

Федеральное государственное бюджетное учреждение  
«Гидрометеорологический научно-исследовательский центр  
Российской Федерации»

На правах рукописи

Шувалова Юлия Олеговна

**ОСОБЕННОСТИ ОБЛАЧНО-АЭРОЗОЛЬНОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ И ЕГО  
ВЛИЯНИЕ НА СОЛНЕЧНУЮ РАДИАЦИЮ В МОДЕЛЯХ ПРОГНОЗА ПОГОДЫ  
COSMO И ICON**

1.6.18 – Науки об атмосфере и климате

**ДИССЕРТАЦИЯ**

на соискание ученой степени

кандидата физико-математических наук

Научный руководитель:  
доктор географических наук, доцент  
Чубарова Наталья Евгеньевна

Москва – 2024

## Оглавление

Введение .....	4
Глава 1. Описание облачности в моделях численного прогноза погоды .....	11
1.1. Облачность в микрофизических схемах моделей ЧПП .....	11
1.1.1. Интегральные микрофизические схемы .....	11
1.1.2. Нуклеация облачных капель .....	14
1.1.3. Учёт подсеточной вертикальной скорости в схемах нуклеации облачных капель .....	17
1.1.4. Нуклеация облачных кристаллов .....	20
1.1.5. Микрофизические процессы в капельной облачности .....	23
1.1.6. Схема корректировки насыщения .....	24
1.2. Облачность в радиационных схемах моделей ЧПП .....	26
1.2.1. Схемы радиационного переноса в моделях ЧПП .....	26
1.2.2. Радиационные характеристики облачности .....	29
1.2.3. Балл облачности и облачное перекрытие .....	32
1.3. Непрямые эффекты аэрозоля .....	34
1.4. Выводы по Главе 1 .....	36
Глава 2. Модели численного прогноза погоды COSMO и ICON .....	37
2.1. Описание микрофизической и радиационной схем модели COSMO .....	37
2.1.1. Прогностическая облачность .....	38
2.1.2. Подсеточная облачность .....	40
2.1.3. Радиационные процессы .....	41
2.2. Описание микрофизической и радиационной схем модели ICON .....	43
2.3. Модификация кода ICON .....	45
2.4. Описание численных экспериментов с моделями COSMO и ICON .....	47
2.4.1. Структура численных экспериментов и регионы исследования .....	47
2.4.2. Описание данных измерений .....	53
2.5. Методика исследования первого непрямого эффекта аэрозоля в Москве весной 2020 года .....	56
2.5.1. Методы восстановления данных о счётной концентрации облачных капель .....	57
2.5.2. Характеристики метеорологических условий .....	59
2.6. Выводы по Главе 2 .....	67
Глава 3. Анализ характеристик облачности в микрофизической схеме модельного комплекса COSMO-Ru .....	68
3.1. Водосодержание облаков .....	68
3.2. Водность и лёдность облаков .....	72
3.3. Влагосодержание атмосферы .....	76
3.4. Осадки .....	78

3.5. Счётная концентрация облачных капель .....	80
3.6. Измерения вертикальной скорости на нижней границе облака.....	85
3.7. Влияние вертикальной скорости на водосодержание облаков .....	87
3.8. Выводы по Главе 3.....	91
Глава 4. Влияние облачно-аэрозольных эффектов на суммарную радиацию у земной поверхности в модельном комплексе COSMO-Ru .....	93
4.1. Влияние процессов облачно-аэрозольного взаимодействия на суммарную радиацию и температуру воздуха на уровне 2 м в модели COSMO.....	93
4.1.1. Оперативная облачно-радиационная схема .....	93
4.1.2. Воспроизведение схемой CLOUDRAD первого непрямого эффекта аэрозоля на примере локдауна в Москве весной 2020 года .....	95
4.1.3. Применение схемы CLOUDRAD модели COSMO в расчётах солнечной радиации для домена Центрального федерального округа .....	102
4.2. Суммарная радиация в модели ICON .....	110
4.2.1. Схема радиационного переноса esRad.....	110
4.2.2. Эффекты облачно-аэрозольного взаимодействия в модели ICON .....	115
4.3. Выводы по Главе 4 .....	117
Заключение .....	119
Список сокращений .....	121
Словарь терминов .....	123
Список используемых источников и литературы.....	124
Приложение .....	149

## Введение

### Актуальность работы

Облачность играет значительную роль в планетарном гидрологическом цикле и формировании теплового баланса атмосферы у земной поверхности [Будыко М.И., 1956; Кислов А.В., 2011; Khain and Pinsky, 2018; Wild et al., 2015]. Микрофизические процессы в облачности и облачно-радиационное взаимодействие являются важной сферой исследований [Ивлев и Довгалюк, 1999; Калинин Н.А., 2015; Mikhailov et al., 2017; Schäfer et al., 2016; Gryspeerd et al., 2022].

