen отличаются высоким классом точности и имеют ряд преимуществ по сравнению со стандартными приборами Ю.Д. Янишевского (Янишевский, 1957), которые приняты на сети актинометрических станций России. Стандартные сетевые актинометрические наблюдения имеют большие допуски погрешности. Допустимая погрешность измерений пиранометра достигает 11 %, актинометра – 4 %, а для суммарной радиации погрешность может достигать 50 Вт/м² при величинах 1000 Вт/м² (Росгидромет, 1997). Главная причина больших — это изменение чувствительности в зависимости от угла падения радиации (отклонение от закона косинуса) и температурная зависимость датчиков. Эта ошибка называется отклонением от закона синуса и может достигать 10–15 %. С помощью поправочных множителей (Янишевский, 1957) можно уменьшить данную ошибку до 2,6 %, однако для используемых в последнее время на сети приборов эта ошибка даже после корректировки может достигать 7 % для рассеянной и 3 % - для прямой радиации (Чубарова и др., 1999).

В отличие от стандартных приборов балансомер Kipp&Zonen CNR4 позволяет проводить измерения всех четырех составляющих радиационного баланса одновременно и в одной точке. Это 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. Поэтому утренние и вечерние измерения при низких высотах Солнца не были использованы в тестировании.

Для балансомера Kipp&Zonen CNR4 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 – $\pm 1 \text{ Вт/м}^2$, которые учитывались в процессе обработки. Прибор отличается маленькой косинусной ошибкой (до 1 %), и высокой надежностью измерений в различных погодных условиях. Погрешность установки прибора достигает 0,5 градуса, это в свою очередь может приводить к ошибкам измерения суммарной радиации до 9 Вт/м^2 . Таким образом у балансомера Kipp&Zonen CNR4 суммарная погрешность измерений на 7–9 % меньше, чем у стандартных актинометрических приборов и составляет менее 20 Вт/м^2 (при 1000 Вт/м^2). Пиранометр SMP22 имеет более высокий класс точности, и суммарная погрешность измерений коротковолновой радиации составляет менее 10 Вт/м^2 .



Рисунок 3.1.1 Расположение выбранных станций (<https://earth.google.com/web/>).

Для тестирования аэрозольных климатологий использовалась версия COSMO-Ru с сеткой 1 км, для сравнения выбирался ближайший к месту наблюдения узел. Были отобраны дни, когда облачность отсутствовала не менее 5 часов как по визуальным данным на станциях, так и по модельным

данным, в результате выбрано 8 дней для МО МГУ, 5 дней для обсерватории Линденберг (см. таблицу 3.1.1), 3 дня для Обсерватории Эйлат и 2 дня для ГМО Тикси. Изначально, для Тикси было отобрано 4 дня, однако по расчетам модели COSMO-Ru для двух дней образовывалась плотная нижняя облачность и эти дни были исключены из анализа.

Таблица 3.1.1 Метеорологические условия на станциях в выбранные для сравнений дни, а также значения АОТ 500 нм по данным AERONET и различным аэрозольным климатологиям

День	Часы	Альбедо	Влагосодержание, см	АОТ 550 нм		
				AERONET	TEGEN	MACv2
МО МГУ						
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
Обсерватория Линденберг						
19.03.15	6	0,18	0,40	0,14	0,32	0,22
20.04.15	5	0,17	0,93	0,07	0,33	0,24
05.06.15	7	0,16	1,40	0,07	0,34	0,21
02.07.15	14	0,16	1,93	0,09	0,33	0,25
12.10.15	7	0,17	0,45	0,11	0,27	0,25
Обсерваторий Эйлат						
06.02.17	7	0,20	0,89	0,09	0,08	0,13
19.02.17	7	0,20	0,89	0,09	0,08	0,16
07.05.17	5	0,22	1,02	0,09	0,12	0,34

ГМО Тикси						
25-26.08.13	5	0,16	0,89	0,03	0,05	0,06
30-31.07.14	6	0,18	1,57	0,97	0,05	0,07

В расчетах использовалась уточненная величина солнечной постоянной $S_0 = 1360,8 \text{ Вт/м}^2$, полученная по данным SORCE (Kopp G., Lean J. L, 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 Tegen (COSMO_Tegen) и климатологии аэрозолей MACv2 (COSMO_MACv2) доступны 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, влагосодержание, аэрозольную оптическую толщину и альbedo однократного рассеяния, которые были получены в модели COSMO-Ru. AOT 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 алгоритму CLIRAD(FC05)-SW с использованием реальных значений атмосферных характеристик по данным наблюдений (CLIRAD_real). Обозначения конфигурации начальных данных модели приведены в табл. 3.1.2.

Таблица 3.1.2 Используемые входные параметры в различных экспериментах

Конфигурация	AOT	Влагосодержание	Альbedo
CLIRAD_real	AERONET	AERONET	CNR4

CLIRAD_Tegen	Tegen,1997	COSMO-Ru	COSMO-Ru
CLIRAD_MACv2	MACv2, 2019	COSMO-Ru	COSMO-Ru
COSMO_Tegen	Tegen,1997	COSMO-Ru	COSMO-Ru
COSMO_MACv2	MACv2, 2019	COSMO-Ru	COSMO-Ru

Относительная погрешность расчетов вычислялась следующим образом:

$$e\% = \frac{F - F_0}{F_0} 100\%, \quad (3.1)$$

где F_0 – измеренная плотность потока нисходящей коротковолновой радиации, F – модельная плотность потока нисходящей коротковолновой радиации.

3.1.1 Пример сравнительного анализа расчетных и измеренных величин суммарной радиации у поверхности земли в МОМГУ 4.07.2015

Для примера приведем анализ 4 июля 2015 года для Метеорологической обсерватории МГУ. Данный день отличается наибольшей по продолжительности расположения Солнца выше линии закрытости горизонта – с 4 до 16 часов UTC. В полдень высота Солнца достигла 57 градусов. В течение дня по данным наблюдений и результатам моделирования отсутствовала облачность. В течение дня происходил рост АОТ с 0,05 в 3 UTC до 0,1 в 10 UTC (рисунок 3.1.2), однако данное содержание значительно ниже медианных оценок для июля $AOT_{550_{med}} = 0,19$. Влагосодержание $W = 2,16$ см соответствовало медианным оценкам для данного месяца $W_{med} = 2,17$ см

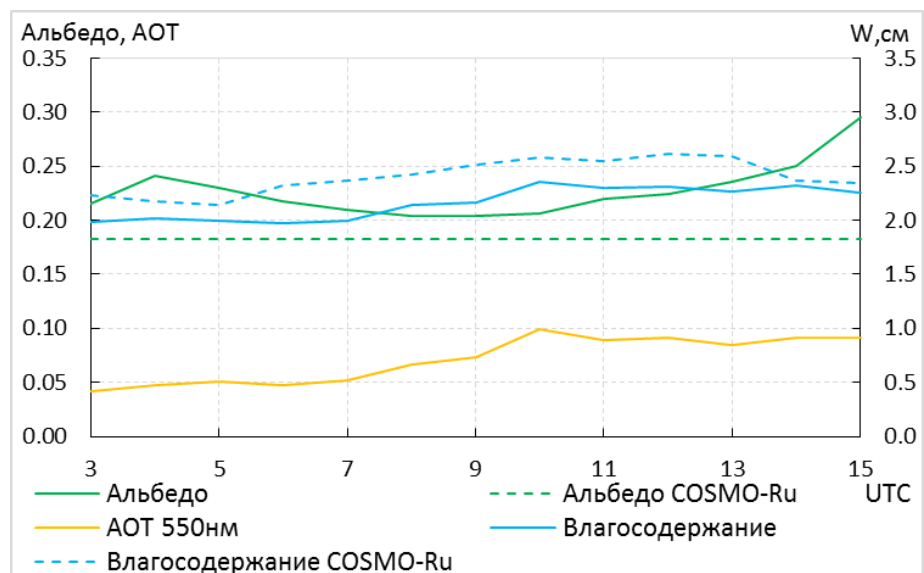


Рисунок 3.1.2 Аэрозольная оптическая толщина на длине волны 550 нм, влагосодержание воздуха и альbedo поверхности по данным измерений и данным COSMO-Ru 4 июля 2015 года для МО МГУ.

Модель COSMO-Ru завышает расчет влагосодержания, средняя погрешность составляет 0,24 см (11,3 %). Альbedo поверхности в модели COSMO-Ru занижается в среднем на 4,4 %. Для примера, на рисунке 3.1.3 показаны расчеты суммарной радиации с 7 до 12 UTC, результаты для всего дня представлены в таблице 3.1.3.

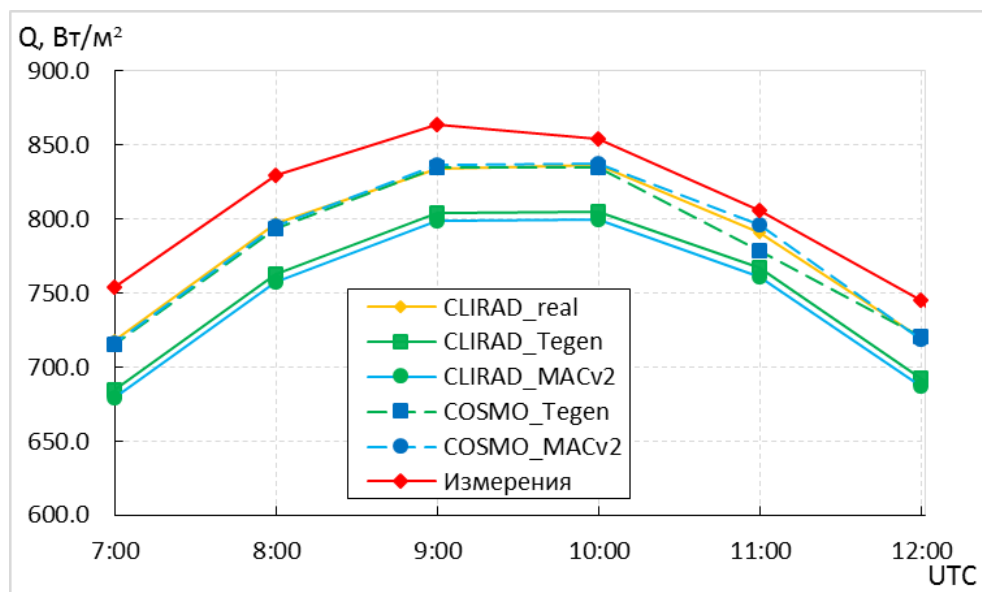


Рисунок. 3.1.3 Суммарная коротковолновая радиация по результатам измерений и моделирования за 4 июля 2015 года для МО МГУ.

Таблица 3.1.3. Аэрозольная оптическая толщина, влагосодержание и суммарная коротковолновая радиация Q (Вт/м²) по данным измерений и расчетов 4 июля 2015 года МО МГУ

Время	AOT550	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 рисунке 3.1.2 видно, что расчеты по алгоритму CLIRAD(FC05)-SW с использованием данных измерений отличаются наименьшей погрешностью 27,4 Вт/м² (-4,2 %). Использование аэрозольных климатологий Tegen и MACv2 вместо данных измерений в алгоритме CLIRAD(FC05)-SW приводит к сильному занижению суммарной радиации вследствие завышения AOT по сравнению с данными наблюдений (см таблицу 3.1.3), погрешность составляет -57,7 Вт/м² (-8,9 %) и -63,1 Вт/м² (-9,7 %) соответственно. Однако стоит заметить, что расчеты модели COSMO-Ru практически совпадают

с результатами расчетов CLIRAD_real (-27,4 Вт/м² (-4,2 %)), для варианта COSMO_Tegen -30,8 Вт/м² (-3,5 %), COSMO_MACv2 -28,0 Вт/м² (-3,4 %).

3.1.2 Общие закономерности, полученные для безоблачных условий для различных географических регионов

Средние значения погрешностей для всех выбранных дней по станциям представлены в таблице 3.1.4. Для Тикси было обнаружено сильное влияние дымового аэрозоля, поэтому результаты расчетов по этой станции не учтены в суммарных оценках.

Таблица 3.1.4 Средняя по всем выбранным дням абсолютная и относительная погрешность расчетов суммарной коротковолновой радиации CLIRAD(FC05)-SW и COSMO-Ru по сравнению с данными измерениями.

Конфигурация	МО МГУ		Линденберг		Эйлат		Тикси	
	Вт/м ²	%	Вт/м ²	%	Вт/м ²	%	Вт/м ²	%
CLIRAD_real	-16,7	-2,7	-6,4	-1,4	12,7	1,0	-18,5	-5,8
CLIRAD_Tegen	-37,8	-6,7	-38,4	-8,3	-2,8	-1,4	36,3	9,6
CLIRAD_MACv2	-36,2	-6,4	-37,1	-8,1	-1,3	-1,3	35,9	9,5
COSMO_Tegen	-13,6	-2,5	-9,4	-2,0	12,0	0,8	56,6	16,5
COSMO_MACv2	-10,2	-1,9	-11,6	-2,4	8,2	0,2	60,2	17,8

Рассмотрим результаты сравнений расчетов по алгоритму CLIRAD(FC05)-SW с различными аэрозольными климатологиями (рисунок 3.1.4) по сравнению с данными измерений.

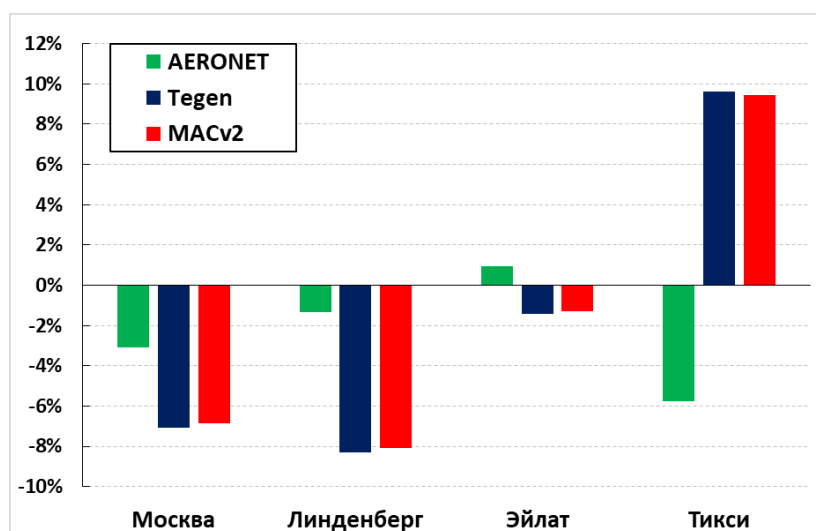


Рисунок 3.1.4. Относительные ошибки расчетов суммарной коротковолновой радиации CLIRAD(FC05)-SW с использованием данных измеренных аэрозольных характеристик и данных по климатологиям Tegen и MACv2 по сравнению с данными измерений.

Наименьшие отклонения в расчете суммарной радиации получены при использовании данных измерений сети AERONET и составили $-2,7\%$ ($-16,7$ Вт/м²) для МО МГУ, $-1,4\%$ ($-6,4$ Вт/м²) для обсерватории Линденберг и $1,0\%$ ($12,7$ Вт/м²) для Эйлата. Для Эйлата наблюдается изменение знака отклонений, которое связано, скорее всего, с более близким расположением станции AERONET к морю, где наблюдаются меньшие значения АОТ, чем над территорией измерения потоков радиации, которая расположена вдали от морского побережья (на 45 км).

При использовании в расчетах суммарной радиации аэрозольных параметров по данным аэрозольных климатологий погрешности расчетов возрастают. Наиболее сильные различия наблюдаются для Москвы и Линденберга, для которых погрешность по сравнению с расчетами по данным AERONET возрастает более чем на 4%. При этом можно отметить некоторое уменьшение погрешности расчетов при использовании климатологии MACv2 по сравнению с климатологией Tegen ($-6,8\%$ для Москвы и $-8,1\%$ для Линденберга). Для Тикси расчеты с использованием данных AERONET имеют

противоположный знак, относительно расчетов с данными аэрозольных климатологий. Данный эффект связан с наличием дымового аэрозоля. Например, 31 июля 2014 года для Тикси наблюдались значения АОТ 500 нм от 0,77 в 00 UTC до 1,57 в 6 UTC, при этом АОР на 440 нм равнялось 0,88. Обратные 96-ти часовые обратные траектории по модели HYSPLIT на высоту 500м начинаются в зоне пожаров за 20-31 июля 2014 года по данным MODIS коллекции 6.1 из архива FIRMS (Justice et al., 2011). Также по сводкам с метеостанции Тикси отмечалось ухудшение видимости из-за дыма, например, от лесных пожаров.

Отметим, что выбранный алгоритм переноса радиации CLIRAD(FC05)-SW при высоких значениях АОТ имеет большие погрешности расчета (см. рис.2.3.1), что не дает возможности провести корректные сравнения. При этом модельные расчеты с использованием данных аэрозольных климатологий с величинами АОТ не более 0,07 приводят к сильному завышению результатов расчетов (рисунок 3.1.5).

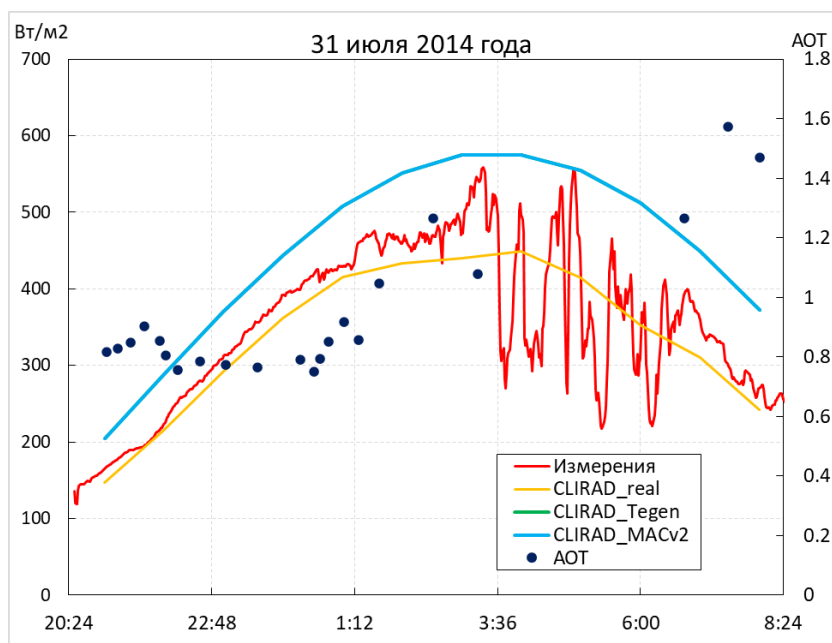


Рисунок 3.1.5. Суммарная радиация в Тикси по данным измерений (красная линия) и по расчетам алгоритма CLIRAD(FC05)-SW при использовании данных AERONET, аэрозольных климатологий MACv2 и Tegen. Значения АОТ на 500 нм по данным AERONET. 31 июля 2014 года

Данный случай также был подробно рассмотрен в работе (Журавлева и др., 2019), в которой было показано, что при наличие дымового аэрозоля увеличивается поглощение радиации в столбе от 1,8 до 49,3 Вт/м²

Таким образом наличие дымового аэрозоля не позволяет оценить точность радиационных расчетов выбранных алгоритмов для обсерватории Тикси.

Проведение расчетов при использовании одинаковых параметров в радиационном блоке COSMO-Ru и в CLIRAD(FC05)-SW позволило оценить погрешность самого радиационного алгоритма модели COSMO. На рисунке 3.1.6 и в таблице 3.1.3 показаны абсолютные и относительные погрешности расчета суммарной радиации для всех выбранных случаев.

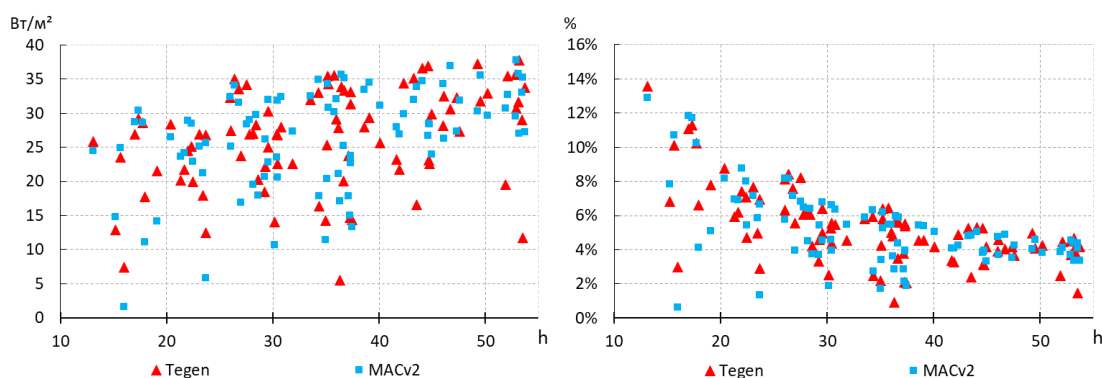


Рисунок 3.1.6 Абсолютная (слева) и относительная (справа) погрешность алгоритма расчета суммарной радиации в модели COSMO-Ru относительно алгоритма CLIRAD(FC05)-SW при одинаковых заданных аэрозольных параметрах, влагосодержании и альбедо поверхности для различных высот Солнца.

Получено, что радиационный блок COSMO-Ru завышает расчет суммарной радиации в среднем на 4,8 % из-за плохого учета континуального поглощения водяным паром (Chubarova et al., 2018). При уменьшении высоты Солнца относительная погрешность увеличивается до 9% (таблица 3.1.5).

Таблица 3.1.5. Погрешность расчета суммарной радиации в радиационном алгоритме модели COSMO относительно алгоритма CLIRA(FC05)-SW при разной высоте Солнца, Вт/м² (в скобках дана относительная погрешность).

Ясное небо

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 (4,2%)	30,0 (4,4%)
40-50	28,5 (4,9%)	25,5 (4,1%)
>50	29,5 (3,9%)	25,4 (3,6%)

3.2 Аэрозольные характеристики по данным климатологии MACv2 и Tegen и их радиационные эффекты для территории Евразии².

Рассмотрим более подробно особенности аэрозольных характеристик и их радиационные эффекты у поверхности Земли на территории Евразии по данным аэрозольных климатологий Tegen и MACv2 с помощью радиационного алгоритма CLIRAD-SW (см. Главу 2).

3.2.1. Пространственные особенности распределения аэрозольных характеристик в климатологиях MACv2 и Tegen

Сравнение наиболее важных аэрозольных характеристик (аэрозольной оптической толщины и альbedo однократного рассеяния) по данным климатологий MACv2 и Tegen приведено на рисунке 3.2.1.

² Раздел подготовлен на основе статьи Полюхов А. А. Чубарова Н.Е., Блинов Д.В., Тарасова Т.А., Макштас А.П., Мускател Х. Радиационные эффекты аэрозоля различных типов для территории Евразии по данным измерений и модельных расчетов //Метеорология и гидрология. – 2019. – №. 9. – С. 5-16.

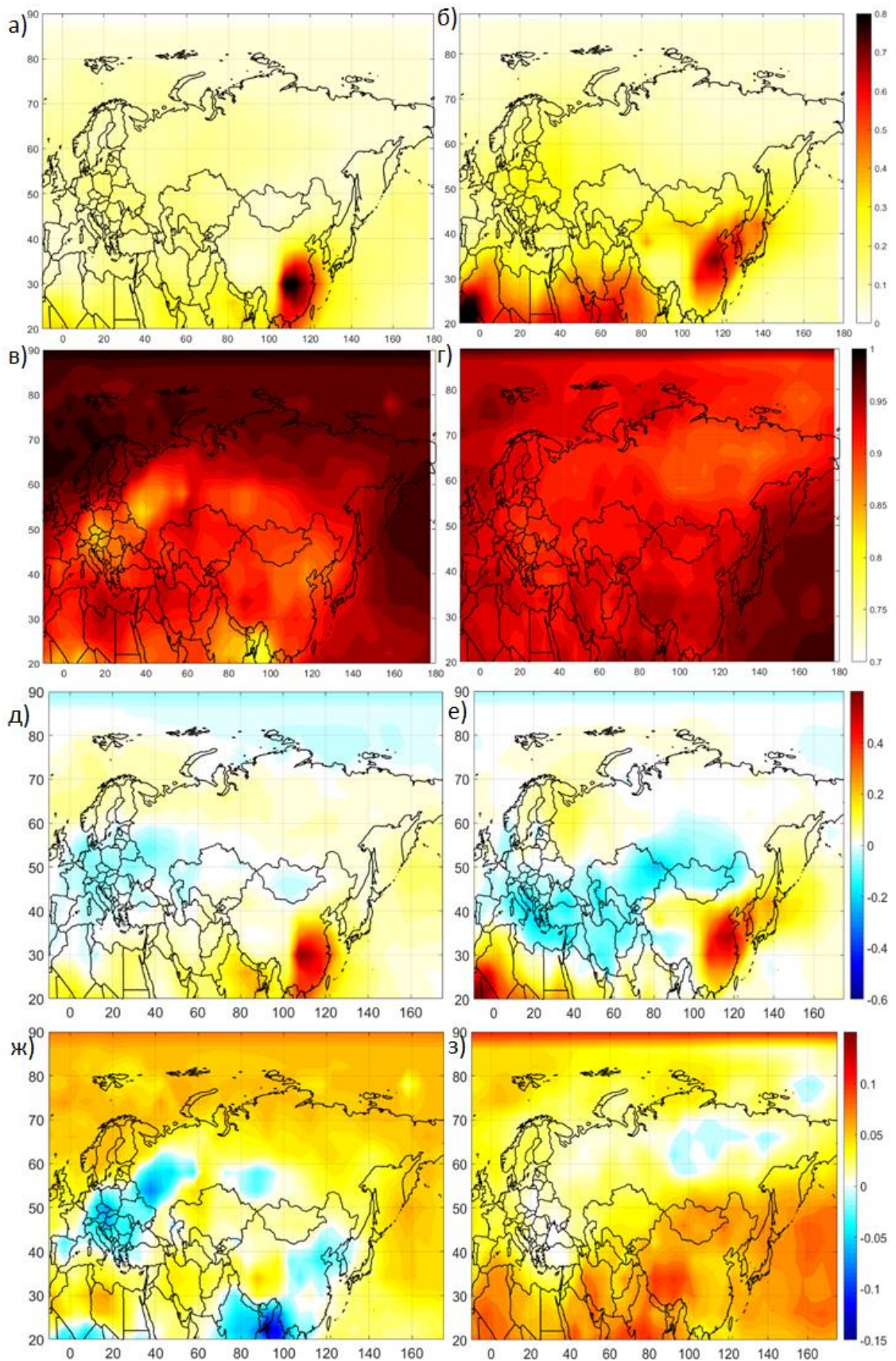


Рисунок 3.2.1 Распределение аэрозольной оптической толщины (а,б) и альbedo однократного рассеяния (в,г) по данным климатологии MACv2. Разность

значений АОТ (д,е) и АОР (ж,з) по данным климатологий MACv2 и Tegen. Для января (а,в,д,ж) и июля (б,г,е,з)

В климатологии MACv2 учитываются современные уровни выбросов антропогенного аэрозоля поэтому по сравнению с климатологией Tegen АОТ на 500 нм уменьшилось на 0,1. Уменьшилось также альbedo однократного рассеяния в районах наиболее сильного загрязнения Центральной и Восточной Европы. Особенно ярко различия выражены в январе во время отопительного сезона. По данным климатологии MACv2 для данной территории альbedo однократного рассеяния составляет порядка 0,8, что на 0,05 – 0,1 меньше, чем по данным климатологии Tegen. Следует отметить, что в климатологии MACv2 были учтены современные эмиссии антропогенного аэрозоля. Особенно ярко это выражено на территории восточного Китая. Увеличение аэрозольной оптической толщины на данной территории в течение года составляет около 0,5, а максимальные – 0,8. В среднем по Евразии аэрозольная оптическая толщина увеличилась на 0,1, а альbedo однократного рассеяния увеличилась на 0,05.