Задача детализированного анализа прогнозируемых облачных характеристик долгое время была неосуществимой ввиду отсутствия регулярных наблюдений за характеристиками облаков. В последние годы стали доступны спутниковые и наземные данные регулярных измерений облачных характеристик высокого качества [Филей А.А., 2019; Illingworth et al., 2007; Platnick et al., 2016], развивающихся на базе систем комплексного мониторинга атмосферы. Широкое распространение получила наземная сеть измерений облачных характеристик CLOUDNET [Illingworth et al., 2007]. Наблюдения CLOUDNET базируются на методиках, которые позволяют восстанавливать водность и лёдность облаков, абсолютную влажность воздуха, водосодержание облаков с достаточной точностью, основываясь на измерениях целого комплекса приборов – облачного радара, лидара, облакомера и микроволнового радиометра. Улучшается качество и пространственная детализация измерений спутникового базирования [Platnick et al., 2016], что позволяет использовать данные спутниковых наблюдений для анализа микрофизических и радиационных характеристик облачности [Астафуров и др., 2017; Grosvenor et al., 2018].

Появление регулярных измерений позволяет исследовать схемы и параметризации облачных характеристик в моделях численного прогноза погоды (ЧПП) и климата на предмет их соответствия наблюдениям [Miller et al., 2014; Fovell and Su, 2007]. В моделях ЧПП учитывается комплекс облачных характеристик: водность и лёдность облаков, размер и форма гидрометеоров, покрытие облачностью небосвода и так далее. Такая комплексность усложняет исследование облаков в моделях [Васильев и др., 2017; Толстых и др., 2017; Чернокульский и Елисеев, 2017; Seifert et al., 2010].

С ростом вычислительных мощностей, используемых в численном прогнозе

погоды, и при наблюдающемся росте пространственного разрешения моделей [Ривин и др., 2019; Palmer T.N., 2018] появилась возможность детализации микрофизических процессов [Гордов и др., 2013; Довгалюк и др., 2013; Bauer et al., 2015]. Уменьшение шагов вычислительной сетки моделей ЧПП остро ставит задачу оценки погрешностей и применимости существующих схем и параметризаций на разных масштабах моделирования [Калинин и др., 2019; Khain et al., 2022; Van Weverberg et al., 2021].

Рост пространственной детализации в ЧПП приводит к необходимости доработки существующих схем радиационного переноса. При уменьшении шага вычислительной сетки в моделях ЧПП до значений менее одного километра трёхмерные эффекты радиационного переноса могут существенно влиять на точность прогноза [Marshak and Davis, 2005]. Это определяет увеличившееся число исследований вклада трёхмерного облачно-радиационного взаимодействия в радиационные потоки по данным измерений и моделирования [Журавлева и др., 2016; Villefranque and Hogan, 2021], а также появление новых схем радиационного переноса [Hogan and Bozzo, 2016].

Одно из направлений развития в моделировании облаков состоит в изучении процессов облачно-аэрозольного и облачно-радиационного взаимодействия [Fomin and Mazin, 1998; Володин Е. М., 2021; Rothenberg et al., 2018]. В последние годы наблюдается обширное внедрение схем, учитывающих эффекты облачно-аэрозольного взаимодействия, не только в климатические модели [Володин и Кострыкин, 2016; Zhang et al., 2016], но и в модели ЧПП [Seifert et al., 2012; Singh et al., 2018]. Это связано как с накоплением знаний об облачно-аэрозольных связях [Терпугова и др., 2009; Matvienko et al., 2015; Pinsky and Khian, 2002], так и с возможностью учёта влияния не прямых эффектов аэрозоля на метеорологические характеристики атмосферы [Stevens and Feingold, 2009]. Тестирование не прямых эффектов аэрозоля в моделях с использованием данных наблюдений трудно осуществимо, так как сложно найти подходящие метеорологические и техногенные условия. Локдаун 2020 года, связанный с COVID-19, стал глобальным вынужденным натурным экспериментом, в том числе по оценке антропогенного вклада в изменчивость характеристик облачности и солнечной радиации у земной поверхности [Гинзбург и др., 2020; Губанова и др., 2021; Sokhi et al., 2021].

Наблюдается тенденция к усложнению процессов облачно-аэрозольного взаимодействия в моделях ЧПП, в том числе процессов нуклеации и роста облачных капель и кристаллов [Segal and Khain, 2006]. Развитие схем нуклеации облачных капель

происходит с помощью спектральных микрофизических схем, способных наиболее подробно описывать микрофизические процессы и облачно-аэрозольные связи [Pinsky and Khain, 2002].