3.2.2 Пространственные различия в расчете суммарной радиации за счет использования разных аэрозольных климатологий.

Для оценки изменения солнечной радиации при использовании климатологии MACv2 с помощью алгоритма CLIRAD(FC05)-SW были рассчитаны максимальные значения суммарной коротковолновой радиации при использовании обеих аэрозольных климатологий и проведено их сравнение. Альbedo поверхности при этом задавалось по данным модели ИВМ РАН (Володин и др., 2010), высота Солнца соответствовала истинному полудню 15-ого числа месяца.

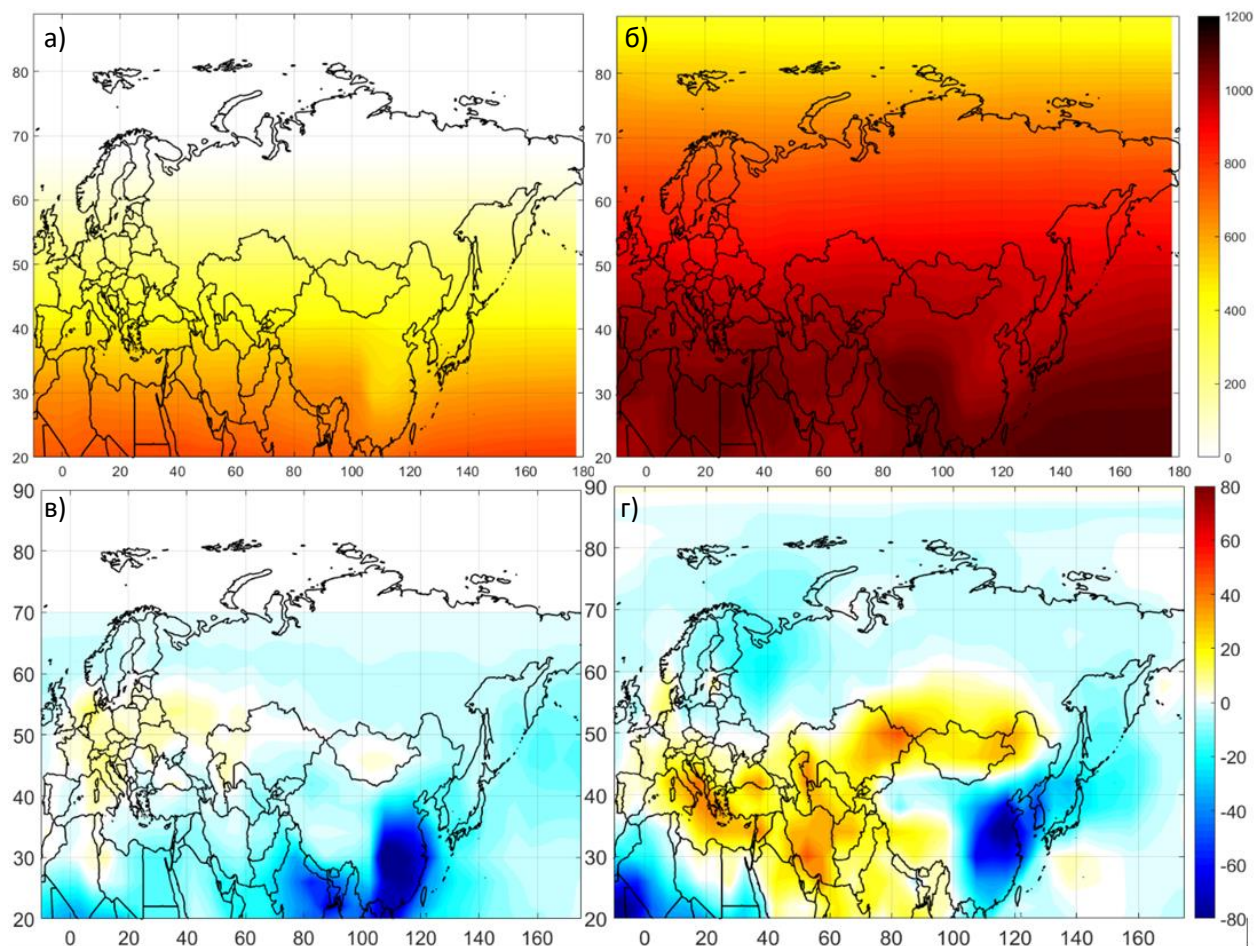


Рисунок 3.2.2. Значения суммарной коротковолновой радиации ($\text{Вт}/\text{м}^2$) (а,б) при использовании климатологии MACsv2 для января (а,в) и июля (б,г). Разность значений суммарной радиации при использовании климатологий MACsv2 и Tegen (в, г)

Как видно из рисунка 3.2.2, при использовании климатологии MACsv2 в январе наблюдается уменьшение суммарной коротковолновой радиации на большей части Евразии на $5\text{--}10 \text{ Вт}/\text{м}^2$, что для северных территорий достигает 10% от суммарной радиации в полдень. В то же время, вследствие уменьшения аэрозольной оптической толщины в январе над территорией Европы наблюдается увеличение суммарной радиации на $10\text{--}20 \text{ Вт}/\text{м}^2$ (на 2–3 %). Самые большие различия в величине суммарной радиации наблюдаются на территории Китая, до $-80 \text{ Вт}/\text{м}^2$, что составляет более 15% в январе и более 5% в июле. Также стоит обратить внимание на увеличение суммарной радиации

на 10-30 Вт/м² в июле над территориями Средиземноморья, Ближнего и Среднего Востока.

Таким образом, за счет значительных отличий аэрозольной климатологии MACv2 от климатологии Tegen существенно изменяются оценки суммарной радиации у поверхности Земли.

3.2.3 Сопоставление многолетних результатов наблюдений и данных аэрозольных климатологий

Сравнение климатологий аэрозолей между собой не позволяет сделать вывод о преимуществе климатологии MACv2 по сравнению с климатологией Tegen. Необходимо провести оценку качества климатологий по многолетним данным измерений. Для этого были проведены сравнения аэрозольных характеристик атмосферы с измерениями Метеорологической обсерватории МГУ; Гидрометеорологической обсерватории Тикси; Обсерватории Линденберг и Обсерватории Эйлат (Израиль). Данные измерений аэрозольной оптической толщины и альbedo однократного рассеяния и их сравнение с данными климатологий приведены на рисунке 3.2.3. Влияние фактора асимметрии индикатрисы рассеяния не рассматривалось, поскольку этот аэрозольный параметр не так сильно влияет на радиацию, в отличие от АОТ и АОР.

Как видно из рисунка 3.2.3, по данным AERONET для Москвы характерны два максимума АОТ в апреле и июле – августе. Для обсерватории Линденберг летний максимум проявляется в годовом ходе слабее. Указанные максимумы связаны с увеличением эмиссии аэрозоля (с открытой после схода снежного покрова поверхности в апреле) или увеличением генерации вторичного аэрозоля, которая наблюдается в летние месяцы. Минимумы обусловлены либо адвекцией арктического воздуха (Абакумова, Горбаренко 2008; Chubarova et al., 2011), либо усиленным влажным осаждением аэрозоля (Chubarova, 2009).

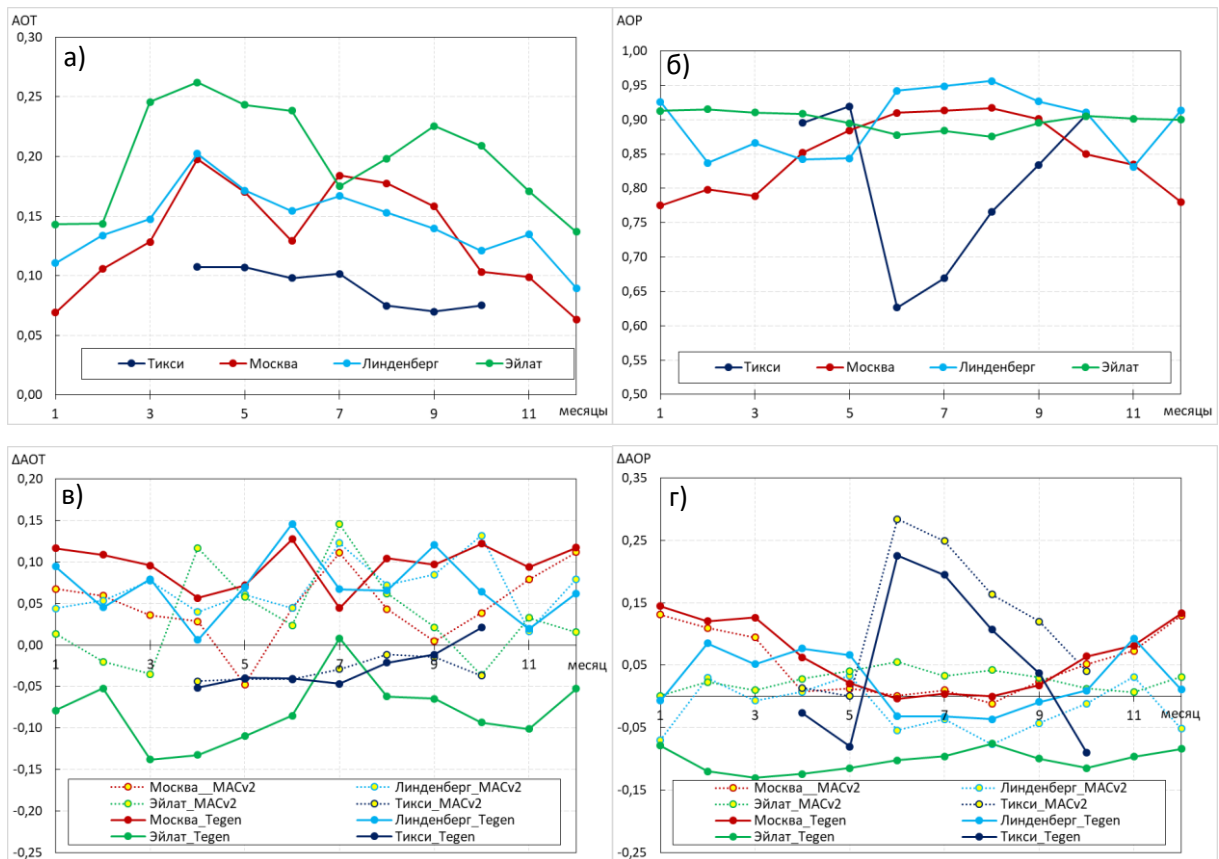


Рисунок 3.2.3. Годовой ход AOT (а) и AOP (б) по данным сети AERONET и их разности (в) и (г) относительно данных измерений для 550нм для аэрозольных климатологий Tegen и MACv2.

Климатология MACv2, в отличие от климатологии Tegen, воспроизводит годовой ход AOT: имеются 2 максимума и 2 минимума как для МО МГУ, так и для обсерватории Линденберг. Однако обе климатологии завышают (более чем на 0.08) AOT зимой по сравнению с реальными данными. При этом среднегодовые значения AOT по данным климатологии MACv2 на 0.05 меньше, чем AOT по данным климатологии Tegen для МО МГУ и совпадают для обсерватории Линденберг. Обе климатологии хорошо воспроизводят альбеда однократного рассеяния в летний период для Москвы и Линденберга: ошибка не превышает величины 0,03. Однако для МО МГУ наблюдается сильное завышение AOP в зимний период (более 0,1).

Исходя из вышесказанного, можно сделать вывод, что для территории Европы новую климатологию аэрозолей MACv2 можно с большой достоверностью использовать для теплого сезона (за исключением июля), однако для зимних месяцев требуется уточнение величин аэрозольной оптической толщины и альbedo однократного рассеяния.

Для Эйлата также характерны два ярко выраженных максимума аэрозольной оптической толщины – в апреле и в конце лета (Floutsis et al., 2016). Пик в апреле является результатом переноса пыли с севера Африки циклоническими образованиями (Flaounas et al., 2015). Летний пик связан с влиянием трех различных факторов. Первый из них – недостаток осадков, так как июль-август отличаются значениями осадков, на 75% меньшими по сравнению с зимними месяцами; второй – усиление генерации вторичного аэрозоля (Kanakidou et al., 2011); третий - адвекция антропогенного аэрозоля с севера - северо-запада, из Центральной Европы и России, особенно при условии горения биомассы в этих регионах (Amiridis et al., 2010).

Климатология MACv2 отражает основные особенности годового хода АОТ для Эйлата (разность среднегодовых значений АОТ составляет менее 0.03). Климатология Tegen сильно занижает значения АОТ в течение всего года. Не воспроизводится весенний пик, летний пик занижен на 0.07. Разность среднегодовых значений АОТ составляет 0.08. Для обеих климатологий характерно смещение летне-осеннего пика АОТ на июль. Для Эйлата климатология Tegen сильно занижает значения АОР в течение всего года, в среднем за год на 0.09, климатология MACv2, наоборот, несколько завышает значения АОР, в среднем на 0.03. Можно сделать вывод, что для минерального аэрозоля, характерного для Ближнего Востока, новая климатология значительно лучше описывает аэрозольную оптическую толщину и альbedo однократного рассеяния.

Для арктического типа аэрозоля имеет место занижение АОТ в течение теплого сезона, в среднем на величину 0,05 по обеим климатологиям, и

завышение значений AOP, на 0.14 и 0.06 при использовании климатологий Tegen и MACv2, соответственно. Средние значения AOP для теплого сезона: AERONET – 0.78, Tegen – 0.86, MACv2 – 0.92. Для Арктики обе климатологии показывают схожие результаты.

3.2.4 Погрешности расчетов солнечной коротковолновой радиации за счет использования различных аэрозольных климатологий.

С помощью алгоритма CLIRAD(FC05)-SW были выполнены оценки суммарной коротковолновой радиации при использовании аэрозольных климатологий Tegen, MACv2 и среднемесячными значениями AOT, AOP и ФАИ по данным AERONET. Оценки были получены для полуденной высоты солнца 15-ого числа каждого месяца. Альbedo поверхности и влагосодержание при расчетах задавались по среднемесячным данным AERONET

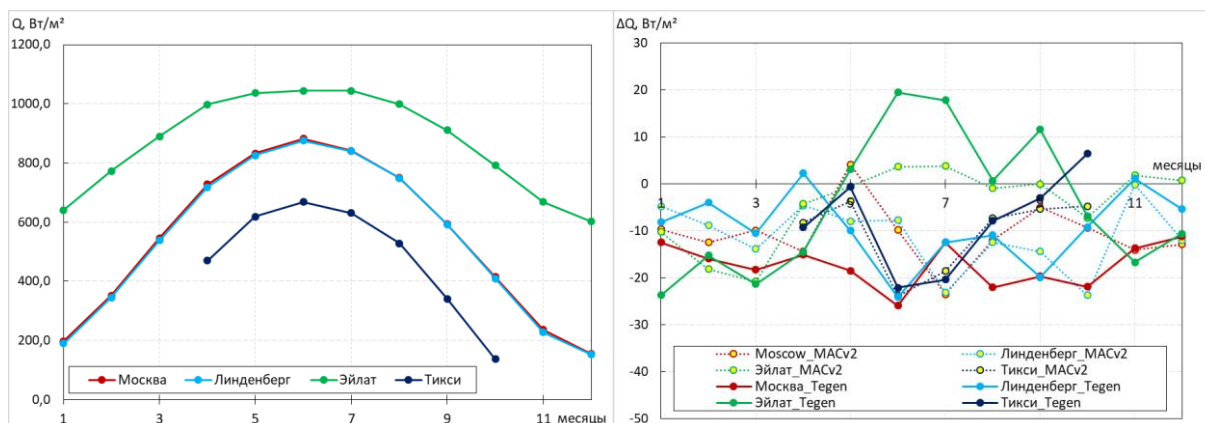


Рисунок 3.2.4. Значения суммарной коротковолновой радиации (Вт/м²) при использовании данных AERONET (слева) и разности величин суммарной коротковолновой радиации, рассчитанных при использовании климатологий Tegen и MACv2, и по данным AERONET (справа).

Как видно из рисунка, для МО МГУ в большинстве месяцев расчеты с использованием климатологии MACv2 значительно точнее по сравнению с другими месяцами: погрешность по сравнению с расчетами по Tegen меньше

на 10-15 Вт/м². Однако для июля наблюдается увеличение погрешности относительно расчетов с Tegen на 11,1 Вт/м². В среднем за год климатология MACv2 позволяет улучшить расчет суммарной радиации в МО МГУ на 6,5 Вт/м², однако из-за большой амплитуды ошибок (от 4,2 Вт/м² в мае до -23,5 Вт/м² в июле) стандартное отклонение погрешности увеличилось с 4,6 Вт/м² до 6,4 Вт/м².

Для обсерватории Линденберг по данным климатологии Tegen наблюдаются несколько меньшие погрешности расчетов суммарной радиации (на 1,9 Вт/м²), однако стандартное отклонение при использовании климатологии MACv2 уменьшается с 7,6 до 7,1 Вт/м².

Для Эйлата видно значительное уменьшение погрешности расчета в теплый период (с апреля по сентябрь) и составляет 9,5 Вт/м². В холодный период года погрешность оценки суммарной радиации по данным обеих климатологий возрастает, однако расчеты с использованием климатологии MACv2 показывают меньшие погрешности (-15,8 Вт/м² для Tegen, -9 Вт/м² для MACv2).

Расчёты для Тикси показывают, что для данной точки между климатологиями нет существенных различий (менее 2 Вт/м²). Только для октября наблюдается значимая разность между расчётами суммарной радиации (11,2 Вт/м²). При этом климатология MACv2 показывает лучшие результаты.

3.3 Оценки температуры воздуха и ее изменений в модели COSMO-Ru за счет использования различных аэрозольных климатологий³

³ Раздел подготовлен на основе статьи Полюхов А. А., Блинов Д. В. Оценка влияния учета аэрозолей на прогноз температуры по данным модели COSMO-Ru //Метеорология и гидрология. – 2021. – №. 1. – С. 29-39.

3.3.1 Описание методики проведения экспериментов.

Численные эксперименты с применением модели COSMO-Ru проводились для Европы и Европейской территории России (ЕТР) с прилегающими регионами (область 30-80° с.ш., 0-60° в.д.) с горизонтальным шагом сетки примерно 13 км и 40 уровнями по вертикали на 24 часа с интервалом интегрирования 120 секунд (Ривин Г. С. и др., 2019). Прогноз рассчитывался для центральных месяцев всех сезонов (январь, апрель, июль, октябрь) 2017 года. В качестве граничных и начальных условий были использованы данные глобальной модели ICON (Zängl et al., 2015). Вычисления проводились на суперкомпьютере ГВЦ Росгидромета CRAY-XC40. Стоит отметить, что эксперименты проводились по технологии оперативного прогноза погоды.

Было проведено 3 серии экспериментов с различными аэрозольными климатологиями Tanre, Tegen и MACv2. Для оценки качества расчетов температуры воздуха применялись методы стационарной верификации (Wilks, 2011). Использовались наблюдения за температурой воздуха на уровне 2 м из сводок SYNOP, на уровнях 500 и 850 гПа из сводок TEMP, которые получены из баз данных Гидрометцентра России. Сопоставление («спаривание») моделируемых и наблюдаемых значений проводилось путем интерполяции результатов по методу «ближайшего соседа». Другими словами, находился узел ближайший по расстоянию к точке расположения станции, с которым и проводилось сравнение значений. Контроль данных заключался в отбрасывании пар, разность которых превышала по модулю 15° для приземных значений и 25° для данных в свободной атмосфере (Wilks D. S, 2011). В свободной атмосфере используется более мягкий фильтр из-за того, что данных с аэрологических зондов очень мало и каждое их измерение представляют большую ценность.

Полигоны верификации (выборки станций) были выбраны исходя из географической обусловленности: Москва, Центральная Россия, Южная Европа, Ближний Восток.

3.3.2 Влияние аэрозоля на температуру воздуха по данным расчетов

Для каждого из рассматриваемых месяцев по всем срокам были рассчитаны среднемесячные значения приземной температуры воздуха. Оценки были проведены относительно эксперимента с использованием климатических данных Tanre (рисунок 3.3.1). Изменение температуры воздуха на 2 метрах имеет разный знак над сушей и над морем. На суше приземная температура увеличивается вследствие увеличения суммарной радиации из-за уменьшения аэрозольного загрязнения. Изменения достигают 1°C над территорией Африки и Ближнего Востока. Над акваторией Мирового океана температура воздуха на 2 метрах зависит прежде всего от температуры поверхности океана, которая задается из глобальной модели и принимается постоянной. Незначительное уменьшение диагностической температуры на 2 метрах является следствием уменьшения поглощения суммарной радиации на нижнем модельном уровне. Аналогичные выводы были получены по результатам анализа данных, полученных по модели ALADIN-HIRLAM (Toll et al., 2016).

Эффект понижение температуры зависит от высоты, и в нижней тропосфере (850 гПа) достигает $0,2^{\circ}\text{C}$, а в средней тропосфере (500 гПа) превышает $0,4^{\circ}\text{C}$ для MACv2 (рисунок 4.4.2). Однако в горной местности влияние поверхности остается значительным для гор Турции и Ирана наблюдается увеличение температуры на $0,3-0,4$ градуса.

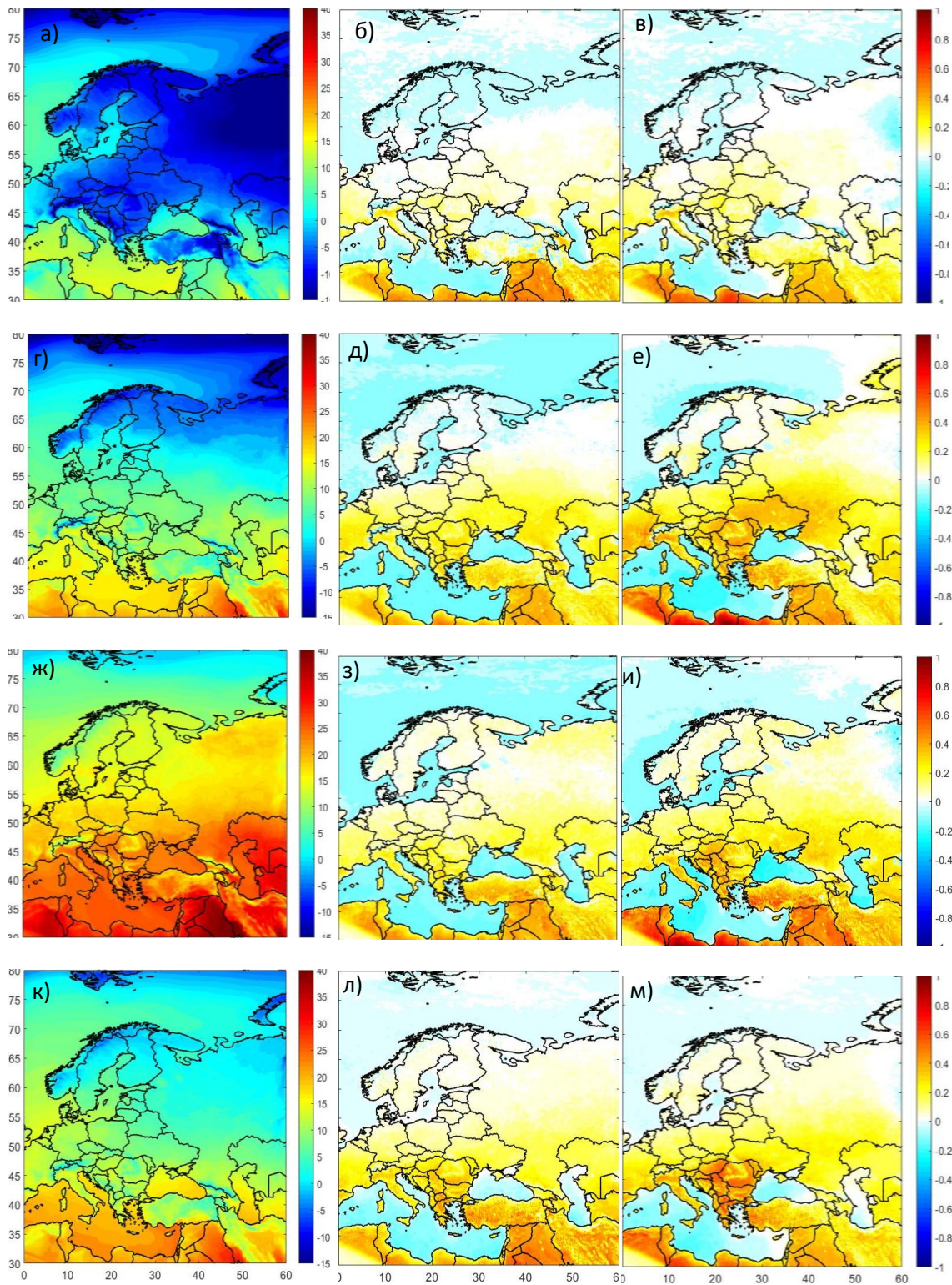


Рисунок 3.3.1. Среднемесячные значения температуры воздуха на 2 метрах для января (а, б, в), апреля (г, д, е), июля (ж, з, и) и октября (к, л, м) с использованием климатических данных Tanre (а, г, ж, к),

разность температуры воздуха на 2 метрах Tegen минус Tanre (б, д, з, л) и МАСv2 минус Tanre (в, е, и, м).

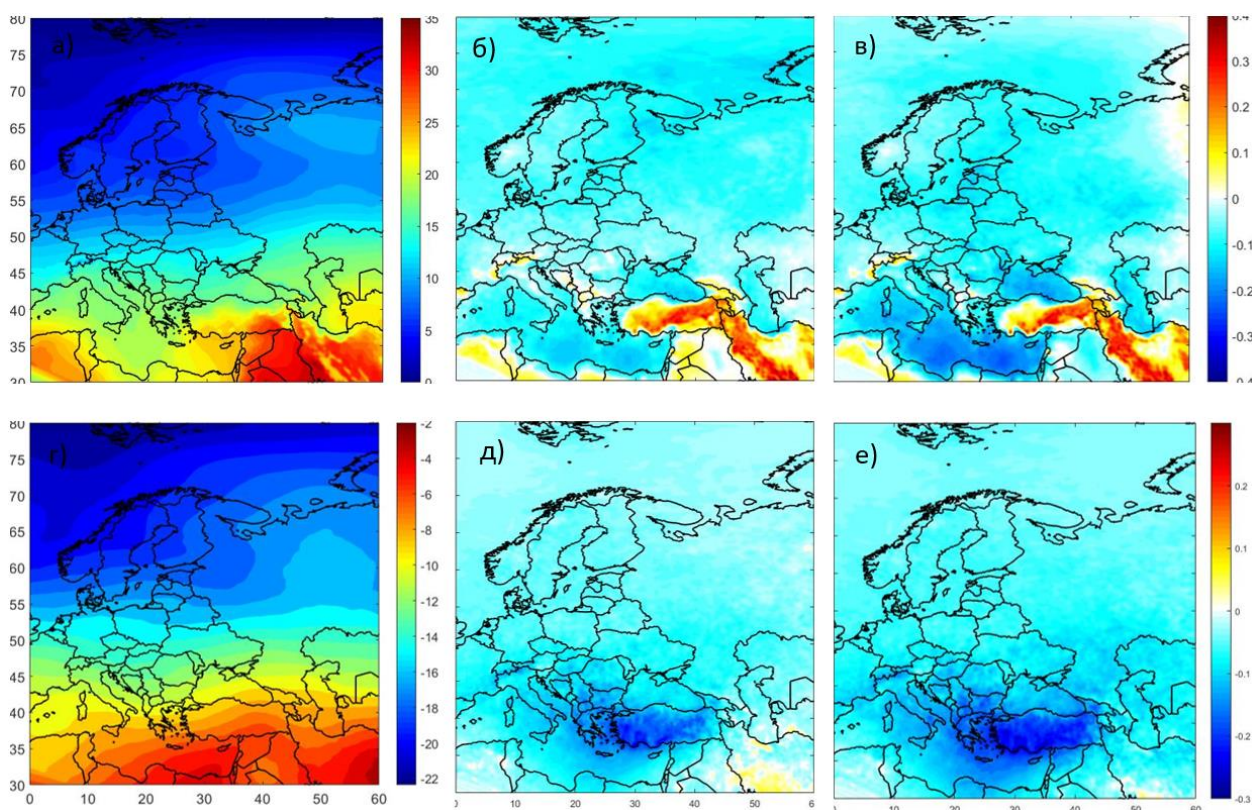


Рисунок 3.3.2. Средняя температура июля на 850 гПа (а, б, в) и на 500 гПа (г, д, е) с использованием климатических данных Tanre (а, г), разность температуры на 850 гПа и 500 гПа Tegen минус Tanre (б, д) и МАСv2 минус Tanre (в, е).