Модели численного прогноза погоды ICON и COSMO, рассмотренные в данной диссертации, не только способны работать на временном и пространственном разрешении, соответствующем высококачественным измерительным системам облачности, но и учитывать основные облачно-аэрозольные эффекты без применения химико-транспортных моделей [Seifert and Beheng, 2006; Muskatel et al., 2021]. Однако ранее не проводилась единая комплексная оценка микрофизических схем моделей ICON и COSMO и радиационных схем этих моделей в облачной атмосфере. Для этих целей в исследовании использованы как наземные, так и спутниковые измерения. Результаты оценок физических механизмов облачности, представленные в диссертации, могут быть применены к другим моделям ЧПП и климата. В исследованиях по мультимодельному анализу [Jing et al., 2017; Marinescu et al., 2021] зачастую прослеживаются схожие ошибки прогноза, связанные с физическими параметризациями моделей. Многие схемы и параметризации, рассмотренные в данной диссертации, входят в число часто применяемых в оперативном ЧПП [Bush et al., 2020; IFS documentation, 2023; Khain and Lynn, 2009].

## **Цели и задачи диссертационной работы**

Целью диссертационной работы является оценка особенностей воспроизведения облачных характеристик и солнечной радиации у земной поверхности в моделях численного прогноза погоды ICON и COSMO с учётом облачно-аэрозольного взаимодействия.

Для достижения поставленной цели в работе решаются следующие **задачи**:

1. разработка методик тестирования облачных характеристик и схем радиационного переноса в облачных условиях в моделях численного прогноза погоды на основе данных наземных и спутниковых измерений;
2. анализ схем и параметризаций характеристик облачности и солнечной радиации у земной поверхности в модели ICON, модификация схемы нуклеации облачных капель микрофизической схемы модели;
3. исследование характеристик облачности в модели COSMO, выявление оптимальных настроек схемы радиационного переноса модели с целью улучшения прогноза солнечной радиации у земной поверхности и приземной температуры воздуха;
4. оценка влияния облачно-аэрозольного взаимодействия на облачные характеристики, солнечную радиацию и температуру воздуха у земной поверхности по данным наблюдений и численных экспериментов модели COSMO, в том числе на примере снижения счётной концентрации ядер конденсации в период локдауна в Москве весной 2020 года.

## **Научная новизна**

1. Впервые проведено совместное исследование микрофизической и радиационной схем моделей численного прогноза погоды COSMO и ICON, учитывающее взаимосвязи облачно-радиационных и облачно-аэрозольных процессов.
2. Модифицирована схема нуклеации облачных капель микрофизической схемы модели ICON с целью повышения интенсивности каплеобразования в модели.
3. Впервые получены оценки первого непрямого эффекта аэрозоля в оперативной модели численного прогноза погоды над территорией России, в том числе для условий ограничительных мер вследствие COVID-19.

## **Теоретическая и практическая значимость работы**

Разработан комплекс методик для оценки эффективности схем и параметризаций облачных характеристик и солнечной радиации по данным наземных и спутниковых измерений. Оценки погрешностей в параметризациях облачных характеристик, полученные в диссертации, способствуют совершенствованию расчёта солнечной радиации у земной поверхности в моделях численного прогноза погоды. В работе показано, что счётная концентрация ядер конденсации может быть одним из важных факторов успешного прогноза солнечной радиации у земной поверхности и приземной температуры воздуха. Впервые получена количественная оценка влияния антропогенной деятельности в мегаполисе на состояние атмосферы вследствие непрямого аэрозольного эффекта.

Исследования, отражённые в диссертации, были проведены в рамках темы плана научно-исследовательских и технологических работ (НИТР) Росгидромета по направлению «Методы, модели и технологии гидрометеорологических расчётов и прогнозов» (НИОКТР № АААА-А20-120021490079-3); гранта Минобрнауки Российской Федерации № 075-15-2021-574 и гранта РФФИ № 18-17-00149 (НИОКТР № АААА-А18-118113090043-5), посвящённых исследованию облачно-аэрозольных и облачно-радиационных эффектов в атмосфере.

## **Методология и методы исследования**

Основным инструментом исследования является метод математического моделирования, реализованный в моделях численного прогноза погоды ICON и COSMO. Результаты численного моделирования сравниваются с данными современных метеорологических наземных и спутниковых измерений.

## **Положения, выносимые на защиту**

1. Низкая интенсивность нуклеации облачных капель является одним из факторов занижения водосодержания облаков в модели ICON. Внедрение параметризации вертикальной скорости в схему нуклеации облачных капель приводит к заметному росту водосодержания облаков.
2. Применение облачно-аэрозольной схемы в модели COSMO позволяет улучшить воспроизведение суммарной радиации, что приводит к значимому снижению

средней абсолютной ошибки прогноза температуры воздуха на уровне 2 м в дневные часы на 0,2-0,4°C.

3. В модели COSMO воспроизведён первый непрямой эффект аэрозоля на примере снижения счётной концентрации ядер конденсации в период ограничительных мер из-за COVID-19 в Москве в 2020 году. Смоделированная суммарная радиация у земной поверхности в условиях сплошной облачности показывает квазилинейный рост порядка 10% на каждые  $50 \text{ см}^{-3}$  уменьшения счётной концентрации ядер конденсации в модели.