3.3.3 Сравнение расчета приземной температуры воздуха с данными наблюдений

Оценка точности расчета температуры воздуха была проведена по метеорологическим и аэрологическим станциям. Отсеивались станции с пропуском более 10% наблюдений (табл 3.4.1). Критерием оценки являлось среднеквадратическая ошибка (RMSE). На рисунке 3.4.3 приведено изменение

RMSE относительно эксперимента, рассчитанного с климатическими данными Tanre:

$$\Delta RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (T_{Tegen(MACv2),i} - T_{набл,i})^2} - \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (T_{Tanre,i} - T_{набл,i})^2} \quad (3.2)$$

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. Все приведённые результаты статистически значимые на уровне 0,05.

Наибольшее улучшение расчета приземной температуры наблюдается для Южной Европы (35-47° с.ш., 0-28° в.д.) в январе, июле и октябре (до 0,3 градуса на отдельных станциях) (таблица 4.3.1). Для центральной России (50-60° с.ш., 30-50° в.д.) улучшение наблюдается для апреля. Из рассматриваемых месяцев, в апреле для Московского региона наблюдаются наименьшие ошибки в аэрозольной оптической толщине в климатических данных MACv2 (менее 0,05) по сравнению с данными AERONET. Для территории Москвы улучшение в апреле превышает 0.1 градуса. Также значительные уменьшения ошибки расчета приземной температуры воздуха прослеживаются для территории Ближнего Востока (30-42° с.ш, 28-60° в.д.) (Турции и Ирана) (до 0,5 градуса на отдельных станциях).

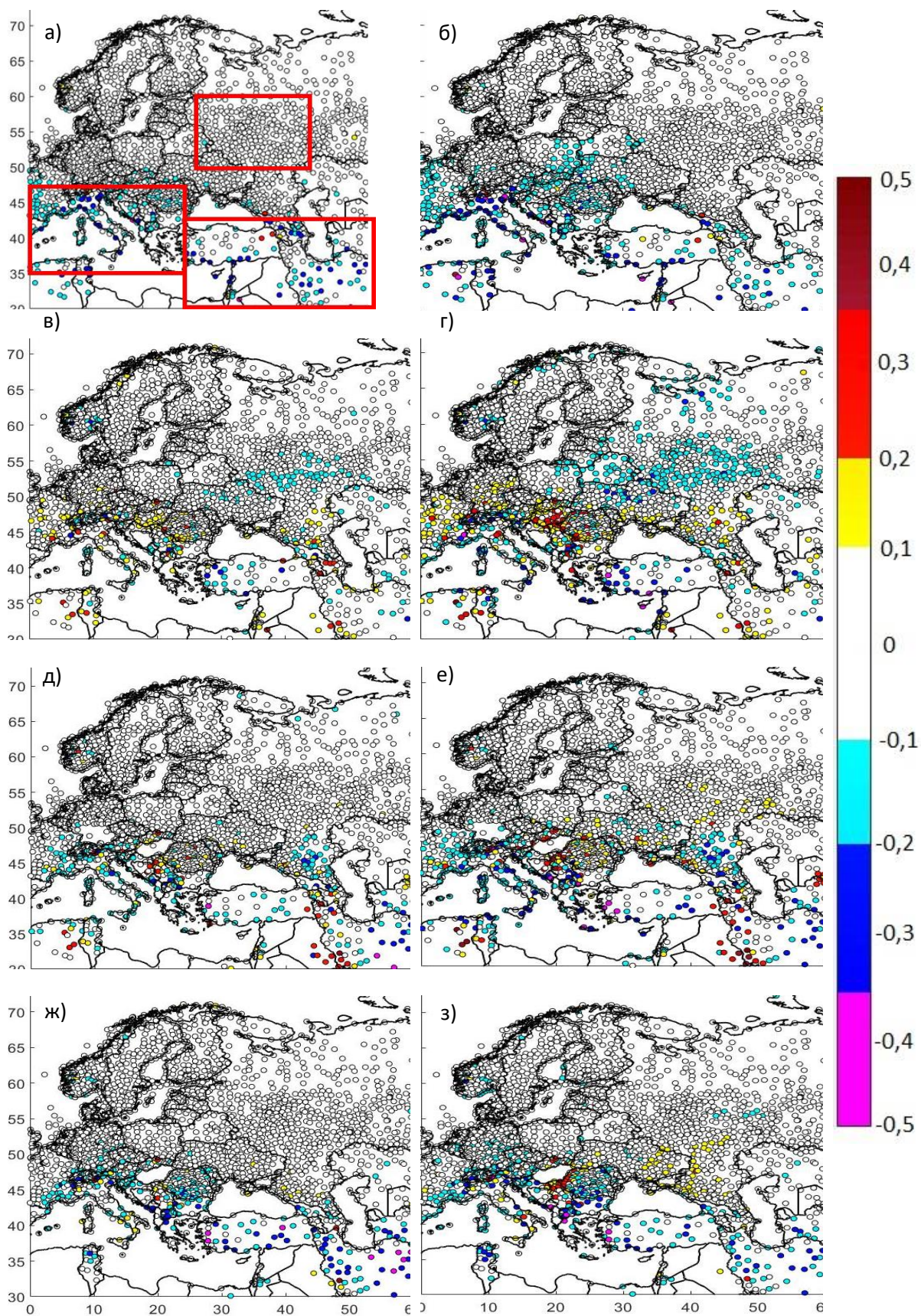


Рисунок 3.3.3. Изменение среднеквадратичной ошибки (RMSE) расчета температуры воздуха на 2 метрах для января (а, б), апреля (в, г), июля (д, ж, з)

е) и октября (ж, з) при использовании климатических данных Tegen (а, в, д, ж) и MACv2 (б, г, е, з) относительно Tanre.

Таблица 3.3.1. Среднеквадратичная ошибка (RMSE) расчета приземной температуры воздуха для различных регионов. Жирным выделены статистически значимое на уровне 0,05 уменьшение среднеквадратичной ошибки относительно Tanre

Поле	Выборка станций	Месяц 2017 г.	Количество станций	Tanre	Tegen	MACv2
Приземная температура	Москва	Январь	4	2,999	2,967	2,953
		Апрель	4	2,136	2,036	1,976
		Июль	4	1,863	1,826	1,792
		Октябрь	4	1,551	1,528	1,495
	Центральная Россия	Январь	310	2,079	2,065	2,065
		Апрель	329	1,946	1,889	1,859
		Июль	326	1,699	1,700	1,712
		Октябрь	321	1,330	1,319	1,319
	Южная Европа	Январь	467	3,051	2,990	2,971
		Апрель	529	2,659	2,682	2,656
		Июль	522	2,567	2,550	2,537
		Октябрь	465	2,514	2,459	2,452
	Ближний Восток	Январь	142	2,696	2,607	2,615
		Апрель	145	2,362	2,393	2,390
		Июль	142	2,289	2,264	2,257
		Октябрь	136	2,363	2,255	2,277
	Вся территория	Январь	2766	2,482	2,452	2,443

		Апрель	2937	2,183	2,183	2,164
		Июль	2827	2,008	1,997	1,995
		Октябрь	2777	1,807	1,780	1,780
Температура 850 гПа	Вся территория	Январь	88	1,151	1,143	1,143
		Апрель	90	0,933	0,927	0,926
		Июль	95	0,924	0,916	0,910
		Октябрь	86	0,985	0,982	0,983
Температура 500 гПа	Вся территория	Январь	75	0,750	0,750	0,723
		Апрель	82	0,746	0,744	0,741
		Июль	88	0,748	0,746	0,742
		Октябрь	88	0,717	0,714	0,715

Важно отметить, что все приведенные выше оценки получены для облачных и для безоблачных условий, в том числе, и в ночные сроки. В дневные часы при безоблачных условиях уменьшение среднеквадратичной ошибки расчета приземной температуры воздуха за счет уменьшения погрешности расчета суммарной радиации может достигать одного градуса.

Так, например, для Москвы в ясных условиях (рисунок 3.3.5), которые наблюдались в течение всего дня, 30 апреля 2017 года, разность расчёта приземной температуры воздуха с использованием климатических данных Tanre и MASv2 составляет 0,9°C в 9UTC в сторону уменьшения ошибки. Такое же улучшение наблюдается на отдельных станциях Ближнего Востока в апреле и в июле 2017 года.

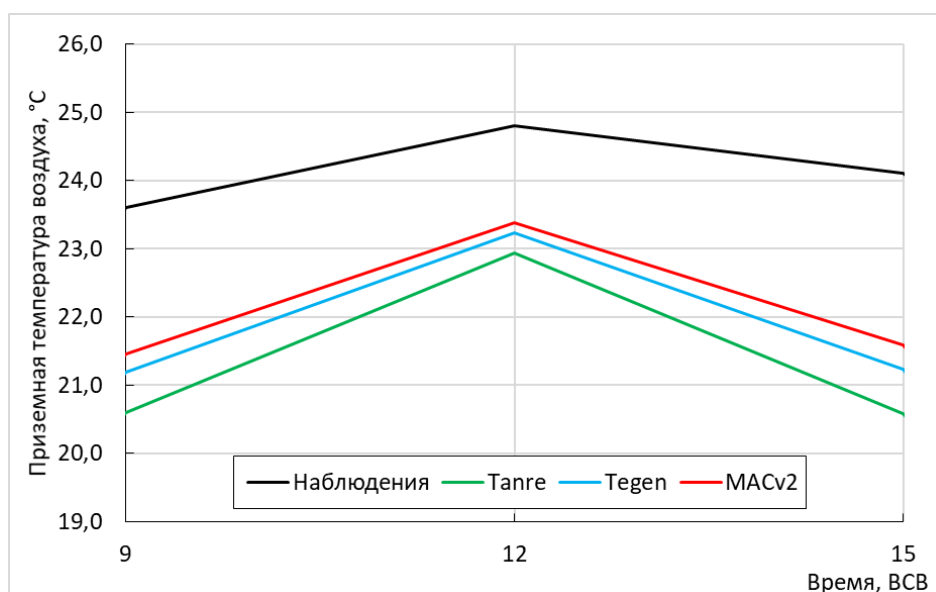


Рисунок 3.3.5 Ход температуры воздуха на 2 метрах по данным наблюдений и по расчетам модели COSMO с использованием климатических данных по аэрозолю Tanre, Tegen и MACv2 для 30 апреля 2017 года. Ясные условия.

На уровнях 850 гПа и 500 гПа изменения среднеквадратичной ошибки расчета температуры воздуха статистически незначимы и не превышают 0,1 градуса (рисунок 3.3.6). В среднем на рассматриваемой территории наибольшее улучшение наблюдается в июле для 850 гПа и в январе для 500 гПа при использовании климатических данных MACv2.

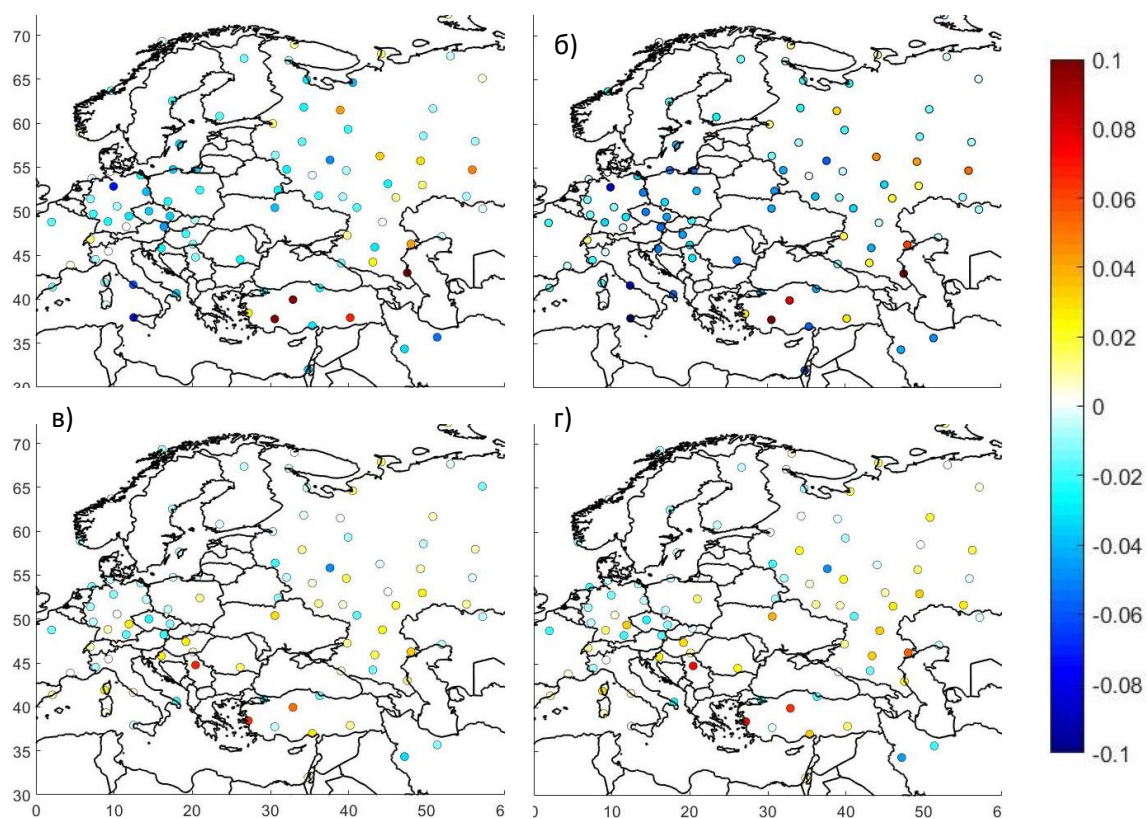


Рисунок 3.3.6. Изменение среднеквадратичной ошибки (RMSE) расчета температуры воздуха на 850 гПа (а, б) и 500 гПа (в, г) для июля при использовании климатических данных Tegen (а, в) и MACv2 (б, г) относительно Tanre.

3.4 Чувствительность приземной температуры воздуха к изменению коротковолнового радиационного баланса за счет аэрозоля по данным модельных расчетов и измерений

Расчет приземной температуры в моделях прогноза погоды в первую очередь зависит от радиационного баланса поверхности, стратификации пограничного слоя атмосферы и используемой параметризации переноса тепла в приземном слое. Как было показано выше, расчет суммарной радиации и, следовательно, приземной температуры воздуха зависит от выбора аэрозольной климатологии. Для оценки данного эффекта по данным модели

COSMO-Ru для выбранных дней с ясными условиями в МО МГУ, Линденберге, Тикси и Эйлате (см пункт 3.1.1) были рассчитаны разность баланса коротковолновой радиации в безаэрозольной атмосфере и при учете аэрозоля по климатологиям Tegen и MACv2, а также соответствующая разница в температуре воздуха на высоте 2 м.

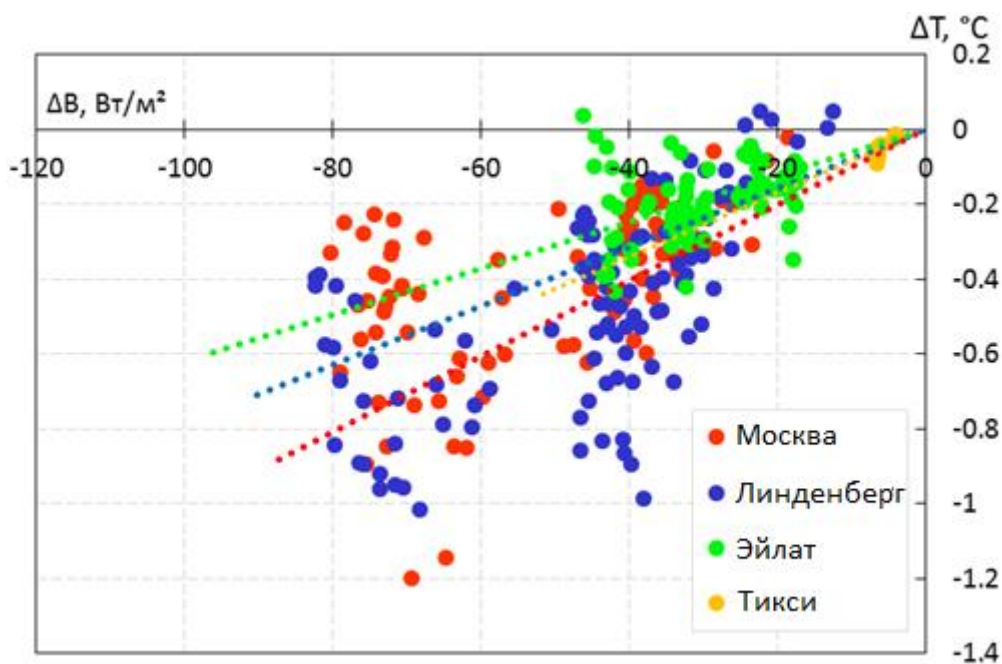


Рис. 3.4.1 Чувствительность температуры воздуха на 2 метрах в модели COSMO-Ru к изменению баланса коротковолновой радиации при различном содержании аэрозоля. По оси X показана разность баланса коротковолновой радиации в расчетах при отсутствии аэрозоля и с аэрозолем, по оси Y показана разность температуры воздуха при тех же условиях.

Наблюдаемые вариации чувствительности температуры на выбранных станциях связаны с различными условиями подстилающей поверхности (например, шероховатостью поверхности или влажностью почвы) и стратификацией воздуха, при которых параметризация приземного слоя в модели будет по-разному рассчитывать потоки явного и скрытого тепла, затраты тепла на испарение и транспирацию для разных территорий. При «включении» в расчет аэрозолей происходит уменьшение баланса

коротковолновой радиации, что так же может повлиять на расчет потоков явного и скрытого тепла.

Температура воздуха на высоте 2 м. изменяется от 0,7 до 1,1 °С при изменении баланса коротковолновой радиации на 100 Вт/м² за счет аэрозоля при типичных безоблачных условиях в выбранных пунктах. Для различных географических регионов наблюдаются статистически незначимые различия в температурной чувствительности. В среднем величина этого радиационного эффекта аэрозоля составляет $0,9 \pm 0,2$ на 100 Вт/м². Незначительные расхождения в величинах изменений во многом определяются относительно близкими значениями альбедо однократного рассеяния, которое для всех типов аэрозоля было более 0,8, что свидетельствует о его слабо поглощающих свойствах.

Кроме того, были получены оценки чувствительности температуры воздуха к аэрозольному воздействию по данным наблюдений. На рисунке 3.4.3 показана разность между моделируемой и наблюдаемой приземной температурой воздуха в зависимости от разности между моделируемым и наблюдаемым балансом коротковолновой радиации. В данном случае наблюдается гораздо больший разброс значений из-за влияния неопределенности наблюдаемых параметров атмосферы (профиля аэрозоля, влагосодержания и проч.). В то же время, получена аналогичная тенденция увеличения положительного температурного сдвига с положительной разностью коротковолнового баланса, которая, главным образом определяется аэрозолем. Измеренные значения чувствительности температуры воздуха к разности коротковолнового радиационного баланса за счет аэрозоля имеют ту же тенденцию изменения температуры за счет аэрозоля, что и в предыдущем эксперименте с моделью.

Эти результаты подтверждают наличие выраженного температурного отклика на аэрозоль через его влияние на баланс коротковолновой радиации у поверхности Земли.

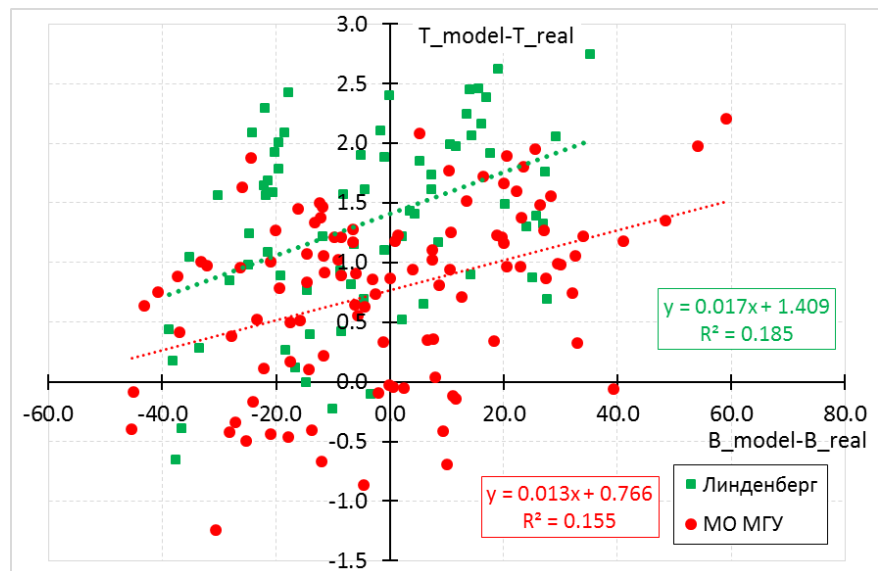


Рисунок 3.4.2 Чувствительность температуры воздуха к изменению баланса коротковолновой радиации относительно реальных данных.

Основные выводы главы 3.

На основании численных экспериментов проведена оценка качества алгоритма расчета солнечной радиации, используемого в модели COSMO-Ru. Показано, что алгоритм завышает расчеты радиации на 4,8 % по сравнению с расчетами по CLIRAD(FC05)-SW. Однако, вследствие завышенного содержания аэрозолей в климатологиях Tegen и MACv2, суммарная погрешность сопоставима с расчетами алгоритма CLIRAD(FC05)-SW с использованием данных измерений.

Использование современной климатологии аэрозолей MACv2 вместо климатологии Tegen оказывает значительное влияние на расчеты суммарной радиации у поверхности Земли для территории Евразии. Максимальные изменения наблюдаются для Китая (более 15% в зимние месяцы). Для территории России наибольшие различия наблюдаются на юге ЕТР и в Алтайском крае (до 5% в летний период).

Климатология аэрозолей MACv2 качественно воспроизводит годовой ход оптических свойств аэрозолей в разных природных зонах. Однако в

отдельные месяцы различия в аэрозольной оптической толщине на 550 нм может достигать 0,15, а для альбедо однократного рассеяния 0,2. Несмотря на выявленные различия, данная климатология является на данный момент наиболее близкой к реальным значениям. В среднем за год погрешность в аэрозольной оптической толщине на 550 нм относительно данных AERONET у аэрозольной климатологии MACv2 меньше на 0,03, чем у аэрозольной климатологии Tegen.

Показано, что в типичных условиях в теплый период года аэрозоль может оказывать существенное влияние на температуру воздуха на 2 метрах. Использование климатологии MACv2 в модели COSMO-Ru позволяет значительно уменьшить ошибки расчета приземной температуры воздуха для территории Южной Европы, Ближнего Востока и юга ЕТР.

Оценена чувствительность температуры воздуха на двух метрах за счет разницы в балансе коротковолновой радиации, вследствие изменения аэрозольной оптической толщины, которая равна $0,9 \pm 0,2$ градус/100 Втм⁻².

Глава 4 Региональные особенности многолетней изменчивости аэрозольных характеристик

Рассмотренные аэрозольные климатологии представляют собой пространственно-временное распределение свойств аэрозоля для отдельных лет и не учитывают межгодовую изменчивость и возможные тренды.

Аэрозольные свойства атмосферы и их многолетняя изменчивость могут значительно варьироваться на территории Евразии. Множество работ посвящено исследованию трендов аэрозольной оптической толщины в Европе (Putaud et al., 2014; Li et al., 2014), Сибири (Сакерин и др., 2008, 2012 монография), на Европейской территории России (Абакумова, Горбаренко, 2008), в Китае (Liao et al., 2015, Li et al. 2016, Zheng et al., 2018).

Отрицательные тренды АОТ в XXI веке наблюдаются во многих регионах Европы. Например, согласно спутниковым данным с 2003 по 2008 год отмечается уменьшение АОТ в Западной Европе примерно на 40% (Yoon et al., 2014). Такие же отрицательные тренды за период с 1997 по 2010 год в Европе были получены по данным спутниковых измерений SeaWiFS (Hsu et al., 2012) и по станциям AERONET (Li et al., 2014). Отрицательные тренды АОТ и некоторых других аэрозольных характеристик в 2004–2010 гг. отмечены на севере Италии (Putaud et al., 2014).

Анализу трендов прозрачности атмосферы над Москвой посвящено множество работ (Горбаренко и др., 2003, 2006, 2016, 2019, Абакумова и Горбаренко 2008, Махоткина и Плахина 2014). При этом используются значения АОТ на 550 нм, рассчитанные по данным измерений интегральной прямой солнечной радиации с учетом общего влагосодержания (Тарасова и Ярхо, 1992). Во всех работах показано уменьшение аэрозольной оптической толщины и увеличение прозрачности атмосферы начиная с 1980-х гг.

Согласно перечисленным работам, кратковременные повышения АОТ преимущественно связаны с вулканическими извержениями, лесными и

торфяными пожарами. Общая тенденция к уменьшению АОТ над Москвой также согласована с уменьшением минерализации осадков (Еремина и др., 2014). Кроме того, значимые отрицательные тренды наблюдаются для значений массовой приземной концентрации аэрозоля в весенний и летний периоды по данным Звенигородской научной станции ИФА РАН за 1991–2018 гг. (Груздев и др, 2019).

Для территории Урала по данным наблюдений AERONET в Екатеринбурге наблюдается уменьшение АОТ500 с 0,21 до 0,15 (Лужецкая, дисс, 2018), однако данный тренд не является значимым на уровне 0,05. При этом отмечается сдвиг весеннего максимума с марта на май при сравнении с данными актинометрических измерений с 1960 по 1986 года (Сакерин и др, 2012). Кроме того, были получены значимые коэффициенты корреляции АОТ500 с влагосодержанием в столбе и с абсолютной влажностью (Лужецкая, дисс, 2018).

В отличие от Европы и Урала, по данным многолетних измерений спектральной прозрачности атмосферы на территории Сибири тренд АОТ отсутствует и наблюдаются низкие значения АОТ на 500 нм (среднее значение составляет 0,119) (Сакерин и др., 2008). В качестве причин межгодовых колебаний АОТ в регионе рассматривают как неустойчивость циркуляции и синоптических условий, так и различную повторяемость, и интенсивность лесных пожаров (Сакерин и др, 2012).

Для территории Китая множество работ показывает значительный положительный тренд аэрозоля вследствие бурного роста экономики и развития промышленности Китая (Yunfeng et al., 2001, Guo et al., 2011, Liao et al., 2015, Li et al. 2016, Zheng et al., 2018).