### **Степень достоверности результатов**

Достоверность полученных результатов и обоснованность выводов подтверждается тестированием моделей, проведённым с использованием высококачественных данных наблюдений, в том числе регулярных измерений облачных характеристик сети CLOUDNET и радиационных потоков сети BSRN; публикациями в рецензируемых научных изданиях; докладами по результатам диссертационной работы, представленными на международных и всероссийских конференциях, семинарах и симпозиумах.

### **Апробация результатов**

Результаты диссертационной работы были представлены на следующих научных конференциях, симпозиумах и семинарах: на международных симпозиумах «Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы» в 2018 году (Томск, Россия), 2019 году (Новосибирск, Россия), 2020 году (онлайн конференция) и 2021 году (Москва, Россия); на конференциях «Аэрозоли Сибири» в 2019 и 2023 годах (Томск, Россия); на международных конференциях AeroCom/AeroSAT в 2021 и 2023 годах (онлайн конференции); на международных конференциях ICCARUS в 2020-2022 гг. (онлайн конференции); на ежегодных рабочих группах международного консорциума COSMO в 2018-2021 гг.; на международных конференциях и школах для молодых учёных по измерениям, моделированию и информационным системам для изучения окружающей среды ENVIROMIS в 2022 году (Томск, Россия) и CITES в 2023 году (Москва, Россия); международном симпозиуме «International Radiation Symposium» в 2022 году (Салоники, Греция); на международном симпозиуме по атмосферной радиации и динамике (МСАРД)

в 2023 году (Санкт-Петербург, Россия).

## **Публикации**

По теме диссертации опубликовано 32 работы, в том числе 3 статьи в журналах, рекомендованных Высшей аттестационной комиссией (ВАК), 1 глава в монографии, 18 публикаций в материалах международных конференций. Получено 1 свидетельство Роспатента о государственной регистрации программы для ЭВМ.

## **Личный вклад автора**

Представленные в работе результаты получены автором лично или в соавторстве с доктором географических наук, профессором Натальей Евгеньевной Чубаровой и кандидатом физико-математических наук, ведущим научным сотрудником Шатуновой Мариной Владимировной. Изменения программного кода и настройка модели ICON с радиационной схемой esRad выполнены автором лично. Автором разработана программа по расчёту концентрации облачных капель на основе данных спектрорадиометра MODIS с шагом сетки 1 км (Свидетельство Роспатента № 2021618039). Все численные эксперименты выполнены автором. Автор принимал непосредственное участие в написании статей и в представлении научных докладов, в том числе в качестве докладчика.

## **Благодарности**

Автор выражает благодарность своему научному руководителю, д.г.н. проф. Наталье Евгеньевне Чубаровой за постановку задачи, всестороннюю поддержку на пути исследования и в работе над диссертацией. Автор выражает благодарность сотрудникам Гидрометцентра России: к.ф.-м.н. Марине Владимировне Шатуновой, н.с. Денису Викторовичу Блинову, к.г.н. Александру Андреевичу Кирсанову, д.ф.-м.н. Гдалию Симоновичу Ривину, к.ф.-м.н. Инне Адольфовне Розинкиной, д.ф.-м.н. Анне Рудольфовне Ивановой за конструктивные замечания по теме диссертационной работы. Автор выражает благодарность сотрудникам кафедры метеорологии и климатологии Географического факультета МГУ имени М. В. Ломоносова за ценные замечания и обсуждение результатов работы. Автор благодарит своего супруга Сергея, родителей Олега Михайловича и Елену Юрьевну, сестру Лидию за всестороннюю поддержку.

## **Глава 1. Описание облачности в моделях численного прогноза погоды**

Модели численного прогноза погоды, как правило, имеют блоковую структуру, описывающую различные физические процессы в атмосфере. Формирование и эволюция облачности взаимосвязаны со многими из этих процессов. Однако основные характеристики облачности в моделях ЧПП представлены в блоках, описывающих микрофизические процессы и радиационный перенос в атмосфере. В данной главе приведено описание облачности в этих блоках моделей ЧПП.

### **1.1. Облачность в микрофизических схемах моделей ЧПП**

#### **1.1.1. Интегральные микрофизические схемы**

Микрофизические процессы относятся к пространственному масштабу  $10^{-8}$ - $10^{-2}$  м [Khain and Pinsky, 2018]. При моделировании облачности невозможно описывать каждый гидрометеор в отдельности и учитывать происходящие с ним микрофизические процессы. По этой причине наиболее широкое распространение нашли схемы (методы), описывающие совокупность гидрометеоров в некотором объёме воздуха и характеристики этой совокупности [Bleck R., 1970]: интегральные и спектральные микрофизические схемы [Khain et al., 2015]. Оба вида схем предполагают разбиение гидрометеоров на шесть типов (облачная вода, облачный лёд, частицы снега, капли дождя, частицы крупы и града) и описание основных физических характеристик и процессов для каждого типа. Наиболее точным является спектральный метод [Kumjian et al., 2014]. Он предполагает явное решение уравнений микрофизических процессов в облачности [Khain and Pinsky, 2018]. Спектральный метод также явно воспроизводит форму распределения частиц по размерам, поэтому не требует дополнительных параметризаций. Однако ввиду своей архитектуры он достаточно ресурсозатратен. В силу этого наибольшее распространение получили интегральные схемы, обладающие достаточной физической и вычислительной эффективностью. Интегральные схемы применимы к моделям разной размерности и пространственного разрешения, поэтому могут быть использованы для различных задач физики облаков. Например, полуторамерная модель Главной геофизической обсерватории имени А.И. Воейкова [Довгалюк и др., 2010] учитывает электризацию гидрометеоров и успешно применяется на пространственном масштабе сотен метров. Интегральные схемы используются в моделях главных мировых прогностических центров [Tapiador et al., 2019].

Рассмотрим устройство интегральных схем. Наиболее удобным подходом к описанию совокупности каждого из типов гидрометеоров является применение функции распределения частиц по массе. Частицы облачности и осадков чаще всего описывают обобщённым гамма-распределением [Khain and Pinsky, 2018], для построения которого необходимо знать четыре параметра распределения  $f$  для каждого класса:

$$f(m) = N_0 m^\nu \exp(-\lambda m^\mu), \quad (1.1)$$

где  $m$  – масса гидрометеора,  $N_0$  – параметр захвата,  $\lambda$  – параметр масштаба,  $\nu$  – параметр формы,  $\mu$  – параметр дисперсии.

Параметры  $\nu$  и  $\mu$  определяют число маленьких и крупных частиц в распределении, а  $N_0$  отражает ширину спектра частиц. Указанные параметры распределения физически связаны со статистическими моментами распределения. Представить точное распределение совокупности гидрометеоров в модели возможно, описав четыре статистических момента распределения гидрометеоров, что очень ресурсозатратно. Выделяют три основных момента распределения гидрометеоров: нулевой момент, описывающий счётную концентрацию, первый момент, описывающий удельную массу в объёме воздуха, второй момент – радиолокационная отражаемость. Счётная концентрация гидрометеоров ( $N$ ) выражается как:

$$N = \int_{m_{min}}^{m_{max}} f(m) dm, \quad (1.2)$$

где  $m_{min}$  и  $m_{max}$  – частицы с минимальной и максимальной массами соответственно.

Масса гидрометеоров ( $M$ ) в объёме воздуха выражается как:

$$M = \int_{m_{min}}^{m_{max}} m * f(m) dm. \quad (1.3)$$

Радиолокационная отражаемость ( $Z$ ) гидрометеоров выражается как:

$$Z = \int_{m_{min}}^{m_{max}} m^2 * f(m) dm. \quad (1.4)$$

В одномоментных микрофизических схемах прогностической величиной является только масса частиц, в двухмоментных схемах – масса и счётная концентрация, а в трёхмоментных схемах – все три момента распределения. В итоге, как минимум один параметр распределения описывается физическими параметризациями. Эволюция указанных выше прогностических характеристик ( $N$ ,  $M$ ,  $Z$ ) для каждого из типов

гидрометеоров описывается соответствующим уравнением Навье-Стокса:

$$\frac{\partial X}{\partial t} = -\mathbf{v}\nabla X + \frac{1}{\rho} \frac{\partial(\rho X \vartheta)}{\partial z} + S_x - \frac{1}{\rho} \nabla F_x, \quad (1.5)$$

где  $X$  – прогностическая характеристика,  $t$  – координата времени,  $z$  – вертикальная координата в декартовой системе,  $\mathbf{v}$  – вектор скорости ветра,  $\rho$  – плотность воздуха,  $\vartheta$  – скорость падения гидрометеоров,  $S_x$  – источники и стоки характеристики  $X$ ,  $F_x$  – турбулентный поток характеристики  $X$ .

Стоит отметить, что остальные микрофизические и радиационные характеристики облачности в моделях ЧПП являются диагностическими переменными, то есть переменными, для расчёта которых применяются параметризации.

В Канадской Метеорологической службе разработана трёхмоментная микрофизическая схема [Milbrandt and Yau, 2005]. Введение дополнительного момента распределения сильно увеличивает трату вычислительных ресурсов, при этом значительного роста качества прогноза облачных характеристик не наблюдается, поэтому трёхмоментные схемы не используются в оперативном ЧПП. В настоящее время в оперативную практику ЧПП активно внедряются двухмоментные схемы для прогноза с шагами вычислительной сетки менее 4 км [Vlahak et al., 2018].

Дополнительно в схеме задаются физические свойства каждого типа гидрометеоров (Таблица 1.1): плотность частиц, минимальная и максимальная массы отдельной частицы и их скорость падения [Doms et al., 2021; Bae et al., 2019].