В МО МГУ наблюдения за аэрозольными свойствами атмосферы в рамках AERONET осуществлялись с 2001 г. (Улюмджиева и др. 2005, Chubarova et al., 2010). Однако не было проведено детального анализа

многолетней изменчивости АОТ по данным спектральным измерений AERONET

Известно также, что в горных регионах, например, на Кавказе, длительных измерений аэрозольной оптической толщины в столбе атмосферы не проводится, а дистанционные методы восстановления АОТ в регионах со сложной орографией часто имеют большие погрешности. В то же время в этом районе закономерности в трендах АОТ могут значительно отличаться от аналогичных показателей в соседних равнинных регионах. Например, по данным реанализа MERRA2 (Buchard et al, 2017) наблюдаются разнонаправленные тренды среднегодовых значений АОТ сульфатного аэрозоля над территорией ЕТР и минеральной пыли над Кавказом в весенний период (рисунок 4.1.1), при этом не наблюдается значимого тренда среднегодовых значений. В то же время вклад минеральной пыли для районов Кавказа в общую величину АОТ может быть большим, чем сульфатного аэрозоля, что может повлиять на тренд АОТ.

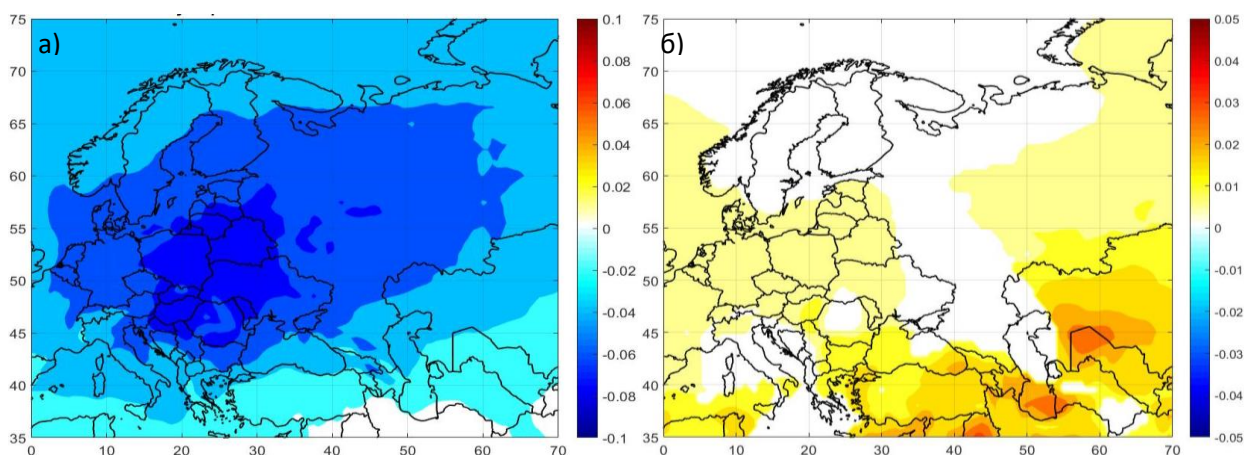


Рисунок 4.1.1 Тренд (/10лет) среднегодовых значений АОТ сульфатного аэрозоля (а) и АОТ минеральной пыли в весенний период (б) по данным реанализа MERRA2 с 1980 по 2010 гг. Белый цвет – незначимые тренды на уровне значимости 0,05.

Результаты анализа пространственной корреляции среднемесячных значений общего АОТ на 550 нм с 1980 по 2010 года для Москвы и Кавказа показывают в некоторой степени уменьшение связи между выбранными регионами (рисунок 4.1.2). Корреляция уменьшается только до 0,9 из-за сильного влияния уменьшения сульфатного аэрозоля в общую изменчивость. Поэтому была поставлена задача изучить региональные особенности многолетних изменений АОТ и ее причин в этом регионе.

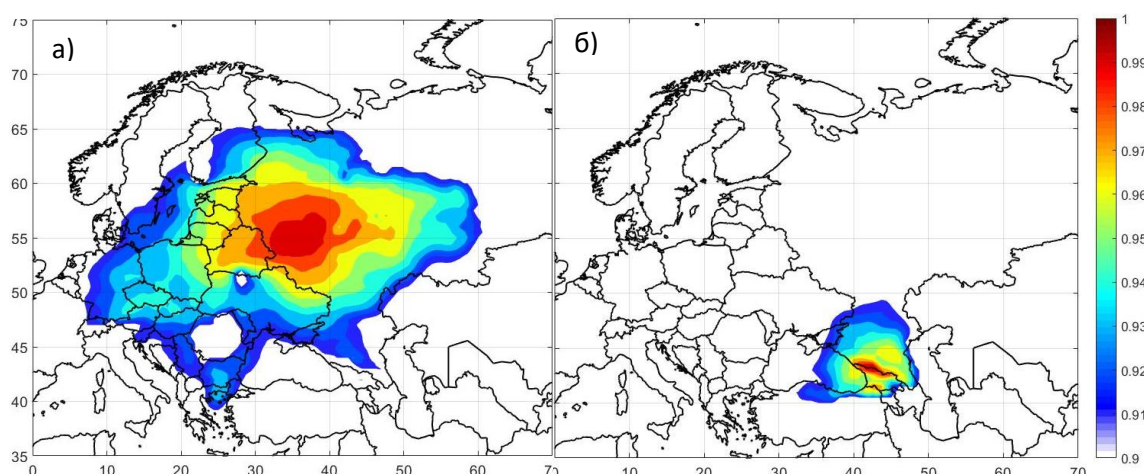


Рисунок 4.1.2 Пространственная корреляция АОТ550 по данным реанализа MERRA2 с 1980 по 2017 года для Москвы (а) и Кавказа (б).

4.1 Особенности и возможные причины многолетней изменчивости аэрозольных свойств атмосферы по уточненным данным измерений AERONET в Москве за период 2001-2014 г.⁴

Анализ аэрозольных свойств атмосферы по данным AERONET версии 2.0 уровня 2 с 2001 по 2014 года проводился по технологии, представленной в (Chubarova, Poliukhov, Gorlova, 2016). Изменчивость АОТ с дополненными до

⁴ Раздел подготовлен на основе статьи 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. – Т. 9. – №. 2. – С. 313-334.

2016 года данными в дальнейшем была проанализирована в статье (Жданова и др., 2019), подтверждающей ранее полученные нами выводы.

К данным измерений AERONET с 2001 по 2014 гг. версии 2.0 уровня 2 применена дополнительная фильтрация по алгоритму, описанному подробно в главе 2. Кроме того значения АОТ по данным AERONET были скорректированы на содержание NO_2 , которое занижается при использовании стандартного алгоритма (Chubarova et al., 2016). Наиболее сильный эффект такой коррекции наблюдается для каналов 380 и 440 нм из-за сильного поглощения в них NO_2 . Оптическая толщина NO_2 достигает 0.03, тогда как в стандартном алгоритме ОТ не превышает 0.013 для 380 нм в марте. На рисунке 3.1.2 показаны среднемесячные значения АОТ на 380 и 500 нм, медианное значение АОТ на 500 нм, параметр Ангстрема 440–870 нм при стандартном алгоритме AERONET уровня 2.0 версии 2.0, с учетом облачного фильтра и с учетом коррекции на NO_2 для периода 2001–2014 гг. При включении всех дополнительных коррекций среднемесячные значения АОТ уменьшаются на 0.01–0.07.

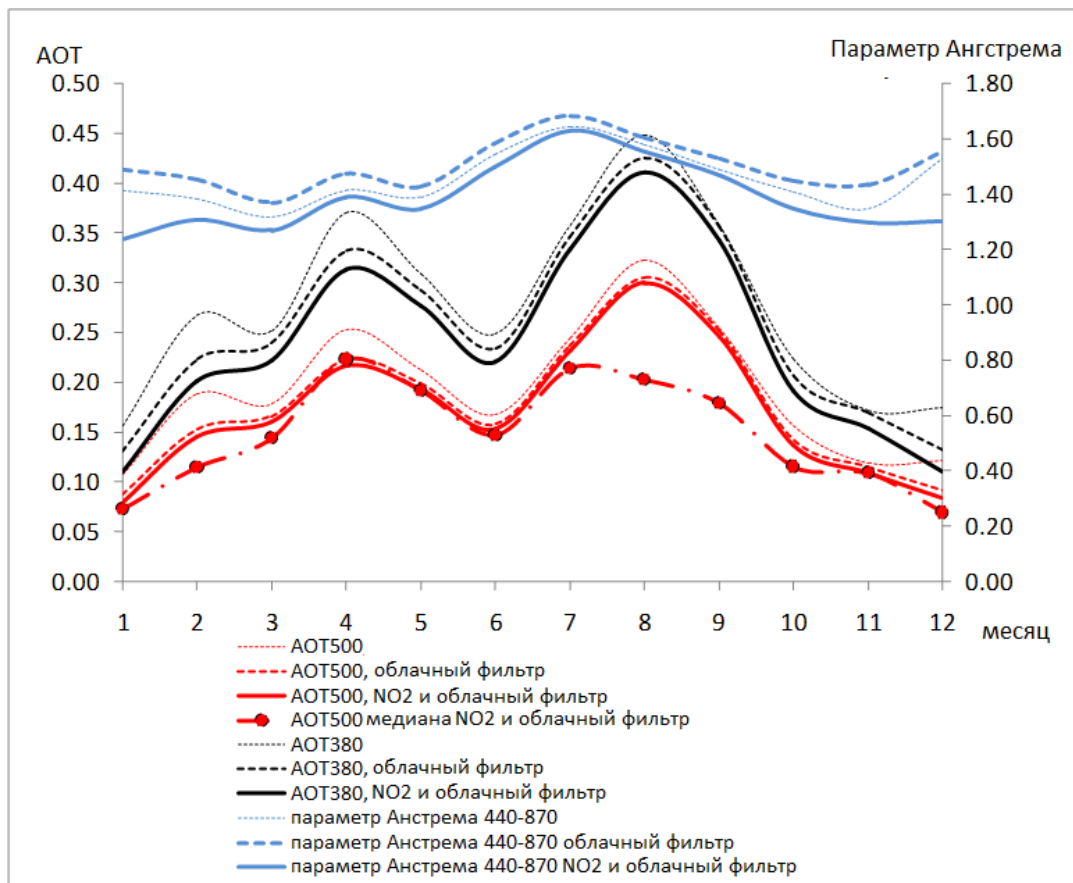


Рисунок 4.1.2 Годовой ход среднемесячных значений параметра Ангстрема 440-870нм, АОТ на 380 нм и 500 нм полученный по стандартному алгоритму AERONET уровня 2.0 версии 2, и при применении облачного фильтра и коррекции по содержанию NO₂.

Получены статистически значимые отрицательные тренды на уровне значимости 0,05 для среднегодовых значений АОТ во всех спектральных диапазонах: -3,4, -3 и -2,4% в год в УФ, видимой и инфракрасной областях спектра соответственно. Можно также отметить выраженное уменьшение АОТ на 15–20%, наблюдаемое в 2011–2014 гг. по сравнению с периодом 2002–2010 гг. (рисунок 4.1.3). Статистически значимые (на уровне 0,05) отрицательные тенденции в диапазоне -2,9÷-2,0%/год получены также для годовых медианных значений АОТ на 340, 380, 440 и 500 нм. В то же время на 675, 870 и 1020 нм статистически значимых трендов медианных значений АОТ отмечено не было, что может свидетельствовать об отсутствии выраженных

временных изменений для частиц грубой моды в течение всего периода наблюдений.

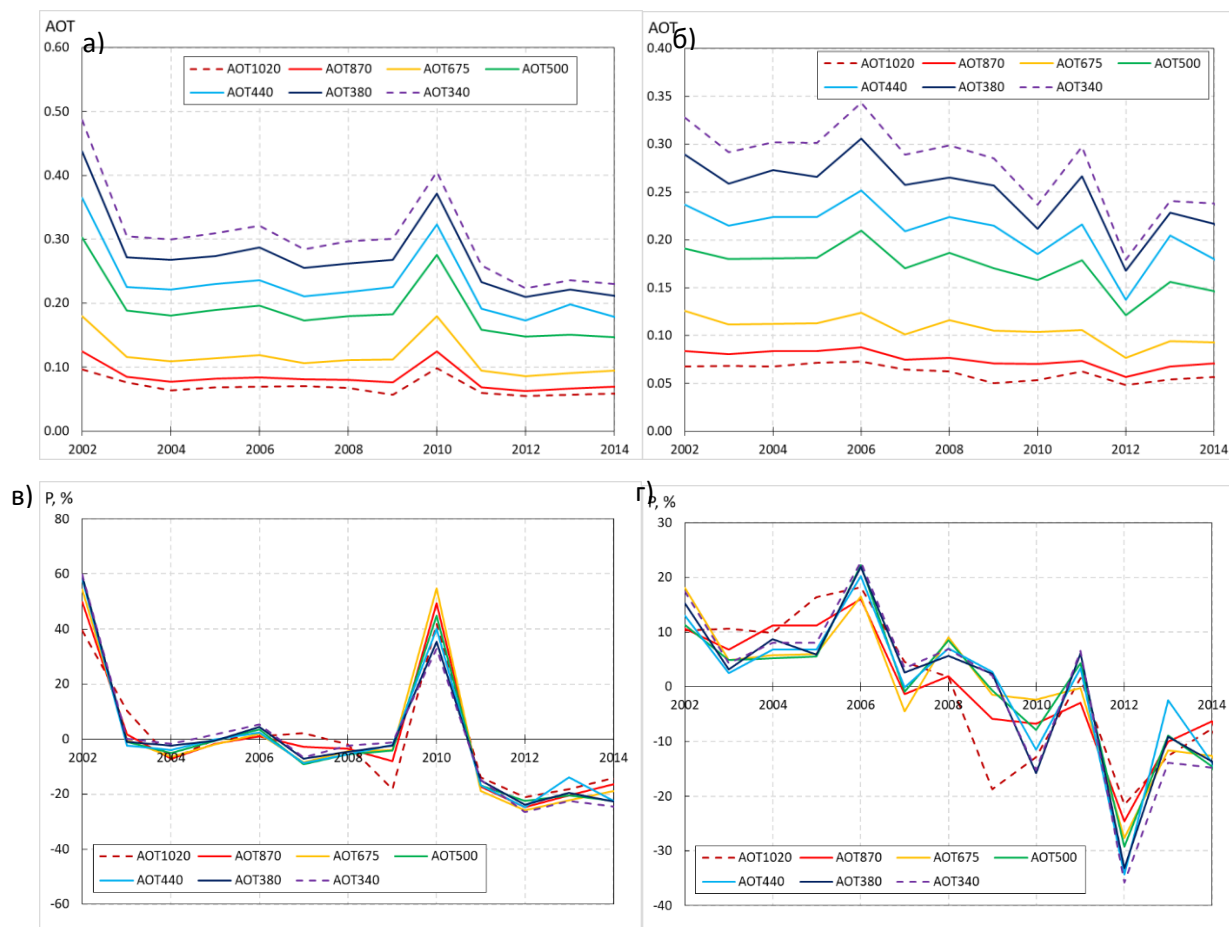


Рисунок 4.1.3 Межгодовая изменчивость абсолютных (а,б) и относительных (в,г) среднегодовых (а,в) и медианных (б,г) значений АОТ на различных длинах волн (340, 380, 440, 500, 675, 870, 1020 нм) по данным AERONET уровня 2 версии 2.0 2002-2014 г с учетом всех коррекций

В таблице 4.1.1 приведены абсолютные значения и величины тренда АОТ на 500 нм для различных месяцев, за исключением января и декабря, для которых недостаточно данных из-за преобладания облачной погоды. В течение большинства месяцев наблюдается уменьшение среднемесячных значений АОТ500 на 1-5% в год за исключением июня и ноября. Однако статистически значимые тренды средних и суточных максимумов значений АОТ500 на уровне 0,05 отмечены только в апреле, мае и сентябре. После

исключения периодов с пожарами в 2002 и 2010 годах значимость тенденции АОТ остается прежней, но ее значения изменились, например, с 10 до 3% в год в сентябре. В апреле и сентябре также были получены статистически значимые отрицательные тенденции медианных значений АОТ500 (рисунок 4.1.4). Таким образом, в течение всего года преобладает отрицательный тренд АОТ, а наиболее значительное ее снижение характерно для весеннего и осеннего сезонов

Таблица 4.1.1 Тренды среднемесячных и медианных значений АОТ500 по данным измерений AERONET в МО МГУ (значимые тренды на уровне 0,05 выделены жирным шрифтом) 2001–2014 гг*

месяц	Средние		Медиана	
	значения	тренд % в год	значения	тренд % в год
2	0.14	-2%	0.11	-1%
3	0.18	-3%	0.13	-4%
4	0.23	-5%	0.20	-7%
5	0.20	-2%	0.17	1%
6	0.16	0%	0.13	0%
7	0.23	-3%/-1%**	0.18	-1%/-1%**
8	0.28	0%/-1%**	0.18	1%-1%**
9	0.21	-10%/-3%**	0.16	-10%/-3%**
10	0.14	-1%	0.10	-1%
11	0.12	1%	0.10	1%

* - отсутствуют значения в январе и декабре из-за малого количества среднемесячных значений, для оценки тренда.

** - до/после исключения случаев с сильными пожарами

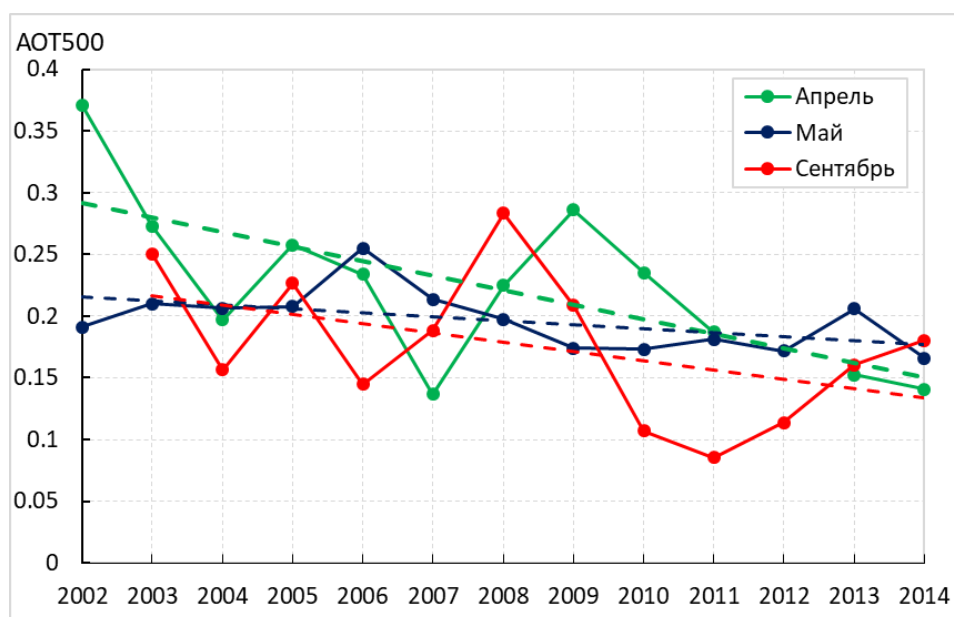


Рисунок 4.1.4 Межгодовая изменчивость медианных значений АОТ на 500 нм для апреля, мая и сентября по данным AERONET уровня 2.0 версии 2 с учетом дополнительных коррекций за период 2002—2014 гг.

Полученные отрицательные тренды АОТ могут иметь как естественные, так и антропогенные причины.

На вторичную генерацию аэрозолей могут влиять выбросы различных предшественников аэрозоля. Для изучения влияния антропогенных выбросов на АОТ были использованы официально представленные данные о выбросах из базы WebDab–EMEP (https://www.ceip.at/status_reporting/) (рисунок 4.1.5). По этим данным можно отметить статистически значимое снижение среднегодовой эмиссии SO_x примерно на 135 Гт/год, а также отрицательный тренд эмиссии неметановых летучих органических соединений (НМЛОС) примерно на 54 Гт/год. Кроме того, выбросы СО, которые непосредственно не влияют на вторичную генерацию аэрозолей, но могут характеризовать интенсивность загрязнения от транспортных источников, также имеют отрицательный тренд порядка 69 Гт/год.

Существуют также отрицательные тренды выбросов NO_x в европейской части России, однако это снижение не является статистически значимым.

Статистически незначимая отрицательная тенденция наблюдается для выбросов твердых частиц диаметром менее 2,5 мкм (PM_{2,5}).

Сравнение временной изменчивости выбросов основных газов-предшественников аэрозолей на ЕТР и в Москве показано на рисунке 4.1.5. Стоит отметить, что наблюдается отсутствие локальных изменений в SO_x в Москве по сравнению со значимым отрицательным трендом SO_x до 6,5% в год для всей ЕТР. Такая особенность может быть связана со сменой топлива с угля на газ. В Москве эта замена топлива была произведена раньше, в конце 1980-х годов, поэтому на данный момент концентрации SO_x снизились до очень малых значений.

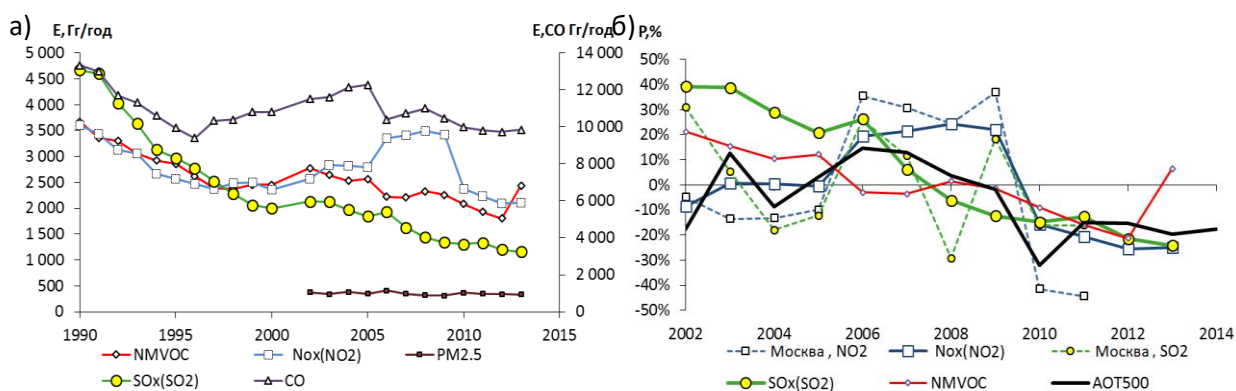


Рисунок 4.1.5 Межгодовая изменчивость выбросов газов-предшественников аэрозоля (SO_x, NO_x, НМЛОС), СО и твердых частиц (PM_{2,5}) по данным WebDab-ЕМЕР для ЕТР (а); относительные изменения медианных значений АОТ500 и выбросов SO_x и NO_x над ЕТР и непосредственно над Москвой (б).

Отметим также, что в 2006 году высокие медианные значения АОТ в Москве сопровождались повышенными выбросами SO_x и NO_x в Москве, уровень SO_x был высоким на всей европейской части России. Последние годы характеризуются снижением выбросов NO_x как в Москве, так и на европейской территории России (Кульбачевский, 2017, Кислов и др., 2017).

Так, с 1 января 2008 г. в России разрешен ввоз и производство автомобилей, удовлетворяющих экологическому стандарту «Евро-3», направленному на сокращение выбросов вредных веществ от выхлопных газов

транспортных средств с дизельными и бензиновыми двигателями. С середины 2011 года запрещена продажа бензина экологического класса «Евро-2». Переход на «Евро-4» произошел в 2014 году, а с 1 июля 2016 года была запрещена продажа топлива ниже экологического класса «Евро-5». В экологических стандартах выбросов прописано сокращение выбросов NO_x более чем в 10 раз для дизельных двигателей с 0.9 г/км в «Евро-3» до 0.08 г/км в «Евро-6»

Таким образом, наблюдаемые отрицательные тренды в АОТ согласуются с тенденцией снижения антропогенных выбросов SO_x и НМЛОС над европейской частью России, которые играют значительную роль в генерации вторичного аэрозоля, особенно в теплый период года. Некоторую важную роль может сыграть также снижение выбросов NO₂, фиксируемое начиная с 2010 года.

Кроме того, были оценены естественные причины вариации АОТ. Пространственное распределение АОТ на европейской территории России характеризуется значительными неоднородностью, АОТ преимущественно уменьшается с юго-востока на север (Chubarova, 2009, Махоткина и др., 2015). Кроме того, важно оценивать изменения АОТ при адвекции воздушных масс с различных направлений. Для этого был проведен анализ адвекции воздушных масс для месяцев со статистически значимыми отрицательными трендами (апрель, май и сентябрь) с использованием траекторной модели HYSPLIT 4 (Draxler and Hess, 1998). Рассчитаны 24-часовые обратные траектории для дней с измерениями АОТ на высоте 500м для 12:00 UTC. Результаты траекторного анализа сравнивались для всего периода наблюдения с 2002 по 2014 гг., а также отдельно за последние 5 лет, с 2010 по 2014 года, когда наблюдались низкие значения медианы АОТ 500 нм (рисунок 4.1.3). Кроме того, было рассчитано среднесуточное значение АОТ500 для восьми румбов для трех месяцев с наиболее выраженными отрицательными трендами АОТ в 2002–2014 гг. и 2010–2014 гг. (рисунок 4.1.6). Отметим, что данные за

сентябрь 2002 года и август 2010 года, когда наблюдались интенсивные лесные пожары и значения АОТ500 были высокие, в этом анализе не использовались.

В большинстве случаев статистически значимой разницы в повторяемости адвекции воздушных масс по разным направлениям между периодами 2010–2014 гг. и 2002–2014 гг. не наблюдается. Небольшие особенности для отдельных направлений можно отметить лишь для мая и сентября. В мае получено небольшое преобладание адвекции воздушных масс с востока (+7 %), хотя при этом все равно отмечалось понижение АОТ (разница в АОТ500 = $-0,02$). В сентябре отмечается увеличение частоты адвекции воздушных масс с севера (+6%), при котором фиксировались в среднем более высокие значения АОТ (разница в АОТ500 = $0,03$). Увеличение АОТ500 выше 0,01 наблюдалось только в апреле при юго-западной адвекции воздушных масс, но повторяемость таких направлений адвекции была небольшой (менее 10%). Также в сентябре при северной и восточной адвекции воздушных масс отмечалось увеличение АОТ в 2010–2014 гг. по сравнению с 2002–2014 гг. до 0,03.

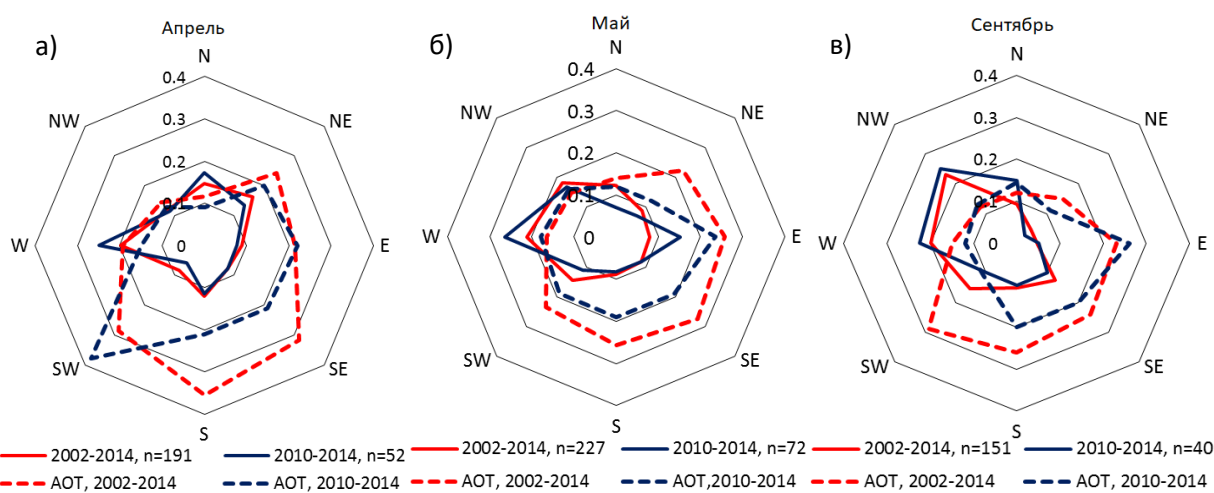


Рисунок 4.1.6 Роза ветров и распределение АОТ500 для различных направлений ветра в апреле (а), мае (б) и сентябре (в) по модели HYSPLIT в Москве.

Таким образом, с 2002 по 2014 годы существенных изменений в структуре циркуляции не произошло, а отрицательное изменение АОТ наблюдалось практически при любых направлениях ветра.

Кроме адвекции воздушных масс рассмотрим некоторые атмосферные факторы, которые также могут играть важную роль в межгодовой изменчивости аэрозоля. В частности, величины влажного аэрозольного осаждения, которая может зависеть от интенсивности и продолжительности атмосферных осадков.

Также на степень накопления аэрозоля влияет и усиление устойчивости атмосферы. В качестве параметра, характеризующего атмосферную неустойчивость, была использована конвективная доступная потенциальная энергия (CAPE) (Barry and Chorley, 1998). Для анализа CAPE были взяты данные реанализа ERA-Interim над Москвой (36–38 E, 55–56 N) для дней, когда в МО МГУ проводились измерения аэрозолей. Был применен множественный регрессионный анализ для изучения взаимосвязи среднемесячных значений АОТ500 с температурой (как косвенным показателем адвекции воздуха), осадками, скоростью ветра, направлением ветра и CAPE за 2002–2014 гг. Проведенный анализ не выявил статистически значимых корреляций с аэрозольной оптической толщиной. Таким образом, ни одна из рассматриваемых характеристик не оказывает влияния на уменьшение АОТ в Московском регионе с 2002 по 2014 года.

Кроме того, было проведено сравнение изменения метеорологических параметров, АОТ500 и годовых эмиссий основных предшественников аэрозолей и PM_{2,5}, наблюдавшиеся в течение последнего периода 2010–2014 гг., с их значениями для всего набора данных 2002–2014 гг. Все данные были нормированы на их средние значения. На рисунке 4.1.7 показаны изменения среднемесячных значений для периода 2010–2014 по сравнению с 2002–2012 гг. с учетом доверительных интервалов (на уровне 0,05 для периода 2002–2014 гг.) для АОТ500, температуры воздуха, осадков, CAPE, а также эмиссий

НМЛОС, NO_x, PM_{2.5}, SO_x. Из анализа исключены сентябрь 2002 года и август 2010 как месяцы с большим влиянием дымового аэрозоля из-за лесных пожаров.

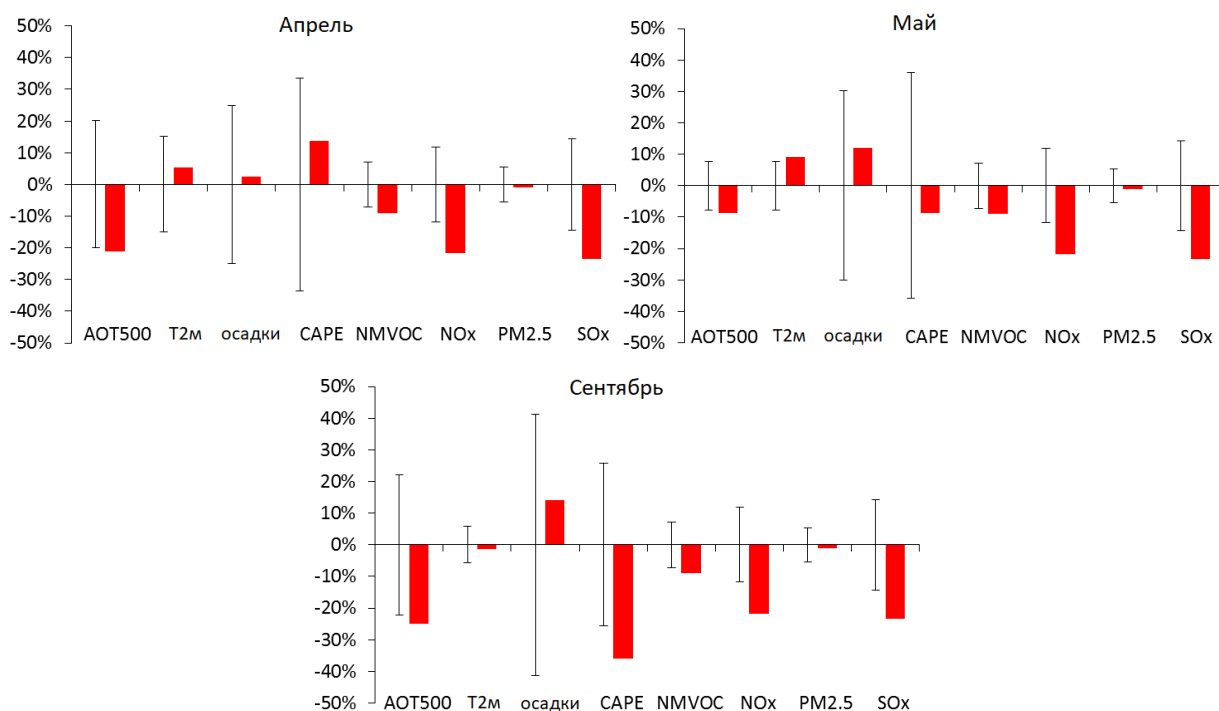


Рисунок 4.1.7 Изменение среднемесячных значений АОТ500, температуры воздуха на 2 метрах (Т2м), осадков, CAPE, эмиссий газов – предшественников аэрозоля и PM_{2.5} за 2010–2014 годов относительно 2002–2014 годов за апрель, май и сентябрь и доверительные интервалы их изменений за период 2002–2014 годы на уровне значимости 0,05.

Стоит отметить, что средние отрицательные изменения выбросов газов-предшественников аэрозоля за 2010–2014 гг. значительно превышают доверительный интервал за 2002–2014 гг., в то время как относительные изменения метеорологических факторов демонстрируют различные тенденции, за исключением осадков, которые незначительно увеличиваются в течение всех месяцев. Средние относительные изменения рассмотренных метеорологических параметров не выходят за пределы соответствующих доверительных интервалов за исключением температуры воздуха в мае и

САРЕ в сентябре. Однако, для разных месяцев изменения часто разнонаправленны, что может говорить об их случайном характере.

Приведённый анализ данных измерений за период с 2002 по 2014 г., результаты которого опубликованы в соавторстве с Чубаровой Н.Е. и Горловой И.В. (Chubarova et al., 2016). В последующей работе (Жданова и др., 2019) выводы, полученные в нашем исследовании, в целом подтвердились.

Таким образом, влияние отрицательного тренда антропогенных выбросов газов-предшественников аэрозоля является основной причиной отрицательного тренда АОТ500 в Москве. За исследуемый период отмечены некоторые изменения в метеорологическом режиме и адвекции воздуха в регионе, но они не являются существенными для режима АОТ.

4.2 Оценка трендов аэрозолей на Кавказе и Ближнем Востоке по ледовому керну Эльбруса за последние 40 лет⁵.

На территории юга Европейской территории России и Кавказа отсутствуют наземные станции для измерения свойств аэрозолей. Однако, по визуальным наблюдениям и фотографиям очевидцев было обнаружено, что ледники Кавказа и, в частности, Эльбруса в весенний период часто изменяют свой цвет на оранжевый.

По записям об отдельных значительных событиях и химическому анализу снега показано, что на Кавказ приносится минеральная пыль, источник которой находится в Северной Африке и в пустынях Ближнего Востока (Kutuzov et al., 2013). При этом район Ниневии в Ираке является самым активным источником пыли на Ближнем Востоке (Moridnejad et al., 2015). Однако, остается открытым вопрос временной изменчивости эмиссии минеральной пыли и её связи с особенностями циркуляции атмосферы и

⁵ Раздел подготовлен на основе статьи Kutuzov S., Legrand M., Preunkert S., Ginot P., Mikhalenko V., Shukurov K., **Poliukhov A.**, and Toropov P. The Elbrus (Caucasus, Russia) ice core record—Part 2: history of desert dust deposition // *Atmospheric Chemistry & Physics*. – 2019. – Т. 19. – №. 22.

другими метеорологическими элементами. Единственным возможным источником данных для этой территории является ледниковый керн. Большая высота Эльбруса и значительная аккумуляция снега позволяет проводить анализ ледового керна с большой временной дискретностью. Поэтому для анализа трендов аэрозольного загрязнения были использованы ледниковые керны Кавказа.

В данной работе используются данные восстановления содержания Ca^{2+} в ледниковом керне, отобранный сотрудниками института географии РАН в 2009 году на западном плато Эльбруса на высоте 5115м. Сотрудником Института физики атмосферы РАН Шукуровым Каримом Абдухакимовичем был проведен анализ 10-дневных обратных траекторий с использованием модели переноса HYSPLIT 4 (Draxler and Hess, 1998) и реанализа NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996) за 1948-2013 гг. Выбирались траектории, пересекающие Эльбрус на высоте 5100м, которые берут начало в приземном пограничном слое (рисунок 4.2.1). В результате проанализировано более 100 тыс. траекторий. Данный подход позволяет определить наиболее вероятную область, из которой происходит эмиссия минеральной пыли.

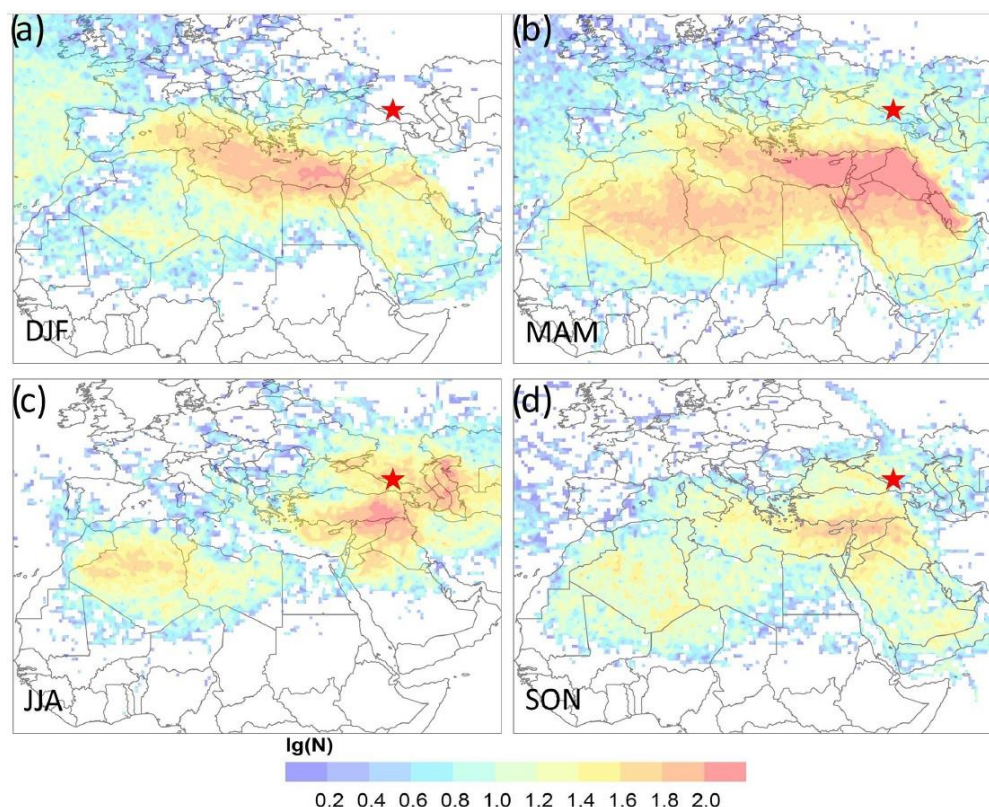


Рисунок 4.2.1 Повторяемость 10-дневных обратных траекторий по модели NYSPLIT 4 для периодов декабрь-февраль (а), март-май (б), июнь-август(с) и сентябрь-ноябрь (д). (Kutuzov et al. 2019).

В течение большей части года наблюдается юго-юго-западный перенос воздушных масс с территории Ближнего Востока (рисунок 4.2.1). Чаще всего такие траектории наблюдаются в весенне-летний период, тогда как осенью и зимой преобладает адвекция воздуха со Средиземного моря.

По данным ледникового керна наблюдается выраженный годовой ход концентрации Ca^{2+} с максимумом в летний период и минимумом в зимний (рисунок 4.2.2). Таким образом, можно датировать керн вплоть до конца 18 века. Стоит отметить, что химический состав окружающих гор отличается от состава пыли в керне, что позволяет исключить локальные эффекты и источники пыли (Shahgedanova et al., 2013, Kutuzov et al., 2013).

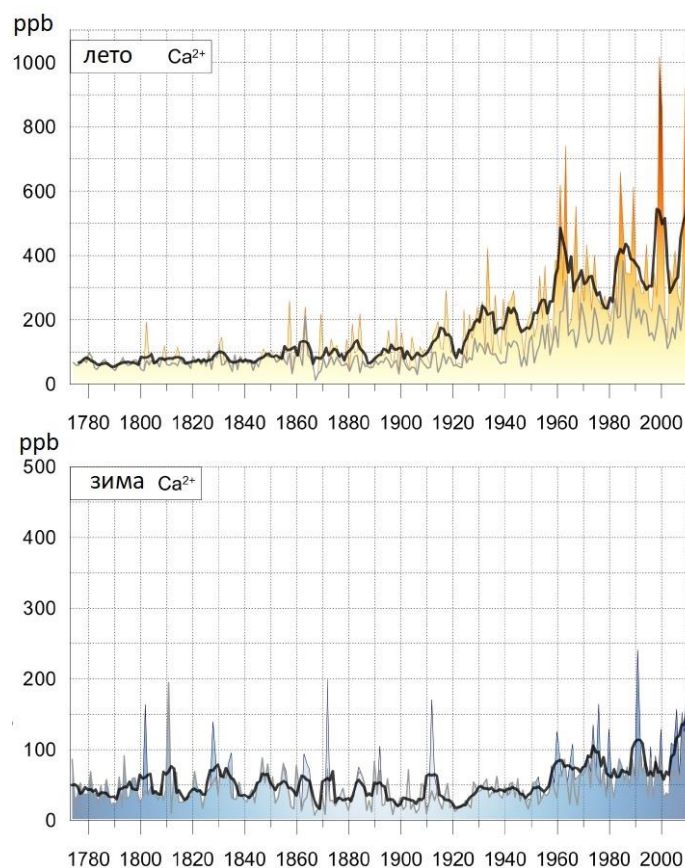


Рисунок 4.2.2. Концентрация Ca^{2+} в керне Эльбруса в теплый (а) и холодный период года (б) (Kutuzov et al. 2019).

При этом наблюдается значимый рост концентрации кальция в теплый период начиная с середины XX века, для холодного периода трендов Ca^{2+} не обнаружено.

В рамках данного исследования автором был проведен анализ метеорологических характеристик, которые могут влиять режим переноса пыли в регионе гор Кавказа. Ранее было показано (Mikhaleiko V. et al., 2015), что основной перенос пыли на ледники Кавказа происходит весной с территории Ближнего Востока. Поэтому в работе были исследованы особенности полей пространственной корреляции концентрации Ca^{2+} с основными метеоэлементами с использованием данных реанализа Era-Interim в 1979–2013 гг. (Dee et al., 2011). Статистически значимые корреляции для концентраций Ca^{2+} получены с количеством осадков и влажностью почвы для территории Ближнего Востока в период с марта по июнь (рисунок 4.2.3).

Можно сделать вывод, что существует связь между засушливостью на Ближнем Востоке и содержанием Ca^{2+} в керне Эльбруса.

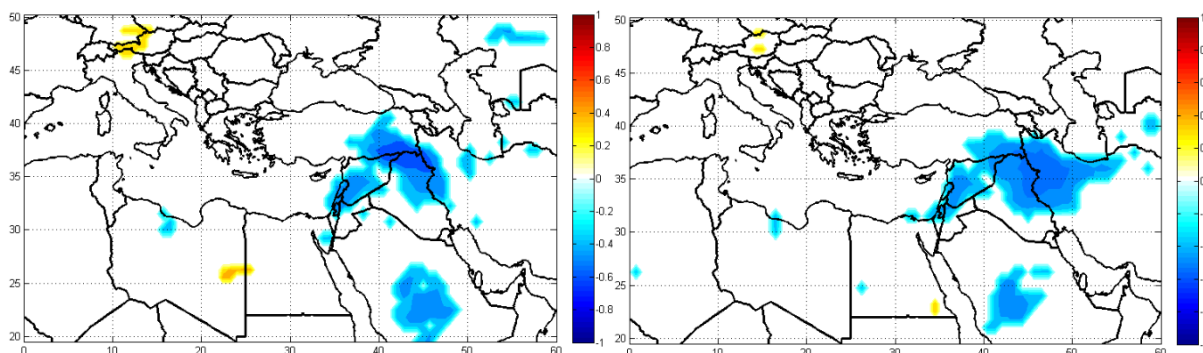


Рисунок 4.2.3 Пространственная корреляция содержания Ca^{2+} в керне с влажностью почвы (слева) и осадками (справа) по данным ERA-Interim с 1979 по 2013 гг. для марта — июня. Белый цвет – незначимая корреляция на уровне 0,05.

Также был проведен корреляционный анализ концентраций Ca^{2+} в керне с индексом засушливости SPIE3 (Vicente-Serrano et al., 2010), осредненным для территории ближнего Востока (область 32–37 с.ш. и 38–45 в.д.) (рисунок 4.2.4). Получена статистически значимая отрицательная корреляция -0,71. То есть при увеличении засушливости на Ближнем Востоке, что соответствует понижению индекса SPIE3, фиксируются повышенные концентрации Ca^{2+} в керне Эльбруса. Кроме того, корреляционный анализ рядов после удаления трендов также показал значимые значения (-0,48 для 1904–2012 гг. и -0,63 для 1970–2012 гг.).

В последние годы наблюдаются активное опустынивание на Ближнем Востоке (Nicholson et al., 2018), что связано с отрицательными трендами осадков и повышением температуры приземного воздуха. В прибрежных районах Северной Африки преобладали засушливые условия, а количество осадков уменьшилось с 1980-х годов (Nicholson et al., 2018). Количество дней с пыльными бурями в Восточном Средиземноморье увеличилось на 2,3 дня за 10 лет за период 1958-2006 гг. (Ganor et al., 2010).

Два периода максимальных концентраций Ca^{2+} в ледяном керне соответствуют двум наиболее сильным эпизодам засухи на Ближнем Востоке с 1940-х годов: в 1998–2000 и 2007–2009 годах (Barlow et al., 2016). Значительные аномалии количества осадков (до -70 %) в эти годы объясняется преобладанием систем с высоким давлением над востоком Средиземного моря в зимние и весенние месяцы (Trigo et al., 2010).

Кроме того, на степень эрозии почвы и, как следствие, выброс пыли влияет антропогенное землепользование (Webb and Pierre, 2018). Однако, только около 5% земель в Северной Африке и на Ближнем Востоке пригодны для ведения сельского хозяйства; остальная часть состоит из пастбищ, лесов, кустарников, городских зон, пустошей, скалистых районов и пустынь (Sivakumar and Stefanski, 2007).

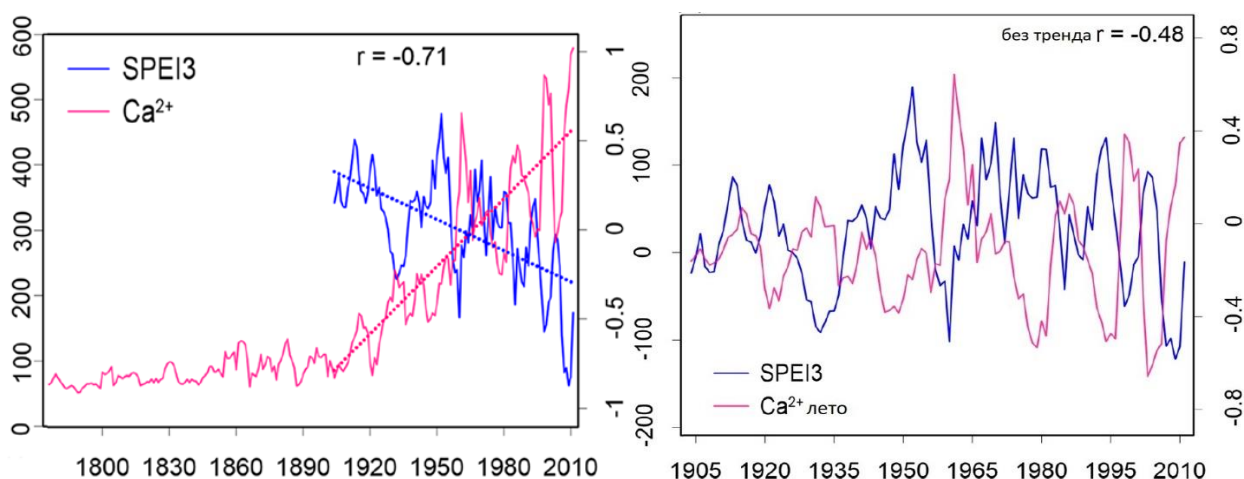


Рисунок 4.2.4 Межгодовая изменчивость содержания Ca^{2+} в керне Эльбруса и индекса SPEI3 (слева). То же – с вычитанием тренда (справа).

Периоды засушливых условий в Ближневосточном регионе совпадают с повышением концентрации Ca^{2+} и наоборот. В период засухи в атмосферу выбрасывается большее количество минеральных частиц, которые весной и летом переносятся на кавказские ледники. При этом уменьшение осадков над территорией Ближнего Востока создают условия, при котором уменьшается вымывание аэрозолей.

Выводы по главе 4.

По данным AERONET в МО МГУ с дополнительной фильтрацией облачности и коррекцией на NO_2 наблюдается уменьшение АОТ ($-3,1 \pm 1,3\%$ в год) за период с 2002 по 2014 года. Полученный тренд обусловлен главным образом уменьшением эмиссии антропогенных газов-предшественников аэрозоля, которое наблюдается на всей территории ЕТР, в том числе и в Москве. Этот тренд соответствует отрицательным тенденциям АОТ на всей территории Европы.

В то же время по данным восстановления ледниковых кернов над территорией Кавказа наблюдается рост концентрации Ca^{2+} ($4,0 \pm 0,5\%$ в год). Корреляционный анализ показал, что данный тренд связан с адвекцией воздушных масс с Ближнего Востока, где растет засушливость климата региона.

Глава 5 Эффекты облачно-аэрозольного взаимодействия по данным климатической модели INMCM48 для Северной Евразии

В предыдущей главе были показаны значимые отрицательные тренды АОТ на территории России, связанные с уменьшением антропогенного загрязнения. Кроме того, множество работ показывают, что уменьшается содержание сульфатного аэрозоля на территории Европы (Manktelow et al., 2007, Aas et al., 2019). Это подтверждается также данными ЕМЕП (Vestreng et al., 2007) и восстановления содержания сульфатов из ледниковых кернов Альп (Fagerli et al., 2007) и Эльбруса (Preunkert et al., 2019). Сульфатный аэрозоль вследствие его гидрофильности и большого содержания в атмосфере является одним из главных объектов при рассмотрении облачно-аэрозольного взаимодействия (см. пункт 1.3 и 2.4). Таким образом, значимый отрицательный тренд аэрозоля может существенно повлиять на облачность на территории Европы.

Для оценки эффектов облачно-аэрозольного взаимодействия использовалась климатическая модель института вычислительной математики INMCM48 (Володин и др., 2016). Пространственное разрешение модели составляет $2 \times 1,5$ градуса в атмосфере и $0,5 \times 0,25$ в океане. Количество вертикальных уровней составляет 40, а шаг интегрирования по времени 12 минут. Часть расчетов проведена на суперкомпьютере Ломоносов, часть на суперкомпьютере ИВМ РАН.

Сульфатный аэрозоль в модели рассчитывается в зависимости от концентрации диметилсульфида в океане, скорости приводного ветра с поправкой на температуру воды (см пункт 2.4.1). Антропогенная составляющая сульфатного аэрозоля задается согласно эмиссиям CMIP6 (Fiedler S. et al., 2019).

В работе были проведены численные эксперименты с параметризацией (McCoy et al., 2017):

$$N_d = \exp(4,86 + 0,41 * \ln m_{aer}), \quad (5.1)$$

$$N_{d_контр} = \exp(4,86 + 0 * \ln m_{aer}), \quad (5.2)$$

где N_d – количество облачных капель, m_{aer} – массовая концентрация аэрозоля ($\text{кг}/\text{м}^3$).

В контрольном эксперименте (формула 5.2) коэффициент перед массовой концентрацией аэрозоля m_{aer} равен 0, что означает полное отсутствие зависимости числа облачных капель от сульфатного аэрозоля и, соответственно, его влияния на количество облачных частиц.

Пик эмиссий антропогенного диоксида сульфата в Европе приходился на 1980 год (рисунок 5.1) (Vestreng et al.,2007). Поэтому для численных экспериментов эмиссии были заданы на 1980 год и 2005 годы, когда содержание сульфатного аэрозоля было ниже уровня 1980 года. Отметим, что 2005 год является последним расчетным годом СМIP5 для исторических экспериментов. Расчет производился на 10 лет для всего земного шара с неизменными эмиссиями всех типов аэрозолей. Начальные данные для атмосферы и океана задавались в каждом эксперименте по 2005 году. Такой подход позволяет оценить вклад только от изменения эмиссий сульфатного аэрозоля.

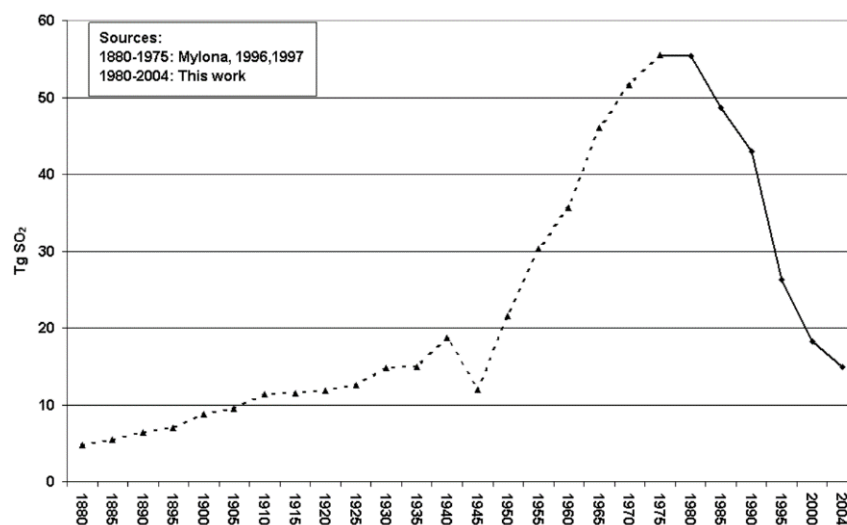


Рисунок 5.1 Эмиссии диоксида сульфата в Европе (Vestreng et al.,2007).

5.1 Оценка эмиссий аэрозолей.

В параметризацию (формулы 5.1 и 5.2) входит массовая концентрация сульфатного аэрозоля на каждом модельном уровне. В результате интегрирования по высоте были получены данные по аэрозольной оптической толщине. Далее проведены сравнения полученной АОТ сульфатного аэрозоля с данными современных реанализов аэрозоля MERRA2 (Gelaro et al., 2017) для 1980, 1990 и 2005 годов (рисунок 5.1.2), а также реанализа CAMS (Inness et al., 2019) для 2005 года (рисунок 5.1.3).

Реанализ MERRA2 основан на спектральной модели GEOS (Molod et al. 2015) и схеме анализа 3DVARGSI (Kleist et al. 2009) с горизонтальным разрешением около $0.5^\circ \times 0.625^\circ$ для 72 уровней. Главное преимущество данного реанализа — это усвоение большого числа спутниковых и наземных данных по свойствам аэрозоля: AVHRR (1979-2002) (Heidinger et al. 2002), MODIS на спутниках Terra (2000–настоящее время) и Aqua (2002– настоящее время) (Remer et al. 2005; Levy et al. 2007), MISR (2000-2014) (Kahn et al. 2005) и данных станций сети AERONET (Holben et al. 1998).