Таблица 1.1 – Физические характеристики гидрометеоров разных типов

Тип	Плотность, кг/м <sup>3</sup>	Масса, кг		Скорость падения, м/с
		Минимальная	Максимальная	
Облачная капля	1000	10 <sup>-15</sup>	10 <sup>-10</sup>	~ 0
Облачный кристалл	900-910	10 <sup>-12</sup>	10 <sup>-7</sup> -10 <sup>-6</sup>	~ 0
Дождь	1000	10 <sup>-10</sup>	10 <sup>-6</sup>	0-8 м/с
Снег	100	10 <sup>-12</sup> -10 <sup>-9</sup>	10 <sup>-7</sup> -10 <sup>-5</sup>	0,3-1,5
Крупа	500	10 <sup>-10</sup> -10 <sup>-9</sup>	10 <sup>-3</sup> -10 <sup>-4</sup>	1-3
Град	900-912	10 <sup>-10</sup> -10 <sup>-9</sup>	10 <sup>-4</sup> -10 <sup>-2</sup>	до 50

Следующая задача интегральной схемы состоит в описании микрофизических

процессов взаимодействия всех типов гидрометеоров друг с другом (параметр  $S_x$  в уравнении 1.5). Все интегральные схемы современных моделей ЧПП во многом основаны на исследованиях [Kessler E., 1969; Lin et al., 1983; Rutledge and Hobbs, 1984], в которых впервые были предложены параметризации основных микрофизических процессов. В работах [Khain et al., 2015; Tariador et al., 2019] обобщены современные микрофизические схемы, которые наиболее широко представлены в моделях ЧПП. Как видно из рисунка 1.1а, полный спектр процессов достаточно широк, поэтому здесь все они рассматриваться не будут. Остановимся на тех процессах, которым уделено наибольшее внимание в данной работе (Рисунок 1.1б): нуклеация облачных капель и кристаллов и так называемые «тёплые облачные процессы», то есть процессы в капельной облачности. Также остановимся на схеме корректировки насыщения, которая является одним из основных звеньев микрофизических интегральных схем.

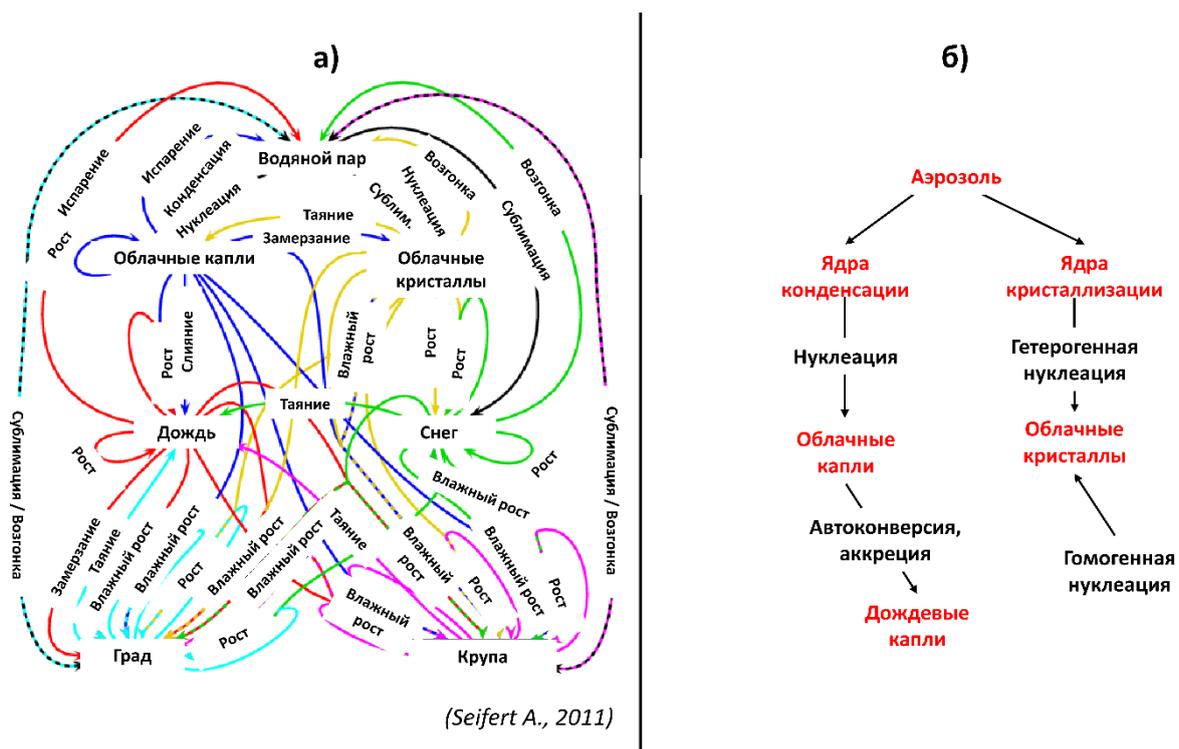


Рисунок 1.1 – а) Полный перечень физических процессов и взаимосвязей между гидрометеорами разных типов, адаптация рисунка из [Seifert A., 2011]; б) микрофизические процессы, которым уделяется наибольшее внимание в данной работе