Реанализ CAMS основан на модели IFS ECMWF (Morcrette et al., 2009) с пространственным разрешением $0.5^\circ \times 0.5^\circ$. В качестве аэрозольных данных используются только измерения прибора MODIS и AATSR на спутнике Envisat (Popp et al. 2016). Однако, в отличие от MERRA2, при расчете данного реанализа применяют схему с эволюцией 12 различных аэрозольных частиц: три размера частиц морской соли и пыли, гидрофильного и гидрофобного органического вещества, и черного углерода, а также сульфатного аэрозоля и газообразного предшественника диоксида серы, которые корректируются по данным измерений с использованием более совершенной системы усвоения 4DVAR (Courtier et al., 1994). Данные реанализа CAMS доступны с 2003 по 2019 года, поэтому для сравнений был взят только 2005 год.

Оба реанализа по результатам сравнений с измерениями AERONET признаются подходящими для глобальных исследований. Для Европы среднеквадратичная ошибка (RMSE) AOT на 500 нм составляет 0,086 для CAMS и 0,069 для MERRA2 (Gueymard Yang, 2020). Для Азии погрешности больше, RMSE AOT 500 нм достигает 0,208 и 0,232 для CAMS и MERRA2 соответственно. В среднем по земному шару RMSE AOT 500 нм для реанализа MERRA2 меньше (0,126 по сравнению с 0,144). Однако для некоторых типов аэрозоля в реанализе MERRA2 были обнаружены большие погрешности, например, для среднемесячной концентрации приземного черного углерода (около 30%) в теплое время года в северных регионах (Журавлева и др., 2020).

Таким образом, оба реанализа на данный момент являются наиболее полными и точными источниками данных о пространственно-временном распределении свойств аэрозоля.

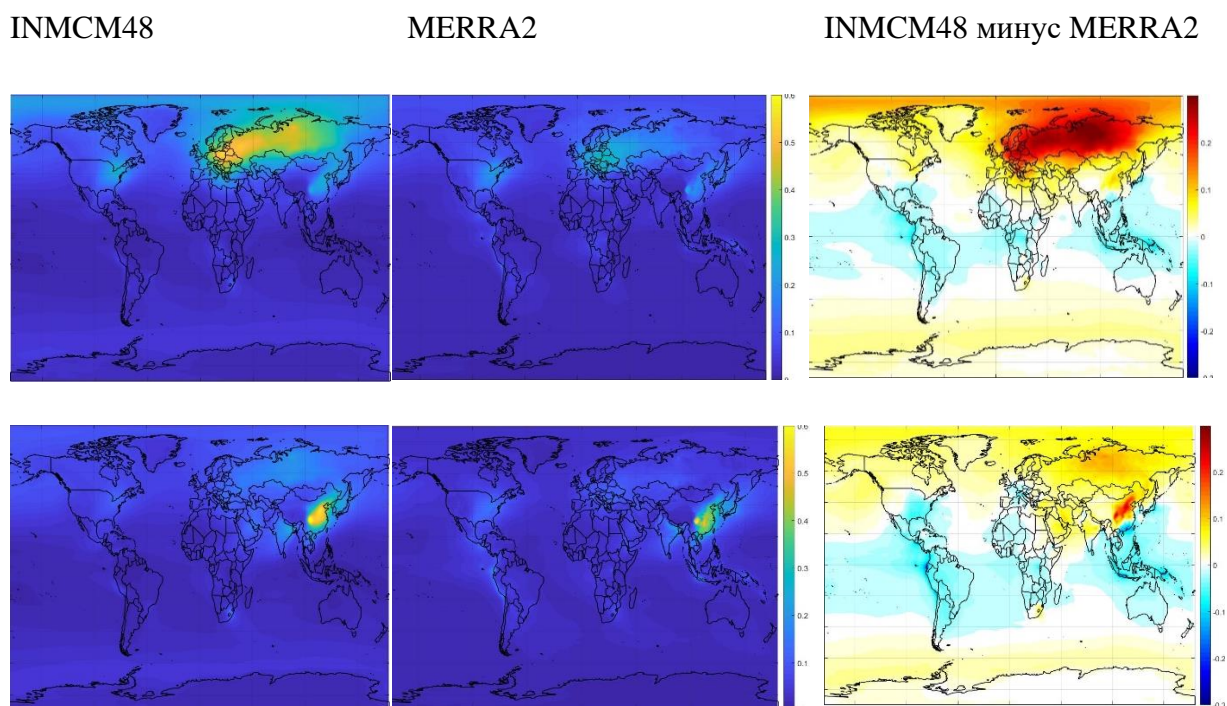


Рисунок 5.1.2 AOT сульфатного аэрозоля по данным модели INMCM48 (слева) и реанализа MERRA2 (в центре) для 1980 (вверху) и 2005 года (внизу) и их разность (справа).

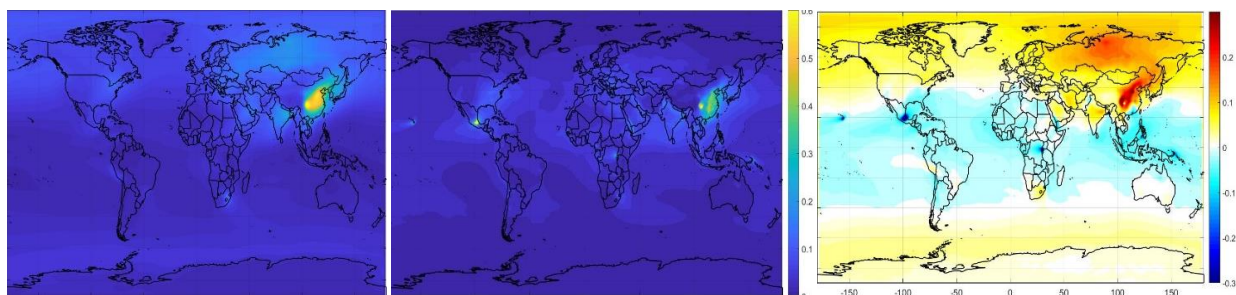


Рисунок 5.1.3 AOT сульфатного аэрозоля по данным модели INMCM48 (слева) и реанализа SAMS (в центре) для 2005 года и их разность (справа).

Сравнения с данными аэрозольных реанализов показывают, что модель INMCM48 завышает AOT сульфатного аэрозоля над Северной Евразией на 0,2-0,3, а в тропической зоне занижает до 0,1. Также наблюдается сильное завышение AOT на территории Китая в 2005 году (до 0,3). Однако, модель воспроизводит основные тенденции сульфатного AOT, наблюдаемые в реанализе MERRA2: уменьшение в Европе и ЕТР более чем на 0,25 и увеличение в Китае до 0,3 за период с 1980 по 2005 год (рисунок 5.1.4). Аналогичные выводы для концентрации сульфатного аэрозоля были получены по наблюдениям и ансамблевым расчетам (Streets et al., 2009; Aas et al., 2019).

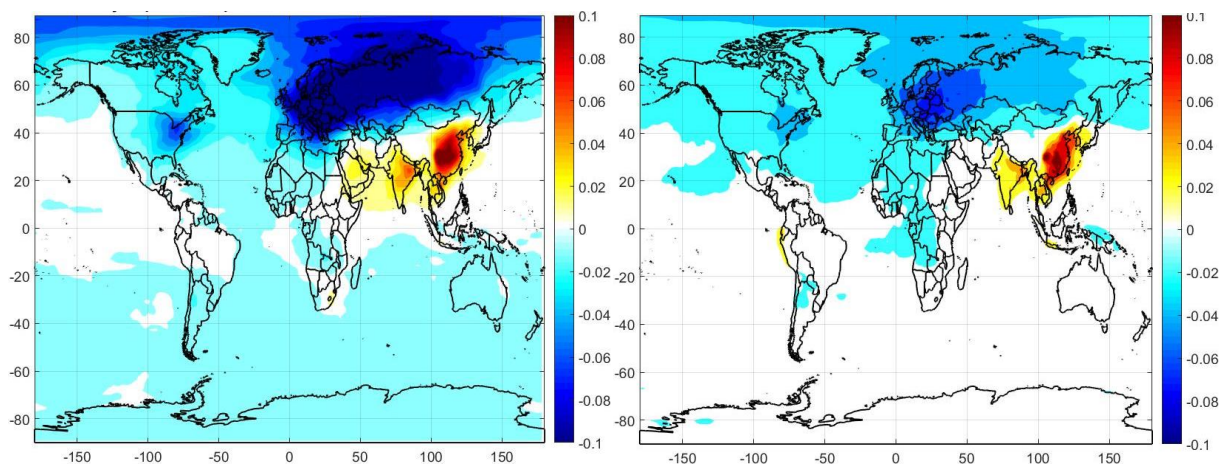


Рисунок 5.1.4 Изменение сульфатного аэрозоля (AOT/10 лет) по данным модели INMCM48 (слева) и реанализа MERRA (справа) за период 1980–2005 гг.

Отметим, что для большей части России и Арктики эти тренды несколько завышены. Однако для территории Европы в целом модель INMCM48 правильно воспроизводит распределение АОТ, позволяет оценивать тренды АОТ и их возможное влияние на облачно-аэрозольное взаимодействие.

5.2 Анализ эффектов облачно-аэрозольного взаимодействия

Учет сульфатного аэрозоля в параметризации облачно-аэрозольного взаимодействия анализируется при сравнении результатов расчетов модели INMCM48 с формулой 5.1 и результатов расчетов с формулой 5.2.

Рассмотрим влияние учета сульфатного аэрозоля для территории Европы и ЕТР, где наблюдаются сильные отрицательные тренды АОТ сульфатного аэрозоля. Основное внимание уделим летнему периоду, когда количество суммарной радиации максимально для выбранной территории.

В первую очередь, эффект учета сульфатного аэрозоля отражается в увеличении количества облачных частиц (рисунок 5.2.1) до 15 см^{-2} для территории Европы в 1980 году, в другие годы отмечается меньшее влияние сульфатного аэрозоля, так как получен отрицательный тренд количества облачных капель. Так в 2005 году эффект не превышает 10 см^{-2} . Полученное значение соотносится с данными измерений и моделирования (McCoу et al., 2017; Vai et al., 2020; Haywood et al., 2020). Кроме того, наблюдается уменьшение количества облачных капель для территории Европы и ЕТР на 5 см^{-2} за 1980–2005 гг.

Расчет количества облачных капель напрямую влияет на балл общей облачности. При включении сульфатного аэрозоля в параметризацию облачно-аэрозольного взаимодействия для территории Европы и ЕТР также наблюдается увеличение балла общей облачности (рисунок 5.2.2). В 1980 году рост достигает 0,2 (или 2-х баллов), в 2005 году не превышает 0,1 (1-го балла). При этом количество облачности с 1980 по 2005 году уменьшается на 0,07 (0,7 балла).

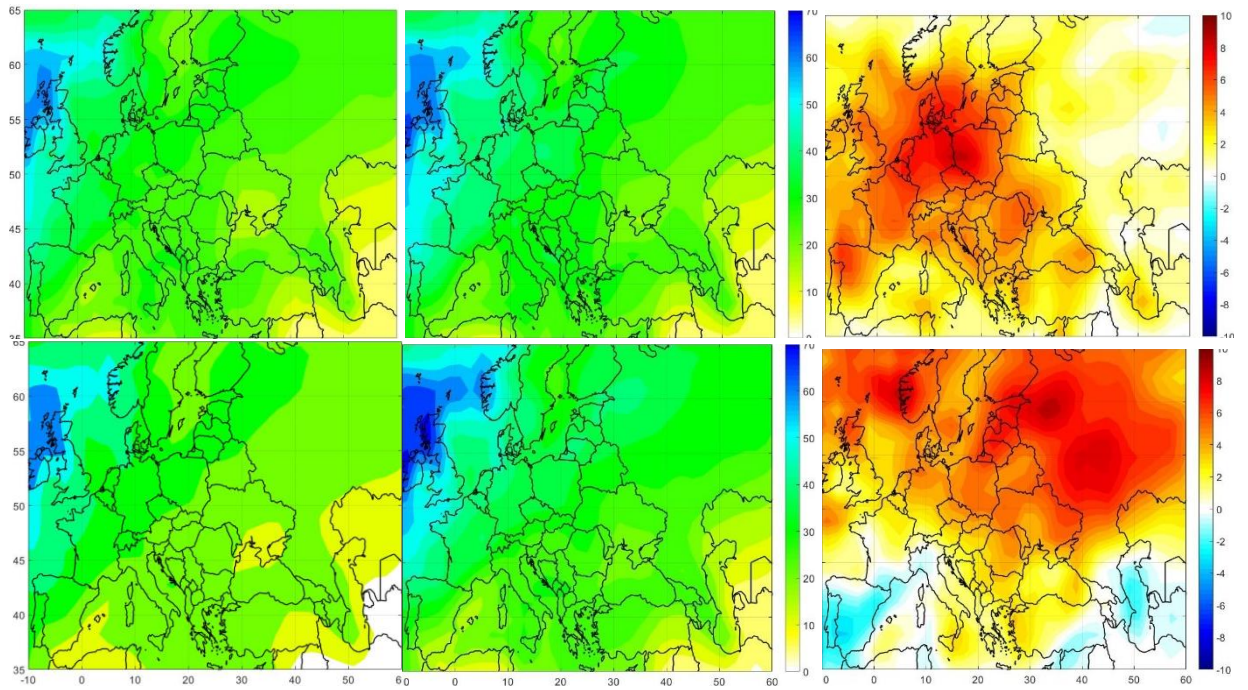


Рисунок 5.2.1. Количество облачных капель (см^{-2}) в 1980 (сверху) и 2005 (снизу) годы для летнего сезона без учета влияния сульфатного аэрозоля в схеме (слева), с учетом сульфатного аэрозоля (в центре) и их разность (справа).

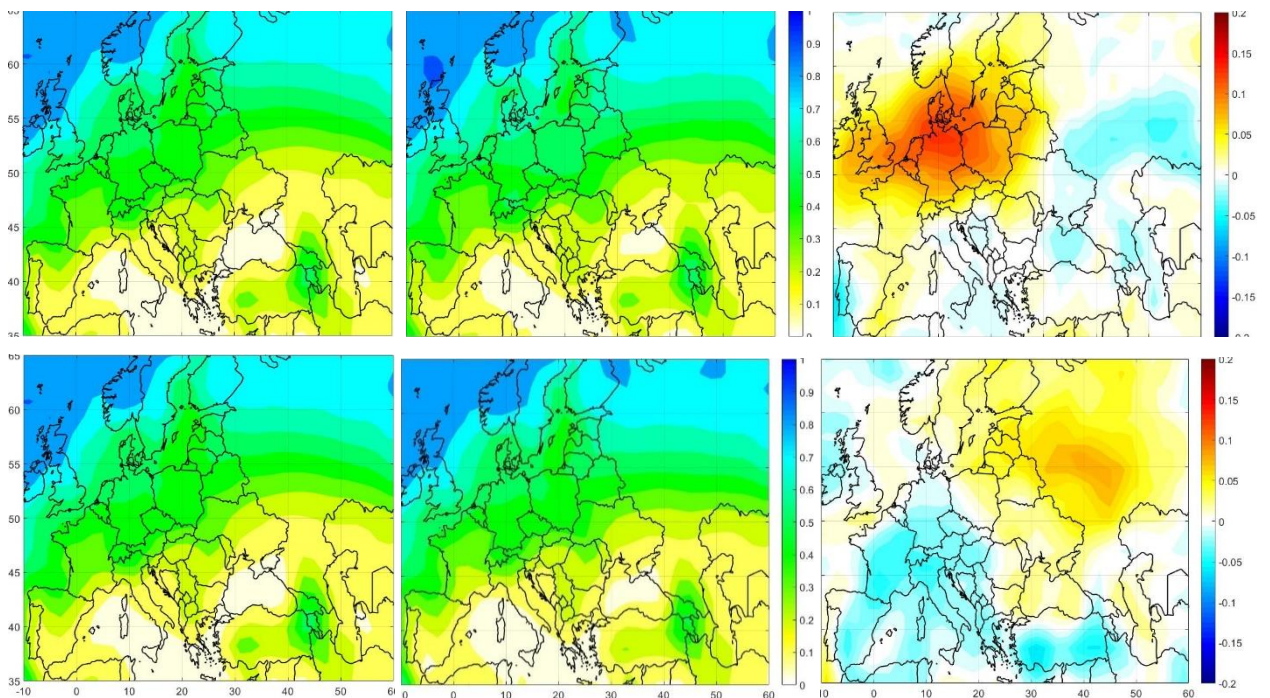


Рисунок 5.2.2. Доля («1» – 10 баллов) общей облачности для 1980 (сверху) и 2005 (снизу) годов для летнего сезона без учета влияния сульфатного аэрозоля

в схеме (слева), с учетом сульфатного аэрозоля (в центре) и их разность (справа).

Наиболее сильный эффект облачно-аэрозольного взаимодействия наблюдается в увеличении нижнего балла облачности, так как наибольшая концентрация сульфатного аэрозоля находится в нижней тропосфере, и он влияет на формирование ядер конденсации (рисунок 5.2.3). Балл нижней облачности увеличивается в течение всего года более чем на 0,05 (или 0,5 балла), однако самый сильный эффект наблюдается в летний период и достигает 0,2 (2-х баллов), когда количество капельной облачности и суммарной радиации для данной территории максимально (рисунок 5.2.3в).

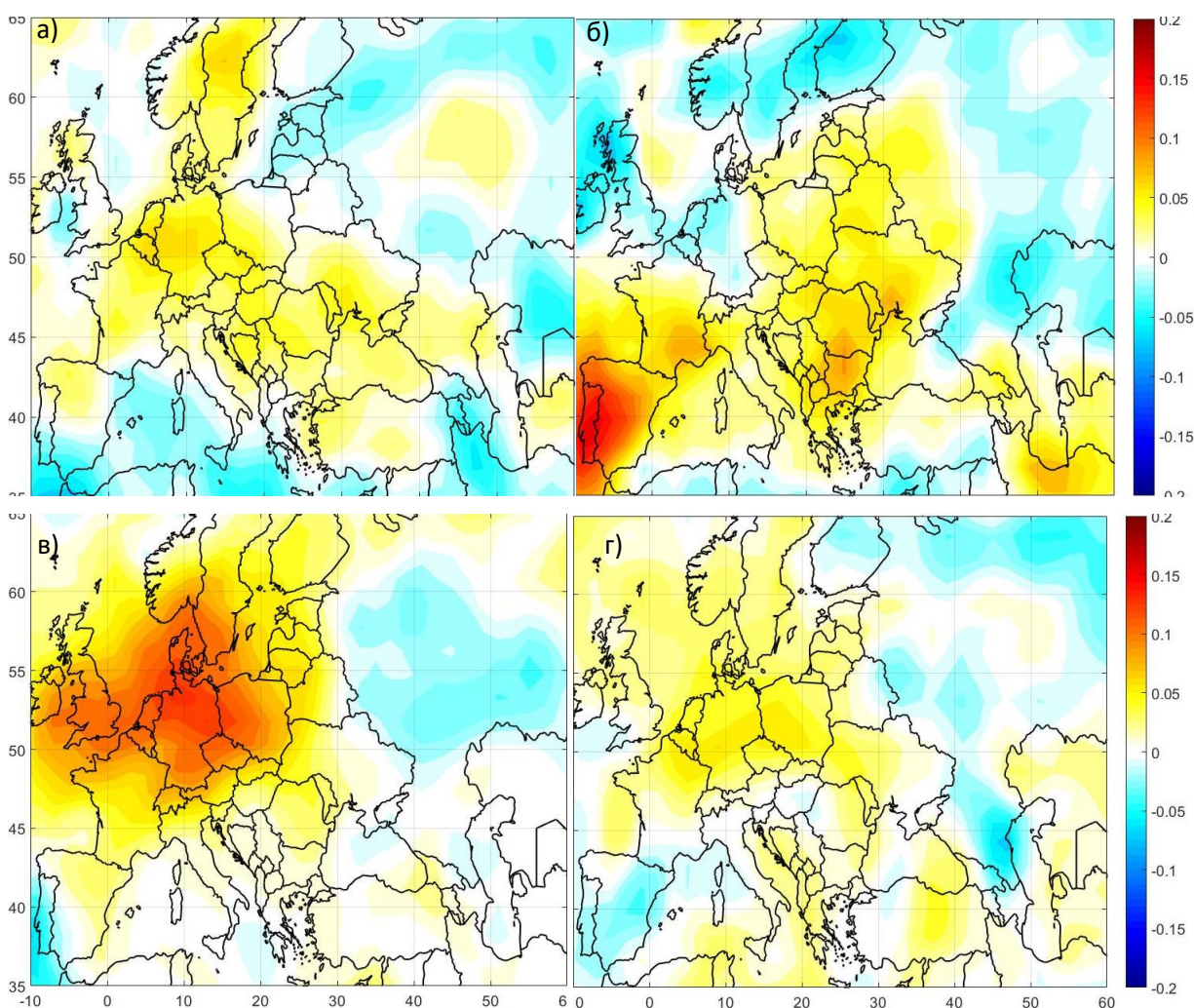


Рисунок 5.2.3. Влияние сульфатного аэрозоля на балл нижней облачности для зимы (а), весны (б), лета (в), осени (г) 1980 год.

Сильное изменение общего балла облачности оказывает значительное влияние на коротковолновую радиацию, приходящую на поверхность Земли (рисунок 5.2.4). Как было показано ранее, данный эффект больше всего обусловлен изменением балла нижней облачности.

Уменьшение суммарной радиации за счет учета сульфатного аэрозоля в параметризации облачно-аэрозольного взаимодействия для Европы и ЕТР достигает -20 Вт/м^2 в 1980 году и до -15 Вт/м^2 в 2005 году.

Стоит отметить, что суммарная радиация увеличивается при сравнении результатов расчетов с эмиссиями 1980 и 2005 года на территории Европы и ЕТР до 25 Вт/м^2 .

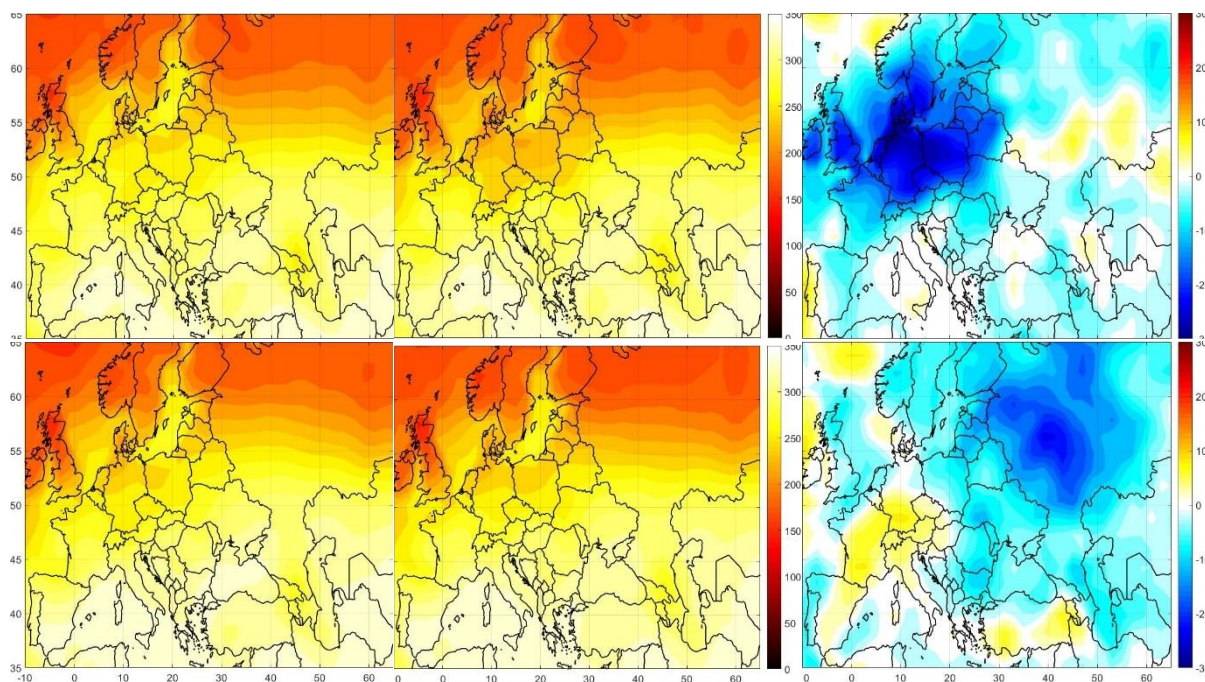


Рисунок 5.2.4. Суммарная радиация в 1980 (сверху) и 2005 (снизу) годах для летнего сезона без учета влияния сульфатного аэрозоля в схеме (слева), с учетом сульфатного аэрозоля (в центре) и их разность (справа).

Уменьшение сульфатного аэрозоля при ясном небе через прямой эффект также оказывает влияние на изменение суммарной радиации. Увеличение суммарной радиации при ясном небе с 1980 по 2005 год для территории Европы достигает 10 Вт/м^2 . Для исключения этого эффекта и выявления

суммарного влияния балла облаков и их оптической толщины использовалась характеристика облачного пропускания CQ :

$$CQ = Q_{cloud}/Q_{clear}, \quad (5.4)$$

где Q_{cloud} – суммарная радиация в облачных условиях, Q_{clear} – суммарная радиация при ясном небе.

По данным реанализа ERA-Interim было показано, что в теплый период года во многих регионах Европы и ЕТР наблюдается заметное увеличение облачного пропускания (Chubarova et al., 2020). Поэтому была поставлена задача оценить, связано ли это явление с отрицательными аэрозольными трендами. Для этого было рассмотрено изменение облачного пропускания с 1980 по 2005 года для контрольного эксперимента, эксперимента с включением сульфатного аэрозоля и по данным реанализа ERA-Interim, данные которого были осреднены за 3 года (1979-1981, 2004-2006) (рисунок 5.2.5).

Для всех сезонов, кроме весны, преобладает увеличение облачного пропускания на территории Европы (до 15%) по данным реанализа ERA-Interim. Включение в схему сульфатного аэрозоля усиливает отклик облачности на тренды аэрозоля и позволяет получить значимые тренды облачного пропускания для Южной Европы и ЕТР. По модели INMCM48 на большей части ЕТР наблюдается уменьшение облачного пропускания при учете сульфатного аэрозоля в схеме расчета (рисунок 5.2.5).

Однако также можно увидеть увеличение облачного пропускания в летний период в центральной Европе при учете сульфатного аэрозоля в параметризации облачно-аэрозольного взаимодействия. На рисунке 5.2.6 показана диаграмма рассеяния изменения CQ по модели INMCM48 в сравнении с изменением CQ по реанализу ERA-Interim за 1980-2005 гг. в летний период для территории 40-65° с.ш. и 10-40° в.д.

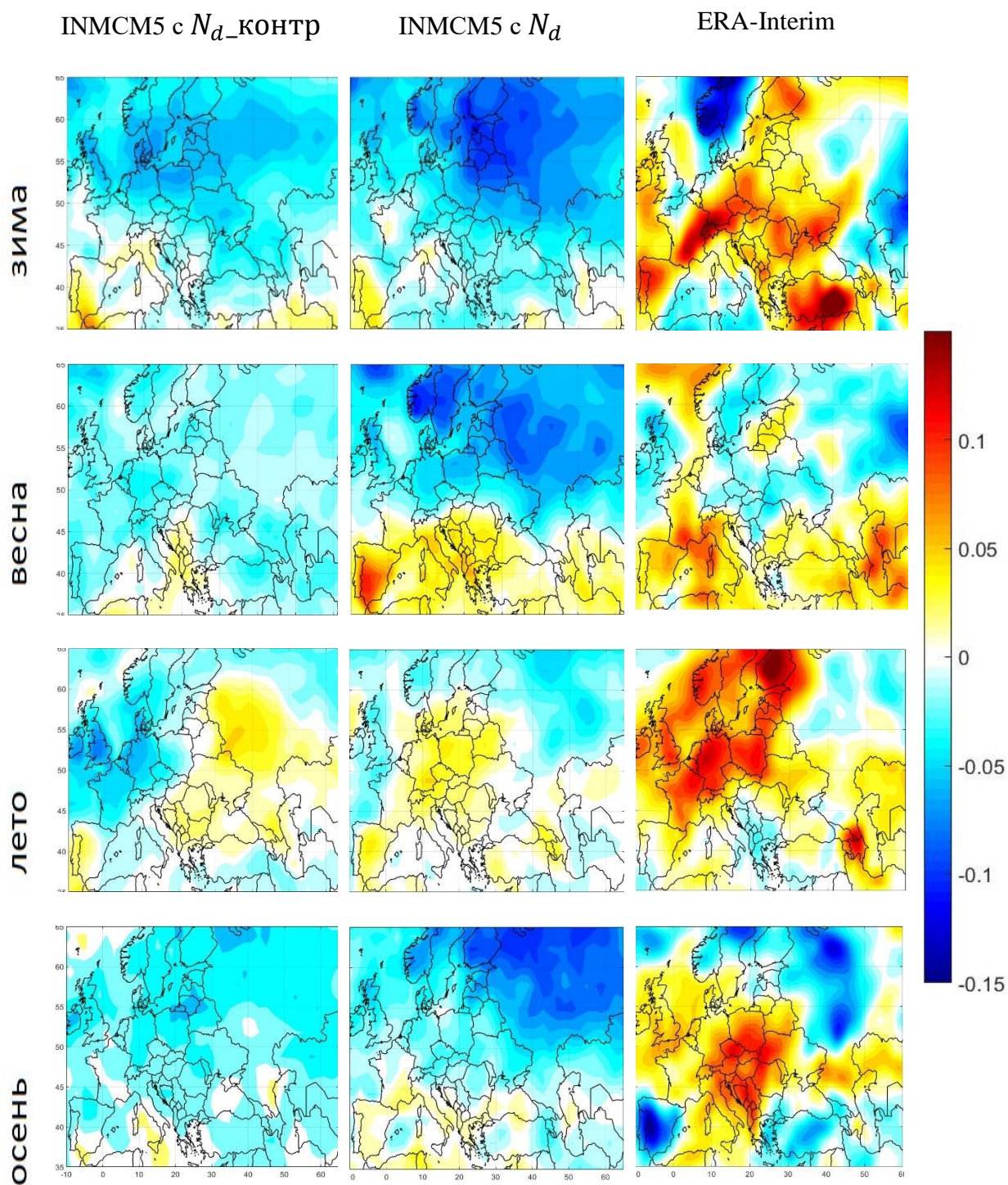


Рисунок 5.2.5. Изменение облачного пропускания (2005 г. минус 1980 г.) в контрольном эксперименте (формула 5.2) (слева) с учетом сульфатного аэрозоля в параметризации облачно-аэрозольного взаимодействия (формула 5.1) (по середине) и по данным ERA-Interim (справа).

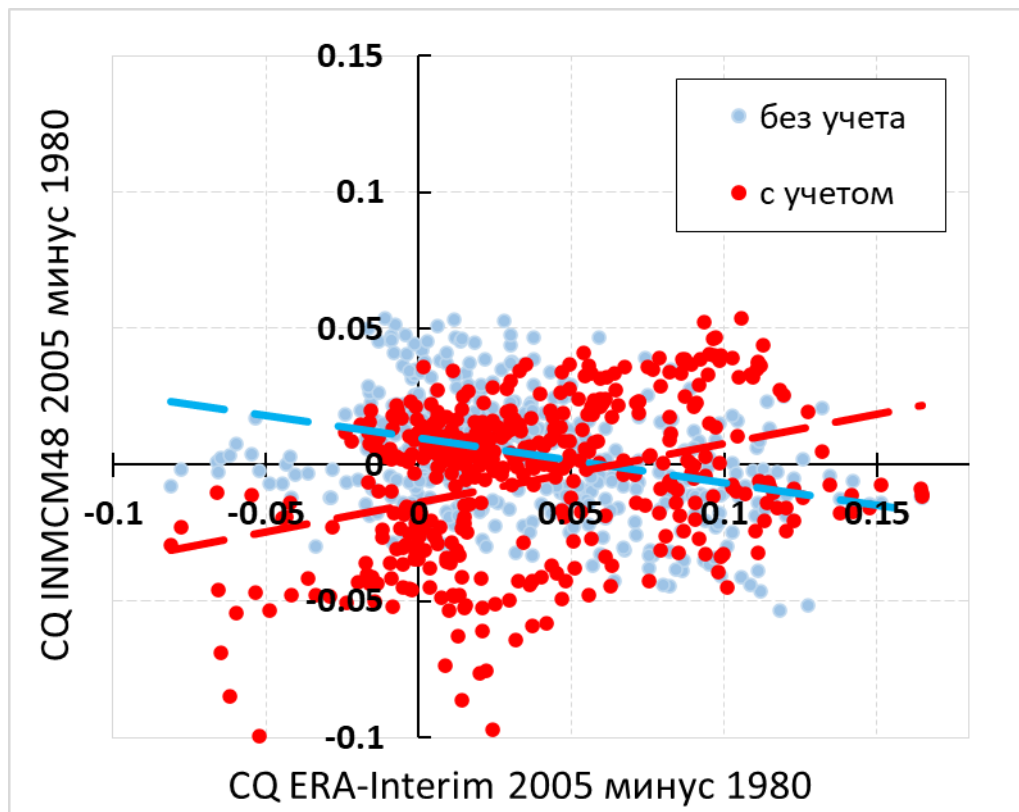


Рисунок 5.2.6 Изменение облачного пропускания в модели INMCM48 (2005 минус 1980 года) и по данным реанализа ERA-Interim (2004–2006 минус 1979–1981,) в летний период для территории 40–65°с.ш. и 10–40°в.д без учета сульфатного аэрозоля в параметризации облачно-аэрозольного взаимодействия и с его учетом.

Таким образом, учет новой параметризации облачно-аэрозольного взаимодействия в модели ИВМ усиливает отклик облачности на тренды сульфатного аэрозоля и улучшает точность воспроизведения результатов по сравнению с данными реанализа в теплый период года. При этом увеличиваются положительные изменения CQ и уменьшаются его отрицательные изменения.

Выводы по главе 5

Модель INMCM48 воспроизводит наблюдаемые изменения содержания сульфатного аэрозоля по данным реанализов MERRA2 и CAMS. Изменения АОТ сульфатного аэрозоля превышают -0.25 для Европы и +0.3 в Китае с 1980 по 2005 годы.

При учете сульфатного аэрозоля в параметризации облачно-аэрозольного взаимодействия в модели INMCM48 в летний период над территорией Европы увеличивается количество облачных капель до 15 см^{-2} , балл общей облачности до 0,2, суммарная радиация уменьшается до 20 Вт/м^2 .

Отрицательный тренд сульфатного аэрозоля с 1980 по 2005 год над территорией Европы приводит к росту суммарной радиации до 25 Вт/м^2 , а также к увеличению облачного пропускания солнечной радиации до 4% в летний период года по данным модели INMCM48.

Использование сульфатного аэрозоля в параметризации облачно-аэрозольного взаимодействия улучшает сходимость результатов расчетов модели INMCM48 по изменению облачного пропускания в летний период на территории Европы с 1980 по 2005 год с данными реанализа ERA-Interim.

Заключение

В соответствии с целью диссертационной работы и ее основными защищаемыми положениями можно сделать следующие выводы:

1. Сравнительный анализ годового хода основных свойств аэрозолей по данным AERONET и аэрозольных климатологий MACv2 и Tegen на станциях в различных климатических зонах показал, что современная аэрозольная климатология MACv2 лучше отражает реальное распределение свойств аэрозолей. Ее использование в алгоритме CLIRAD(FC05)-SW позволяет уменьшить погрешности расчета суммарной радиации в отдельные месяцы до 10–15 Вт/м².
2. Меньшие погрешности оценок аэрозольной оптической толщины и альbedo однократного рассеяния в климатологии MACv2 позволяют уменьшить среднеквадратическую ошибку расчета приземной температуры на 0,1–0,2°C (в отдельных станциях до 0,5°C) на юге Европы, юге Европейской территории России и Ближнем Востоке относительно расчетов с данными климатологии Tanre, применяющейся в оперативной модели COSMO-Ru Гидрометцентра России на момент проведения экспериментов до 2020 года. В безоблачных условиях уменьшение ошибки может достигать 1°C. Показано, что в теплый период года имеет место значимое изменение приземной температуры воздуха у поверхности Земли за счет радиационного эффекта аэрозоля, которое составляет $0,9 \pm 0,2^\circ\text{C} / 100 \text{ Вт м}^{-2}$.
3. На основании измерений AERONET в МО МГУ за период с 2002 по 2014 г. с дополнительной коррекцией данных получен статистически значимый отрицательный тренд аэрозольной оптической толщины, составляющий в видимом диапазоне спектра $-3,1 \pm 1,3\%$ в год. Показано, что он связан, главным образом с уменьшением антропогенных выбросов предшественников аэрозоля на Европейской территории России и в Москве. Значимой связи аэрозольной оптической толщины с различными метеорологическими элементами, включая связи с изменениями в направлении адвекции воздуха, не обнаружено.

4. Для территории Кавказа, наряду с общей тенденцией сокращения общего содержания аэрозоля, по данным измерений в ледниковом керне на Эльбрусе получен положительный тренд содержания его минеральной компоненты (кальция), равный $4,0 \pm 0,5\%$ в год, что определяется увеличением индекса засушливости над территорией Ближнего Востока, откуда, согласно данным траекторного анализа, осуществлялась адвекция минерального аэрозоля.

5. Учет эффектов облачно-аэрозольного взаимодействия за счет сульфатного аэрозоля в модели INMCM48 приводит к увеличению количества облачных капель (до 15 см^{-2}) и балла общей облачности (до 2-х баллов) и уменьшению суммарной радиации до 20 Вт/м^2 в летний период над территорией Европы. Учет сульфатного аэрозоля в параметризации облачно-аэрозольного взаимодействия приводит к лучшему соответствию модельных данных с наблюдающимся ростом облачного пропускания в летний период на территории Европы, где отмечается отрицательный тренд сульфатного аэрозоля с 1980 по 2005 год.

Список литературы

1. Абакумова Г. М., Горбаренко Е. В. Прозрачность атмосферы в Москве за последние 50 лет и ее изменения на территории России. – 2008.
2. Володин Е. М., Дианский Н. А., Гусев А. В. Воспроизведение современного климата с помощью совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана INMCM 4.0 //Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. – 2010. – Т. 46. – №. 4. – С. 448-466.
3. Володин Е. М., Кострыкин С. В. Аэрозольный блок в климатической модели ИВМ РАН //Метеорология и гидрология. – 2016. – №. 8. – С. 5-17.
4. Вольперт Е. В., Чубарова Н. Е. 15. Основные характеристики аэрозоля по данным солнечно-небесного фотометра CIMEL сети AERONET и оценка качества новой третьей версии данных измерений //Эколого-климатические характеристики атмосферы Москвы в 2017 г. по данным Метеорологической обсерватории МГУ имени МВ Ломоносова. – 2018. – С. 169-180.
5. Галин В. Я., Смышляев С. П., Володин Е. М. Совместная химико-климатическая модель атмосферы //Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. – 2007. – Т. 43. – №. 4. – С. 437-452.
6. Голобокова Л. П. и др. Исследования атмосферного аэрозоля в Арктических районах России //Лед и снег. – 2013. – Т. 53. – №. 2. – С. 129-136.
7. Горбаренко Е. В. Аэрозольная мутность атмосферы в Москве в конце XX века //Метеорология и гидрология. – 2003. – №. 7. – С. 13-18.
8. Горбаренко Е. В. Изменчивость солнечного сияния в Москве за период 1955-2017 гг //Метеорология и гидрология. – 2019. – №. 6. – С. 24-36.
9. Горбаренко Е. В. Климатические изменения радиационных параметров атмосферы по данным наблюдений в Метеорологической обсерватории МГУ //Метеорология и гидрология. – 2016. – №. 12. – С. 5-17.
10. Горбаренко Е. В., Ерохина А. Е., Лукин А. Б. Многолетние изменения аэрозольной оптической толщины атмосферы в России //Метеорология и гидрология. – 2006. – №. 7. – С. 41-48.

11. Горчаков Г. И. и др. Влияние ветра на распределение сальтирующих частиц по размерам //Оптика атмосферы и океана. – 2019. – Т. 32. – №. 10. – С. 848-855.
12. Горчаков Г. И. и др. Влияние силы Сэфмана, подъемной силы и электрической силы на перенос частиц в ветропесчаном потоке //Доклады Академии наук. – 2016. – Т. 467. – №. 3. – С. 336-336.
13. Горчаков Г. И., Шукуров К. А. Флуктуации концентрации субмикронного аэрозоля в конвективных условиях //Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. – 2003. – Т. 39. – №. 1. – С. 85-97.
14. Груздев А. Н., Исаков А. А., Аникин П. П. Многолетние тренды массовой концентрации приземного аэрозоля на Звенигородской научной станции Института физики атмосферы им. АМ Обухова РАН //Оптика атмосферы и океана. – 2019. – Т. 32. – №. 12. – С. 957-964.
15. Гущин Г. П. Методы, приборы и результаты измерения спектральной прозрачности атмосферы. – Гидрометеиздат, 1988.
16. Евневич Т. В., Савиковский И. А. Расчет прямой солнечной радиации и коэффициента прозрачности атмосферы. // Метеорология и гидрология –1989 – № 5. – С. 106—109
17. Еремина И. Д. и др. Кислотность и химический состав осадков на территории Московского региона в теплый период года //Вестник Московского университета. Серия 5. География. – 2014. – №. 5.
18. Жданова Е. Ю., Хлестова Ю. О., Чубарова Н. Е. Тренды характеристик атмосферного аэрозоля в Москве по данным многолетних измерений сети AERONET //Оптика атмосферы и океана. – 2019. – Т. 32. – №. 6. – С. 443-448.
19. Журавлева Т. Б., Насртдинов И. М., Виноградова А. А. Прямые радиационные эффекты дымового аэрозоля в районе ст. Тикси (Российская Арктика): предварительные результаты //Оптика атмосферы и океана. – 2019. – Т. 32. – №. 1. – С. 29-38.

20. Журавлева Т. Б. и др. Черный углерод в приземной атмосфере вдали от источников эмиссий: сравнение результатов измерений и реанализа MERRA-2 // Оптика атмосферы и океана. – 2020. – Т. 33. – №. 4. – С. 250-260.
21. Кабанов Д.М., Сакерин С.М., Турчинович С.А. Солнечные многоволновые фотометры для исследования прямой радиации и аэрозольно-газового состава атмосферы. В кн. Региональный мониторинг Сибири. Ч.2 // под ред. М.В. Кабанова. Томск, "Спектр," 1997. С. 131 – 145.
22. Кабанов Д.М., Сакерин С.М., Турчинович С.А. Солнечный фотометр для научного мониторинга (аппаратура, методики, алгоритмы) // Оптика атмосферы и океана. 2001. т. 14. № 12. С. 1162 – 1169.
23. Кислов А.В. и др. Климат Москвы в условиях глобального потепления // Издательство Московского университета Москва. – 2017. – 288 с.
24. Кульбачевский А. О. Зеленый мегаполис-комфортная среда для жителей Москвы // Вестник университета правительства Москвы. – 2017. – №. 4. – С. 2-9.
25. Ку-Нан Лиоу, Основы радиационных процессов в атмосфере, Ленинград. Гидрометеиздат 1984.
26. Лужецкая А.П., Оптические и микрофизические характеристики атмосферного аэрозоля на Среднем Урале по данным многолетних спектральных фотометрических измерений, диссертация, 2018, ИОА РАН, Томск
27. Махоткина Е. Л., Плахина И. Н. Мониторинг прозрачности атмосферы: результаты измерений за последние десятилетия (обзор) // Труды Главной геофизической обсерватории им. АИ Воейкова. – 2014. – №. 572. – С. 57-88.
28. Ривин Г. С. и др. Система краткосрочного численного прогноза высокой детализации COSMO-Ru, ее развитие и приложения // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. – 2019. – №. 4 (374). – С. 37.

29. Росгидромет Наставление гидрометеостанциям и постам. М., 1997. Вып. 5. Ч. 1.
30. Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Турчинович С.А. Автономный солнечный фотометр для круглогодичных измерений спектральной прозрачности атмосферы. // Журнал —Наука – производству. 2003. № 9, с. 60 – 65.
31. Сакерин С. М., Горбаренко Е. В., Кабанов Д. М. Особенности многолетней изменчивости аэрозольной оптической толщины атмосферы и оценки влияния различных факторов //Оптика атмосферы и океана. – 2008. – Т. 21. – №. 7. – С. 625-631.
32. Сакерин С.М. и др. Исследование радиационных характеристик аэрозоля в азиатской части России. – 2012 – Издательство ИОА РАН, Томск
33. Тарасова Т. А., Ярхо Е. В. Определение аэрозольной оптической толщины атмосферы по наземным измерениям интегральной солнечной радиации //Метеорология и гидрология. – 1991. – №. 12. – С. 66-71.
34. Терпугова С. А. и др. Результаты исследований характеристик аэрозоля в атмосфере Карского и Баренцева морей в летне-осенний период 2016 г //Оптика атмосферы и океана. – 2018. – Т. 31. – №. 5. – С. 391-402.
35. Тимофеев Ю. М., Васильев А. В. Теоретические основы атмосферной оптики. – СПб.: Наука, 2003. – Т. 239.
36. Улюмджиева Н., Чубарова Н., Смирнов А., Характеристики атмосферного аэрозоля по данным солнечного фотометра CIMEL, Метеорология и гидрология., 2005, № 1, С. 48–57.
37. 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.
38. Юнге Х., Петров В. Н., Герасимов А. Я. Химический состав и радиоактивность атмосферы: Пер. с англ. – мир, 1965.

39. Юрова А. Ю., Толстых М. А. Анализ погрешностей двух алгоритмов расчета солнечного излучения для моделей общей циркуляции атмосферы //Труды Гидрометцентра России. – 2012. – №. 348. – С. 061-069.
40. Янишевский Ю. Д. Актинометрические приборы и методы наблюдений. – ГИМИЗ, 1957.
41. Aas W. et al. Global and regional trends of atmospheric sulfur //Scientific reports. – 2019. – Т. 9. – №. 1. – С. 1-11.
42. Ackerman A. S. et al. Reduction of tropical cloudiness by soot //Science. – 2000. – Т. 288. – №. 5468. – С. 1042-1047.
43. Albrecht B. A. Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness //Science. – 1989. – Т. 245. – №. 4923. – С. 1227-1230.
44. Ambartzumian V. The effect of the absorption lines on the radiative equilibrium of the outer layers of the stars //Publ. Obs. Astron. Univ. Leningrad. – 1936. – Т. 6. – С. 7-18.
45. Amiridis V., Giannakaki E., Balis D.S. et al. Smoke injection heights from agricultural burning in Eastern Europe as seen by CALIPSO //Atmospheric Chemistry and Physics. – 2010. – Т. 10. – №. 23. – С. 11567-11576.
46. Amiri-Farahani A. et al. Impact of Saharan dust on North Atlantic marine stratocumulus clouds: importance of the semidirect effect //Atmospheric Chemistry and Physics. – 2017. – Т. 17. – №. 10. – С. 6305-6322.
47. Anderson G. P. et al. AFGL atmospheric constituent profiles (0.120 km). – AIR FORCE GEOPHYSICS LAB HANSCOM AFB MA, 1986. – №. AFGL-TR-86-0110.
48. Arking A., Grossman K. The influence of line shape and band structure on temperatures in planetary atmospheres //Journal of the Atmospheric Sciences. – 1972. – Т. 29. – №. 5. – С. 937-949.
49. Baklanov A. et al. Key Issues for Seamless Integrated Chemistry–Meteorology Modeling //Bulletin of the American Meteorological Society. – 2017. – Т. 98. – №. 11. – С. 2285-2292.

50. Bangert M. et al. Saharan dust event impacts on cloud formation and radiation over Western Europe // *Atmospheric Chemistry and Physics*. – 2012. – T. 12. – №. 9. – C. 4045-4063.
51. Barlow M. et al. A review of drought in the Middle East and southwest Asia // *Journal of Climate*. – 2016. – T. 29. – №. 23. – C. 8547-8574.
52. Barry R. G., Chorley R. J. *Atmosphere, weather and climate*. – Routledge, 2009.
53. Bellouin N. et al. Estimates of aerosol radiative forcing from the MACC re-analysis // *Atmos. Chem. Phys.* – 2013. – T. 13. – №. 4. – C. 2045-2062.
54. Bengtsson L. et al. The HARMONIE–AROME model configuration in the ALADIN–HIRLAM NWP system // *Monthly Weather Review*. – 2017. – T. 145. – №. 5. – C. 1919-1935.
55. Benkovitz C. M. et al. Global gridded inventories of anthropogenic emissions of sulfur and nitrogen // *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH-ALL SERIES-*. – 1996. – T. 101. – C. 29,239-29,253.
56. Bohleber P. et al. Temperature and mineral dust variability recorded in two low-accumulation Alpine ice cores over the last millennium // *Climate of the Past*. – 2018. – T. 14. – №. 1. – C. 21-37.
57. Bond T. C. et al. Historical emissions of black and organic carbon aerosol from energy-related combustion, 1850–2000 // *Global Biogeochemical Cycles*. – 2007. – T. 21. – №. 2.
58. Boucher O., Lohmann U. The sulfate-CCN-cloud albedo effect // *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*. – 1995. – T. 47. – №. 3. – C. 281-300.
59. Brenguier J. L. et al. Radiative properties of boundary layer clouds: Droplet effective radius versus number concentration // *Journal of the atmospheric sciences*. – 2000. – T. 57. – №. 6. – C. 803-821.
60. Bréon F. M., Tanré D., Generoso S. Aerosol effect on cloud droplet size monitored from satellite // *Science*. – 2002. – T. 295. – №. 5556. – C. 834-838.

61. Briegleb B. P. Delta-Eddington approximation for solar radiation in the NCAR Community Climate Model //Journal of Geophysical Research: Atmospheres. – 1992. – T. 97. – №. D7. – C. 7603-7612.
62. Buchard V. et al. The MERRA-2 aerosol reanalysis, 1980 onward. Part II: Evaluation and case studies //Journal of Climate. – 2017. – T. 30. – №. 17. – C. 6851-6872.
63. Carmona I., Kaufman Y. J., Alpert P. Using numerical weather prediction errors to estimate aerosol heating //Tellus B: Chemical and Physical Meteorology. – 2008. – T. 60. – №. 5. – C. 729-741.
64. Chand D. et al. Satellite-derived direct radiative effect of aerosols dependent on cloud cover //Nature Geoscience. – 2009. – T. 2. – №. 3. – C. 181-184.
65. Charlson R. J. et al. Oceanic phytoplankton, atmospheric sulphur, cloud albedo and climate //Nature. – 1987. – T. 326. – №. 6114. – C. 655-661.
66. Chou M. D., Suarez M. J. A solar radiation parameterization for atmospheric studies //NASA Tech. Memo. – 1999. – T. 104606. – C. 40.
67. Chubarova N. Y. Seasonal distribution of aerosol properties over Europe and their impact on UV irradiance //Atmospheric Measurement Techniques. – 2009. – T. 2. – №. 2. – C. 593-608.
68. 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. – T. 9. – №. 2. – C. 313-334.
69. 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. – T. 4. – №. 1. – C. 19-32.
70. Chýlek P., Coakley J. A. Aerosols and climate //Science. – 1974. – T. 183. – №. 4120. – C. 75-77.

71. Chylek P., Wong J. Effect of absorbing aerosols on global radiation budget //Geophysical research letters. – 1995. – T. 22. – №. 8. – C. 929-931.
72. Courtier P., Thépaut J. N., Hollingsworth A. A strategy for operational implementation of 4D-Var, using an incremental approach //Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. – 1994. – T. 120. – №. 519. – C. 1367-1387.
73. De Leeuw G. et al. Production of sea spray aerosol in the surf zone //Journal of Geophysical Research: Atmospheres. – 2000. – T. 105. – №. D24. – C. 29397-29409.
74. Dee D. P. et al. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system //Quarterly Journal of the royal meteorological society. – 2011. – T. 137. – №. 656. – C. 553-597.
75. Draxler R. R., Hess G. D. An overview of the HYSPLIT_4 modelling system for trajectories //Australian meteorological magazine. – 1998. – T. 47. – №. 4. – C. 295-308.
76. Dubovik O., King M. D. A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements //Journal of Geophysical Research: Atmospheres. – 2000. – T. 105. – №. D16. – C. 20673-20696.
77. Erickson D. J., Duce R. A. On the global flux of atmospheric sea salt //Journal of Geophysical Research: Oceans. – 1988. – T. 93. – №. C11. – C. 14079-14088.
78. Erickson D. J., Duce R. A. On the global flux of atmospheric sea salt //Journal of Geophysical Research: Oceans. – 1988. – T. 93. – №. C11. – C. 14079-14088.
79. Eyring V. et al. Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization //Geoscientific Model Development. – 2016. – T. 9. – №. 5. – C. 1937-1958.
80. Fagerli H. et al. Modeling historical long-term trends of sulfate, ammonium, and elemental carbon over Europe: A comparison with ice core records in the Alps //Journal of Geophysical Research: Atmospheres. – 2007. – T. 112. – №. D23.
81. Fiedler S. et al. First forcing estimates from the future CMIP6 scenarios of anthropogenic aerosol optical properties and an associated Twomey effect //Geoscientific Model Development. – 2019. – T. 12. – №. 3. – C. 989-1007.

82. Flaounas E., Raveh-Rubin S., Wernli H. et al. The dynamical structure of intense Mediterranean cyclones //Climate Dynamics. – 2015. – T. 44. – №. 9-10. – C. 2411-2427.
83. Floutsi A. A., Korras-Carraca M.B., Matsoukas C. et al. Climatology and trends of aerosol optical depth over the Mediterranean basin during the last 12 years (2002–2014) based on Collection 006 MODIS-Aqua data //Science of the Total Environment. – 2016. – T. 551. – C. 292-303.
84. Flowers E. C., McCormick R. A., Kurfis K. R. Atmospheric turbidity over the United States, 1961–1966 //Journal of Applied Meteorology. – 1969. – T. 8. – №. 6. – C. 955-962.
85. Fomin B., Correa M. P. A k-distribution technique for radiative transfer simulation in inhomogeneous atmosphere: 2. FKDM, fast k-distribution model for the shortwave //Journal of Geophysical Research: Atmospheres. – 2005. – T. 110. – №. D2.
86. Ganor E. et al. Increasing trend of African dust, over 49 years, in the eastern Mediterranean //Journal of Geophysical research: atmospheres. – 2010. – T. 115. – №. D7.
87. Gelaro R. et al. The modern-era retrospective analysis for research and applications, version 2 (MERRA-2) //Journal of Climate. – 2017. – T. 30. – №. 14. – C. 5419-5454.
88. Giles D. M. 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 //Atmospheric Measurement Techniques. – 2019. – T. 12. – №. 1.
89. 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. – T. 12. – №. 8. – C. 1735-1743.