### 1.1.2. Нуклеация облачных капель

В атмосфере, не содержащей примесей, образование облачных капель и кристаллов

возможно только при очень большом пересыщении, которое не наблюдается в реальных условиях. По данным экспериментов и наблюдений, относительная влажность в облачности в среднем составляет от 98% до 102% [Pruppacher and Klett, 2010]. Медиана пересыщения воздуха равна 0,1%, и только в редких случаях пересыщение может достигать 8-10%. Ядра конденсации (ЯК) – частицы аэрозоля, способные инициировать каплеобразование при низком пересыщении воздуха. Количество ядер конденсации зависит от концентрации аэрозоля, его размера и растворимости. Чаще всего ядрами конденсации служат частицы размером от 0,1 до 10 мкм [Юнге Х., 1965]. Чем выше растворимость минерального аэрозоля, тем ниже минимальное пересыщение, при котором они могут стать ядрами конденсации [Pruppacher and Klett, 2010]. Полностью описать в моделях ЧПП процесс нуклеации облачных капель невозможно, потому как необходимо учесть все химические и физические процессы трансформации аэрозоля, а также характерное время облачно-аэрозольных процессов (порядка секунды). Таким образом, процесс нуклеации облачных капель необходимо упростить, при этом сохранив облачно-аэрозольную связь, от которой зависит распределение облачных капель по размерам. Пусть известна счётная концентрация ядер конденсации ( $N_{ЯК}$ ), которые могут стать облачными каплями ( $N_{ОК}$ ) при соответствующем пересыщении атмосферы водяным паром ( $S$ ). Тогда водность образованных капель:

$$LWC = \frac{4}{3} \rho_w \pi r_{min}^3 N_{ОК}, \quad (1.6)$$

где  $\rho_w$  – плотность воды,  $r_{min}$  – минимальный радиус капель.

Размер образованных облачных капель зависит от радиуса необходимого аэрозоля, его растворимости и пересыщения атмосферы [Köhler H., 1936; Khain and Pinsky, 2018]. Однако наиболее часто  $r_{min}$  в моделях ЧПП задают постоянным в пределах от 1 до 2 мкм.

Существует два типа схем нуклеации облачных капель: (1) схемы, учитывающие эволюцию счётной концентрации ядер конденсации [Lim and Hong, 2010]; (2) схемы без учёта эволюции ЯК. Второй тип схем более простой и используется в ЧПП наиболее часто. Многие схемы нуклеации капель основаны на работе Шона Твуми [Twomey S., 1959], согласно которой концентрация активирующихся ядер конденсации:

$$N_{ЯК} = N_0 S_w^k, \quad (1.7)$$

где  $S_w$  – пересыщение атмосферы водяным паром над водой,  $N_0$  – общее содержание ядер

конденсации,  $k$  – постоянная параметризации.

Вариации данного степенного закона представлены в схемах [Vie et al., 2016; Lim and Hong, 2010]. Пересыщение  $S$  обычно устанавливается равным  $0,35 \pm 0,13\%$  для континентальных условий [Martin et al., 1994]. Недостатки схемы (1.7) заключаются в том, что не учитывается географическое распределение аэрозоля, а также не ограничен рост концентрации ЯК с ростом пересыщения. Разработанные позднее схемы нуклеации капель учитывают различные характеристики аэрозоля. Например, в работах [Wilkinson et al., 2010]  $N_{ЯК}$  зависит от средней массы аэрозоля. Более усложнённые схемы учитывают процессы динамики атмосферы через значения вертикальной скорости. По методу [Lohmann et al., 2007] модели ECHAM5-НАМ концентрация образованных капель в слоистообразной облачности равна:

$$N_{ОК} = \frac{0,1 (N_{ЯК} * (\bar{w} + 1,33\sqrt{TKE}))^{1,27}}{(\bar{w} + \sqrt{TKE}) + 0,023 * N_{ЯК}}, \quad (1.8)$$

где  $\bar{w}$  – прогностическая вертикальная скорость на определённой высоте (т.е. средняя скорость в модельной ячейке),  $TKE$  – турбулентная кинетическая энергия.

Согласно [Hande et al., 2015], концентрация образованных капель рассчитывается как:

$$N_{ОК} = \alpha_1 \arctg(\alpha_2 * \ln(w_{НГО}) + \alpha_3) + \alpha_4, \quad (1.9)$$

где  $w_{НГО}$  – прогностическая вертикальная скорость на нижней границе облака.

Во избежание низких  $N_{ОК}$  в схемах 1.8-1.9 установлен нижний предел в 40 и 10  $\text{см}^{-3}$  соответственно.