90. Gillette D. A., Passi R. Modeling dust emission caused by wind erosion //Journal of Geophysical Research: Atmospheres. – 1988. – T. 93. – №. D11. – C. 14233-14242.
91. Ginoux P. et al. Long-term simulation of global dust distribution with the GOCART model: correlation with North Atlantic Oscillation //Environmental Modelling & Software. – 2004. – T. 19. – №. 2. – C. 113-128.
92. Ginoux P. et al. Sources and distributions of dust aerosols simulated with the GOCART model //Journal of Geophysical Research: Atmospheres. – 2001. – T. 106. – №. D17. – C. 20255-20273.
93. Gleeson E. et al. Effects of aerosols on clear-sky solar radiation in the ALADIN-HIRLAM NWP system //Atmospheric Chemistry and Physics. – 2016. – T. 16. – №. 9. – C. 5933-5948.
94. Gong S. L. A parameterization of sea-salt aerosol source function for sub-and super-micron particles //Global biogeochemical cycles. – 2003. – T. 17. – №. 4.
95. Gong S. L., Barrie L. A., Lazare M. Canadian Aerosol Module (CAM): A size-segregated simulation of atmospheric aerosol processes for climate and air quality models 2. Global sea-salt aerosol and its budgets //Journal of Geophysical Research: Atmospheres. – 2002. – T. 107. – №. D24. – C. AAC 13-1-AAC 13-14.
96. Gonzi S. et al. Clear-sky aerosol radiative forcing effects based on multi-site AERONET observations over Europe //Meteorology and Atmospheric Physics. – 2007. – T. 96. – №. 3-4. – C. 277-291.
97. Grassl, H. Albedo reduction and radiative heating of clouds by absorbing aerosol particles // Beiträge zur Physik der Atmosphäre – 1975. – T.48. – C. 199–210
98. Grigholm B. et al. Twentieth century dust lows and the weakening of the westerly winds over the Tibetan Plateau //Geophysical Research Letters. – 2015. – T. 42. – №. 7. – C. 2434-2441.
99. Gueymard C. A., Yang D. Worldwide validation of CAMS and MERRA-2 reanalysis aerosol optical depth products using 15 years of AERONET observations //Atmospheric Environment. – 2020. – T. 225. – C. 117216.

100. Guo J. P. et al. Spatio-temporal variation trends of satellite-based aerosol optical depth in China during 1980–2008 // *Atmospheric Environment*. – 2011. – T. 45. – №. 37. – C. 6802-6811.
101. Han Q. et al. Three different behaviors of liquid water path of water clouds in aerosol–cloud interactions // *Journal of the atmospheric sciences*. – 2002. – T. 59. – №. 3. – C. 726-735.
102. Hansen J. E., Travis L. D. Light scattering in planetary atmospheres // *Space science reviews*. – 1974. – T. 16. – №. 4. – C. 527-610.
103. Haywood J. et al. Radiative properties and direct radiative effect of Saharan dust measured by the C-130 aircraft during SHADE: 1. Solar spectrum // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. – 2003. – T. 108. – №. D18.
104. Haywood J. M., Ramaswamy V., Soden B. J. Tropospheric aerosol climate forcing in clear-sky satellite observations over the oceans // *Science*. – 1999. – T. 283. – №. 5406. – C. 1299-1303.
105. Haywood J. M., Shine K. P. The effect of anthropogenic sulfate and soot aerosol on the clear sky planetary radiation budget // *Geophysical Research Letters*. – 1995. – T. 22. – №. 5. – C. 603-606.
106. Haywood J., Boucher O. Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: A review // *Reviews of geophysics*. – 2000. – T. 38. – №. 4. – C. 513-543.
107. Heidinger A. K., Cao C., Sullivan J. T. Using Moderate Resolution Imaging Spectrometer (MODIS) to calibrate advanced very high resolution radiometer reflectance channels // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. – 2002. – T. 107. – №. D23. – C. AAC 11-1-AAC 11-10.
108. Herber A. et al. Comparison of trends in the tropospheric and stratospheric aerosol optical depths in the Antarctic // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. – 1993. – T. 98. – №. D10. – C. 18441-18447.
109. Holben B. N. et al. AERONET—A federated instrument network and data archive for aerosol characterization // *Remote sensing of environment*. – 1998. – T. 66. – №. 1. – C. 1-16.

110. Hoose C. et al. A classical-theory-based parameterization of heterogeneous ice nucleation by mineral dust, soot, and biological particles in a global climate model //Journal of the Atmospheric Sciences. – 2010. – T. 67. – №. 8. – C. 2483-2503.
111. Hsu N. C. et al. Global and regional trends of aerosol optical depth over land and ocean using SeaWiFS measurements from 1997 to 2010. – 2012.
112. Inness A. et al. The CAMS reanalysis of atmospheric composition //Atmospheric Chemistry and Physics. – 2019. – T. 19. – №. 6. – C. 3515-3556.
113. Jeong M. J., Li Z. Separating real and apparent effects of cloud, humidity, and dynamics on aerosol optical thickness near cloud edges //Journal of Geophysical Research: Atmospheres. – 2010. – T. 115. – №. D7.
114. Jiang H., Feingold G., Cotton W. R. Simulations of aerosol-cloud-dynamical feedbacks resulting from entrainment of aerosol into the marine boundary layer during the Atlantic Stratocumulus Transition Experiment //Journal of Geophysical Research: Atmospheres. – 2002. – T. 107. – №. D24. – C. AAC 20-1-AAC 20-11.
115. Jones A., Roberts D. L., Slingo A. A climate model study of indirect radiative forcing by anthropogenic sulphate aerosols //Nature. – 1994. – T. 370. – №. 6489. – C. 450-453.
116. Joseph J. H., Wiscombe W. J., Weinman J. A. The delta-Eddington approximation for radiative flux transfer //Journal of the Atmospheric Sciences. – 1976. – T. 33. – №. 12. – C. 2452-2459.
117. Junge C. The size distribution and aging of natural aerosols as determined from electrical and optical data on the atmosphere //Journal of Meteorology. – 1955. – T. 12. – №. 1. – C. 13-25.
118. Kahn R. A. et al. Multiangle Imaging Spectroradiometer (MISR) global aerosol optical depth validation based on 2 years of coincident Aerosol Robotic Network (AERONET) observations //Journal of Geophysical Research: Atmospheres. – 2005. – T. 110. – №. D10.
119. Kalnay E. et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project //Bulletin of the American meteorological Society. – 1996. – T. 77. – №. 3. – C. 437-472.

120. Kanakidou M., Mihalopoulos N., Kindap T. et al. Megacities as hot spots of air pollution in the East Mediterranean // *Atmospheric Environment*. – 2011. – T. 45. – №. 6. – C. 1223-1235.
121. Kasten F., Young A. T. Revised optical air mass tables and approximation formula // *Applied optics*. – 1989. – T. 28. – №. 22. – C. 4735-4738.
122. Kaufman Y. J., Nakajima T. Effect of Amazon smoke on cloud microphysics and albedo-analysis from satellite imagery // *Journal of Applied Meteorology*. – 1993. – T. 32. – №. 4. – C. 729-744.
123. Kinne S. et al. An AeroCom initial assessment—optical properties in aerosol component modules of global models // *Atmospheric Chemistry and Physics*. – 2006. – T. 6. – №. 7. – C. 1815-1834.
124. Kinne S. et al. MAC-v1: A new global aerosol climatology for climate studies // *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*. – 2013. – T. 5. – №. 4. – C. 704-740.
125. KIPP&ZONEN – Instruction Manual CNR4/1 Net Radiometer.
126. Kleist D. T. et al. Introduction of the GSI into the NCEP global data assimilation system // *Weather and Forecasting*. – 2009. – T. 24. – №. 6. – C. 1691-1705.
127. Klose M. et al. Further development of a parameterization for convective turbulent dust emission and evaluation based on field observations // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. – 2014. – T. 119. – №. 17. – C. 10441-10457.
128. Kopp G., Lean J. L. A new, lower value of total solar irradiance: Evidence and climate significance // *Geophysical Research Letters*. – 2011. – T. 38. – №. 1.
129. Kutuzov S. et al. High-resolution provenance of desert dust deposited on Mt. Elbrus, Caucasus in 2009–2012 using snow pit and firn core records // *The Cryosphere*. – 2013. – T. 7. – C. 1481-1498.
130. Kutuzov S. et al. The Elbrus (Caucasus, Russia) ice core record—Part 2: history of desert dust deposition // *Atmospheric Chemistry & Physics*. – 2019. – T. 19. – №. 22.

131. Lacis A. A. Climate forcing, climate sensitivity, and climate response: A radiative modeling perspective on atmospheric aerosols //Aerosol forcing of climate. – 1995. – C. 11-42.
132. Lamarque J. F. et al. Historical (1850–2000) gridded anthropogenic and biomass burning emissions of reactive gases and aerosols: methodology and application. – 2010.
133. Leahy L. V. et al. A synthesis of single scattering albedo of biomass burning aerosol over southern Africa during SAFARI 2000 //Geophysical research letters. – 2007. – T. 34. – №. 12.
134. Lenoble J. et al. (ed.). Radiative transfer in scattering and absorbing atmospheres: standard computational procedures. – Hampton, VA : A. Deepak, 1985. – T. 1. – №. 2.
135. Levy R. C. et al. Second-generation operational algorithm: Retrieval of aerosol properties over land from inversion of Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer spectral reflectance //Journal of Geophysical Research: Atmospheres. – 2007. – T. 112. – №. D13.
136. Lewis E. R. et al. Sea salt aerosol production: mechanisms, methods, measurements, and models. – American geophysical union, 2004. – T. 152.
137. Li J. et al. Changes in surface aerosol extinction trends over China during 1980–2013 inferred from quality-controlled visibility data //Geophysical Research Letters. – 2016. – T. 43. – №. 16. – C. 8713-8719.
138. Li J. et al. Recent trends in aerosol optical properties derived from AERONET measurements //Atmos. Chem. Phys. – 2014. – T. 14. – №. 22. – C. 12271-12289.
139. Li X. et al. MAX-DOAS measurements in southern China: retrieval of aerosol extinctions and validation using ground-based in-situ data //Atmospheric Chemistry & Physics. – 2010. – T. 10. – №. 5.
140. Liao W. et al. Long-term atmospheric visibility, sunshine duration and precipitation trends in South China //Atmospheric Environment. – 2015. – T. 107. – C. 204-216.

141. Liu Y. et al. Multi-dimensional satellite observations of aerosol properties and aerosol types over three major urban clusters in eastern China // *Atmospheric Chemistry and Physics*. – 2021. – T. 21. – №. 16. – C. 12331-12358.
142. Loeb N. G., Su W. Direct aerosol radiative forcing uncertainty based on a radiative perturbation analysis // *Journal of Climate*. – 2010. – T. 23. – №. 19. – C. 5288-5293.
143. Manktelow P. T. et al. Regional and global trends in sulfate aerosol since the 1980s // *Geophysical Research Letters*. – 2007. – T. 34. – №. 14.
144. Martensson E. M. et al. Laboratory simulations and parameterization of the primary marine aerosol production // *Journal of geophysical research*. – 2003. – T. 108. – №. D9. – C. AAC15. 1-AAC15. 12.
145. Marticorena B., Bergametti G. Modeling the atmospheric dust cycle: 1. Design of a soil-derived dust emission scheme // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. – 1995. – T. 100. – №. D8. – C. 16415-16430.
146. Masson-Delmotte V. *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*– 2021. – Cambridge University Press. In Press
147. Mc’Clatchey et al. *Optical properties of the atmosphere. Report AFCRL-72-0497, Mass., 1972.*
148. McCormick M. P., Thomason L. W., Trepte C. R. Atmospheric effects of the Mt Pinatubo eruption // *Nature*. – 1995. – T. 373. – №. 6513. – C. 399-404.
149. McCormick R. A., Ludwig J. H. Climate modification by atmospheric aerosols // *Science*. – 1967. – T. 156. – №. 3780. – C. 1358-1359.
150. McCoy D. T. et al. The global aerosol-cloud first indirect effect estimated using MODIS, MERRA, and AeroCom // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. – 2017. – T. 122. – №. 3. – C. 1779-1796.
151. Menut L. et al. CHIMERE 2013: a model for regional atmospheric composition modelling // *Geoscientific model development*. – 2013. – T. 6. – №. 4. – C. 981-1028.

152. Mikhailenko V. et al. Investigation of a deep ice core from the Elbrus western plateau, the Caucasus, Russia. – 2015.
153. Mieville A. et al. Emissions of gases and particles from biomass burning during the 20th century using satellite data and an historical reconstruction //Atmospheric Environment. – 2010. – T. 44. – №. 11. – C. 1469-1477.
154. Mitchell Jr J. M. The effect of atmospheric aerosols on climate with special reference to temperature near the earth's surface //Journal of Applied Meteorology. – 1971. – T. 10. – №. 4. – C. 703-714.
155. Molod A. et al. Development of the GEOS-5 atmospheric general circulation model: Evolution from MERRA to MERRA2 //Geoscientific Model Development. – 2015. – T. 8. – №. 5. – C. 1339-1356.
156. Monahan E. C., Spiel D. E., Davidson K. L. A model of marine aerosol generation via whitecaps and wave disruption //Oceanic whitecaps. – Springer, Dordrecht, 1986. – C. 167-174.
157. Morcrette J. J. et al. Aerosol analysis and forecast in the European Centre for medium-range weather forecasts integrated forecast system: Forward modeling //Journal of Geophysical Research: Atmospheres. – 2009. – T. 114. – №. D6.
158. Moridnejad A., Karimi N., Ariya P. A. Newly desertified regions in Iraq and its surrounding areas: Significant novel sources of global dust particles //Journal of Arid Environments. – 2015. – T. 116. – C. 1-10.
159. Mulcahy J. P. et al. Impacts of increasing the aerosol complexity in the Met Office global numerical weather prediction model //Atmospheric Chemistry and Physics. – 2014. – T. 14. – №. 9. – C. 4749-4778.
160. Myhre G. et al. Radiative forcing of the direct aerosol effect from AeroCom Phase II simulations //Atmospheric Chemistry and Physics. – 2013. – T. 13. – C. 1853-1877.
161. Nicholson S. E., Funk C., Fink A. H. Rainfall over the African continent from the 19th through the 21st century //Global and planetary change. – 2018. – T. 165. – C. 114-127.

162. Nightingale P. D., Liss P. S., Schlosser P. Measurements of air-sea gas transfer during an open ocean algal bloom //Geophysical Research Letters. – 2000. – T. 27. – №. 14. – C. 2117-2120.
163. O'Dowd C. D. et al. Marine aerosol formation from biogenic iodine emissions //Nature. – 2002. – T. 417. – №. 6889. – C. 632-636.
164. O'Dowd C. D., De Leeuw G. Marine aerosol production: a review of the current knowledge //Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences. – 2007. – T. 365. – №. 1856. – C. 1753-1774.
165. O'Dowd C. D., De Leeuw G. Marine aerosol production: a review of the current knowledge //Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences. – 2007. – T. 365. – №. 1856. – C. 1753-1774.
166. Ohmura A. et al. Baseline Surface Radiation Network (BSRN/WCRP): New precision radiometry for climate research //Bulletin of the American Meteorological Society. – 1998. – T. 79. – №. 10. – C. 2115-2136.
167. Ohvri H. et al. Global dimming and brightening versus atmospheric column transparency, Europe, 1906–2007 //Journal of Geophysical Research: Atmospheres. – 2009. – T. 114. – №. D10.
168. O'Neill N. T. et al. Spectral discrimination of coarse and fine mode optical depth //Journal of Geophysical Research: Atmospheres. – 2003. – T. 108. – №. D17.
169. Oreopoulos L. et al. The continual intercomparison of radiation codes: Results from phase I //Journal of Geophysical Research: Atmospheres. – 2012. – T. 117. – №. D6.
170. Pirjola L. et al. Can new particle formation occur in the clean marine boundary layer? //Journal of Geophysical Research: Atmospheres. – 2000. – T. 105. – №. D21. – C. 26531-26546.
171. Pivovarova Z. I. The Long-Term Variation of Intensity of Solar Radiation According to Observations of Actinometric Stations' //Tr. GI. Geofiz. Observ. – 1968. – T. 233. – C. 17-37.

172. Poliukhov A. et al. Comparison between calculations of shortwave radiation with different aerosol datasets and measured data at the MSU MO (Russia) //AIP Conference Proceedings. – AIP Publishing, 2017. – T. 1810. – №. 1. – C. 100006.
173. Popovicheva O. B. et al. Black carbon sources constrained by observations in the Russian high Arctic //Environmental Science & Technology. – 2017. – T. 51. – №. 7. – C. 3871-3879.
174. Popp T. et al. Development, production and evaluation of aerosol climate data records from European satellite observations (Aerosol_cci) //Remote sensing. – 2016. – T. 8. – №. 5. – C. 421.
175. Preunkert S. et al. The Elbrus (Caucasus, Russia) ice core record–Part 1: reconstruction of past anthropogenic sulfur emissions in south-eastern Europe //Atmospheric Chemistry & Physics. – 2019. – T. 19. – №. 22.
176. Putaud J. P. et al. Long-term trends in aerosol optical characteristics in the Po Valley, Italy //Atmospheric Chemistry & Physics. – 2014. – T. 14. – №. 17.
177. Putaud J. P., Nguyen B. C. Assessment of dimethylsulfide sea-air exchange rate //Journal of Geophysical Research: Atmospheres. – 1996. – T. 101. – №. D2. – C. 4403-4411.
178. Quaas J., Boucher O., Lohmann U. Constraining the total aerosol indirect effect in the LMDZ and ECHAM4 GCMs using MODIS satellite data //Atmospheric Chemistry and Physics. – 2006. – T. 6. – C. 947-955.
179. Quaas J. et al. Satellite-based estimate of the direct and indirect aerosol climate forcing //Journal of Geophysical Research: Atmospheres. – 2008. – T. 113. – №. D5.
180. Quaas J. et al. Aerosol indirect effects–general circulation model intercomparison and evaluation with satellite data //Atmospheric Chemistry and Physics. – 2009. – T. 9. – №. 22. – C. 8697-8717.
181. Randles C. A. et al. Intercomparison of shortwave radiative transfer schemes in global aerosol modeling: results from the AeroCom Radiative Transfer Experiment //Atmospheric Chemistry and Physics. – 2013. – №. 13. – C. 2347-2379.

182. Randles C. A. et al. The MERRA-2 aerosol reanalysis, 1980 onward. Part I: System description and data assimilation evaluation //Journal of Climate. – 2017. – T. 30. – №. 17. – C. 6823-6850.
183. Reale O., Lau K. M., da Silva A. Impact of interactive aerosol on the African easterly jet in the NASA GEOS-5 global forecasting system //Weather and forecasting. – 2011. – T. 26. – №. 4. – C. 504-519.
184. Reddy M. S. et al. Aerosol optical depths and direct radiative perturbations by species and source type //Geophysical research letters. – 2005. – T. 32. – №. 12.
185. Remer L. A. et al. The MODIS aerosol algorithm, products, and validation //Journal of the atmospheric sciences. – 2005. – T. 62. – №. 4. – C. 947-973.
186. Remer L. A. et al. Global aerosol climatology from the MODIS satellite sensors //Journal of Geophysical Research: Atmospheres. – 2008. – T. 113. – №. D14.
187. Rémy S. et al. Feedbacks of dust and boundary layer meteorology during a dust storm in the eastern Mediterranean //Atmospheric Chemistry and Physics. – 2015. – T. 15. – №. 22. – C. 12909-12933.
188. Ritter B., Geleyn J. F. A comprehensive radiation scheme for numerical weather prediction models with potential applications in climate simulations //Monthly Weather Review. – 1992. – T. 120. – №. 2. – C. 303-325.
189. Rodwell M. J., Jung T. Understanding the local and global impacts of model physics changes: An aerosol example //Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. – 2008. – T. 134. – №. 635. – C. 1479-1497.
190. Roosen R. G., Angione R. J., Klemcke C. H. Worldwide variations in atmospheric transmission: 1. Baseline results from Smithsonian observations //Bulletin of the American Meteorological Society. – 1973. – T. 54. – №. 4. – C. 307-316.
191. 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. – T. 22. – №. 15. – C. 2247-2256.

192. Russell P. B., Swissler T. J., McCormick M. P. Methodology for error analysis and simulation of lidar aerosol measurements //Applied Optics. – 1979. – T. 18. – №. 22. – C. 3783-3797.
193. Schultz M. G. et al. Global wildland fire emissions from 1960 to 2000 //Global Biogeochemical Cycles. – 2008. – T. 22. – №. 2.
194. Seinfeld J. H. et al. Improving our fundamental understanding of the role of aerosol– cloud interactions in the climate system //Proceedings of the National Academy of Sciences. – 2016. – T. 113. – №. 21. – C. 5781-5790.
195. Shao Y. Physics and modelling of wind erosion. – Springer Science & Business Media, 2008. – T. 37.
196. Shaw G. E. Atmospheric turbidity in the polar regions //Journal of Applied meteorology. – 1982. – T. 21. – №. 8. – C. 1080-1088.
197. Shaw G. E. Bio-controlled thermostasis involving the sulfur cycle //Climatic change. – 1983. – T. 5. – №. 3. – C. 297-303.
198. Sivakumar M. V. K., Stefanski R. Climate and land degradation—an overview //Climate and land degradation. – Springer, Berlin, Heidelberg, 2007. – C. 105-135.
199. Smirnov A. et al. Cloud-screening and quality control algorithms for the AERONET database //Remote sensing of environment. – 2000. – T. 73. – №. 3. – C. 337-349.
200. Smirnov A. et al. Maritime aerosol network as a component of aerosol robotic network //Journal of Geophysical Research: Atmospheres. – 2009. – T. 114. – №. D6.
201. 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.
202. Smirnov A., Yershov O., Villevalde Y. Measurement of aerosol optical depth in the Atlantic Ocean and Mediterranean Sea //Atmospheric Sensing and Modeling II. – International Society for Optics and Photonics, 1995. – T. 2582. – C. 203-214.

203. Smith S. J. et al. Anthropogenic sulfur dioxide emissions: 1850-2005 //Atmospheric Chemistry and Physics. – 2011. – T. 11. – №. 3. – C. 1101-1116.
204. Stier P. et al. Host model uncertainties in aerosol radiative forcing estimates: results from the AeroCom Prescribed intercomparison study //Atmos. Chem. Phys. – 2013. – T. 13. – №. 6. – C. 3245–3270.
205. Stocker T. F. et al. Climate change 2013: The physical science basis //Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. – 2013. – T. 1535.
206. Storelvmo T., Kristjánsson J. E., Lohmann U. Aerosol influence on mixed-phase clouds in CAM-Oslo //Journal of the atmospheric sciences. – 2008. – T. 65. – №. 10. – C. 3214-3230.
207. Stout J., Zobeck T.M. Intermittent saltation // Sedimentology. 1997. V. 44, N 5. P. 959–970.
208. Streets D. G. et al. Anthropogenic and natural contributions to regional trends in aerosol optical depth, 1980–2006 //Journal of Geophysical Research: Atmospheres. – 2009. – T. 114. – №. D10.
209. Takamura T. Overview of SKYNET and its activities //Optica pura y aplicada. – 2004. – T. 37. – №. 3. – C. 3303-3308.
210. 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.
211. 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. – T. 24. – №. 6. – C. 1157-1162.
212. 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. – T. 102. – №. D20. – C. 23895-23915.
213. Tegen I., Fung I. Modeling of mineral dust in the atmosphere: Sources, transport, and optical thickness //Journal of Geophysical Research: Atmospheres. – 1994. – T. 99. – №. D11. – C. 22897-22914.

214. Tegen I., Lacis A. A., Fung I. The influence on climate forcing of mineral aerosols from disturbed soils //Nature. – 1996. – T. 380. – №. 6573. – C. 419-422.
215. Toll V., Gleeson E., Nielsen K.P., Männik A., Mašek J., Rontu L., and Post P. Impacts of the direct radiative effect of aerosols in numerical weather prediction over Europe using the ALADIN-HIRLAM NWP system //Atmospheric Research. – 2016. – T. 172. – C. 163-173.
216. Tompkins A. M. et al. Influence of aerosol climatology on forecasts of the African Easterly Jet //Geophysical research letters. – 2005. – T. 32. – №. 10.
217. Thompson L. G. et al. A high-resolution millennial record of the South Asian monsoon from Himalayan ice cores //Science. – 2000. – T. 289. – №. 5486. – C. 1916-1919.
218. 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
219. Trigo R. M., Gouveia C. M., Barriopedro D. The intense 2007–2009 drought in the Fertile Crescent: Impacts and associated atmospheric circulation //Agricultural and Forest Meteorology. – 2010. – T. 150. – №. 9. – C. 1245-1257.
220. Twomey S. The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds //Journal of the atmospheric sciences. – 1977. – T. 34. – №. 7. – C. 1149-1152.
221. Van Der Werf G. R. et al. Interannual variability of global biomass burning emissions from 1997 to 2004. //Atmospheric Chemistry and Physics. – 2006. – T. 6. – №. 2. – C. 3175-3226
222. Vaughan M. A. et al. Fully automated detection of cloud and aerosol layers in the CALIPSO lidar measurements //Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. – 2009. – T. 26. – №. 10. – C. 2034-2050.
223. Vestreng V. et al. Twenty-five years of continuous sulphur dioxide emission reduction in Europe. – 2007.

224. Vicente-Serrano S. M., Beguería S., López-Moreno J. I. A multiscale drought index sensitive to global warming: the standardized precipitation evapotranspiration index //Journal of climate. – 2010. – T. 23. – №. 7. – C. 1696-1718.
225. Volz F. E. Abschätzungen über einige Quellen des atmosphärischen Aerosols //Geofisica pura e applicata. – 1957. – T. 36. – №. 1. – C. 138-147.
226. Volz F. E. Some results of turbidity networks 1 //Tellus. – 1969. – T. 21. – №. 5. – C. 625-630.
227. 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. – T. 93. – №. D7. – C. 8339-8354.
228. Webb N. P., Pierre C. Quantifying anthropogenic dust emissions //Earth's Future. – 2018. – T. 6. – №. 2. – C. 286-295.
229. Westphal D. L., Toon O. B., Carlson T. N. A case study of mobilization and transport of Saharan dust //Journal of the Atmospheric Sciences. – 1988. – T. 45. – №. 15. – C. 2145-2175.
230. Wilcox E. M. Direct and semi-direct radiative forcing of smoke aerosols over clouds //Atmospheric Chemistry and Physics. – 2012. – T. 12. – №. 1. – C. 139.
231. Wilks D. S. Statistical Methods in the Atmospheric Sciences /3rd ed. – London, Academic Press, 2011, 676 p.
232. WMO A. Preliminary Cloudless Standard Atmosphere for Radiation Computation //World Climate Research Programs, Tech. Doc. WMO/TD-24, World Meteorol. Org., Geneva. – 1986.
233. WMO. Radiation commission of IAMAP meeting of experts on aerosol and their climatic effects //Rep. WCP55, World Meteorological Organization, Williamsburg, Va. – 1983. – T. 57.
234. Yanishevsky Y. D. Actinometric instruments and methods for observation //Hydrometeoizdat. – 1957.
235. Yoon J. et al. Changes in atmospheric aerosol loading retrieved from space-based measurements during the past decade //Atmospheric Chemistry & Physics. – 2014. – T. 14. – №. 13.

236. Yunfeng L. et al. Characteristics of the spatial distribution and yearly variation of aerosol optical depth over China in last 30 years //Journal of Geophysical Research: Atmospheres. – 2001. – T. 106. – №. D13. – C. 14501-14513.
237. Zängl G., Reinert D., Rípodas P., Baldauf M. The ICON (ICOsahedral Non-hydrostatic) modelling framework of DWD and MPI-M: Description of the non-hydrostatic dynamical core //Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. – 2015. – T. 141. – №. 687. – C. 563-579.
238. 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. – T. 53. – №. 2. – C. 147-166.
239. Zheng B. et al. Trends in China's anthropogenic emissions since 2010 as the consequence of clean air actions //Atmospheric Chemistry and Physics. – 2018. – T. 18. – №. 19. – C. 14095-14111.
240. Zuidema P. et al. Smoke and clouds above the southeast Atlantic: Upcoming field campaigns probe absorbing aerosol's impact on climate //Bulletin of the American Meteorological Society. – 2016. – T. 97. – №. 7. – C. 1131-1135.