В последние годы большое распространение получили схемы нуклеации капель, которые базируются на результатах спектральных микрофизических схем: например, [Carrio and Cotton, 2011] модели RAMS Университета Колорадо, [Segal and Khain, 2006] моделей COSMO и ICON, [Thompson et al., 2014] модели WRF. Результаты спектрального моделирования оформляются в многомерные таблицы, по которым в интегральных схемах определяется счётная концентрация ядер конденсации для конкретных условий. Предикторами  $N_{ЯК}$  в этом случае могут выступать различные характеристики аэрозоля (эффективный радиус аэрозоля, ширина спектра распределения аэрозоля по размерам, гигроскопичность аэрозоля) или метеорологические условия (вертикальная скорость, атмосферное давление и температура воздуха).

Все перечисленные схемы в том или ином виде нуждаются в информации о счётной

концентрации аэрозоля и/или счётной концентрации ядер конденсации в планетарном пограничном слое атмосферы. Наиболее простой вариант – задание постоянной концентрации. Однако с развитием химико-транспортного моделирования в ЧПП некоторые модели имеют возможность использования результатов прогностической концентрации аэрозоля для определения счётной концентрации ядер конденсации: WRF-Chem [Liu et al., 2022], ICON-ART [Gruber et al., 2019], UM с химическим блоком UKCA [Abraham et al., 2012], Enviro-HIRLAM [Baklanov et al., 2017]. Данный подход является перспективным, поскольку улучшает представление пространственного распределения аэрозоля по географическим факторам и уровню урбанизации. Но, в то же время, такой подход вычислительно затратен.

Таким образом, схемы нуклеации облачных капель в моделях ЧПП усложняются. Первый путь развития состоит в использовании результатов химико-транспортного моделирования для описания нуклеации капель. Второй путь – применение результатов спектральных микрофизических схем, представленных в виде многомерных таблиц. Интегральные схемы с некоторыми допущениями используют данные результаты при нуклеации капель, имитируя спектральную схему. В разделе 2.1 это обсуждается подробнее на примере модели COSMO.

### **1.1.3. Учёт подсеточной вертикальной скорости в схемах нуклеации облачных капель**

Нуклеация облачных капель – сложный природный процесс, зависящий от микрофизических и химических характеристик атмосферного аэрозоля, содержания водяного пара и атмосферной динамики [Pruppacher and Klett, 2010]. Пересыщение атмосферы водяным паром, необходимое для нуклеации облачных капель, тесным образом связано с вертикальной скоростью воздуха [Pinsky et al., 2012]. Как показано в работах по исследованию моделей UM [Malavelle et al., 2014], AROME [Tonttila et al., 2011], ICON [Kretschmar et al., 2020], MC2 [Ivanova and Leighton, 2008], ECHAM5-HAM [Zubler et al., 2011] и COSMO-ART [Bangert et al., 2011], учёт только прогностической вертикальной скорости в схемах нуклеации облачных капель моделей разного пространственного разрешения приводит к сниженной интенсивности нуклеации. Так в [Malavelle et al., 2014] обнаружено, что интенсивность нуклеации облачных капель на 30–40% снижается, когда учитывается только прогностическая вертикальная скорость. В

работе [Ivanova and Leighton, 2008] показано, что привлечение данных о подсеточной вертикальной скорости в схему нуклеации облачных капель приводит к росту концентрации капель в модели MC2 до 2-х раз и к сближению результатов MC2 с данными самолётных измерений. Данный результат является логичным, так как параметризации нуклеации капель разрабатываются вне предположения о прогностических (сеточных) и подсеточных процессах. Так в [Tonttila et al., 2011] было показано, что прогностическая вертикальная скорость модели AROME при шаге вычислительной сетки 2,5 км сопоставима с данными наблюдений с пространственным осреднением 10 км.

Для того, чтобы решить данную проблему, создаются подходы учёта подсеточной компоненты вертикальной скорости. Наибольшее распространение получили вероятностный, характеристический и статистический методы. Вероятностный метод предусматривает построение функции распределения значений вертикальной скорости для каждой ячейки вычислительной сетки, и, таким образом, учёт подсеточной изменчивости вертикальной скорости [Ghan et al., 1997]. Наиболее информативной характеристикой является среднеквадратическое отклонение вертикальной скорости. Основная сложность метода заключается в описании формы распределения и его статистических моментов, так как эти характеристики относительно мало изучены по данным измерений [Zhu and Zhao, 2008]. Функция распределения вертикальной скорости зависит от многих параметров среды – типа облачности, высот её верхней и нижней границ, характеристик планетарного пограничного слоя атмосферы, потоков скрытого тепла и так далее [Malavelle et al., 2014]. Помимо этого, вероятностный подход чаще всего упрощается и сводится к учёту только характеристик турбулентности (турбулентная кинетическая энергия, вертикальная вихревая диффузия) в качестве предикторов подсеточной изменчивости вертикальной скорости [Ghan et al., 1997]. В таблице 1.2 обобщены параметризации среднеквадратического отклонения вертикальной скорости с учётом её подсеточной изменчивости согласно вероятностному методу. Параметризации основаны на подсеточных характеристиках:  $\sigma_w$  – среднеквадратическое отклонение вертикальной скорости (м/с),  $K$  – коэффициент диффузии вихря,  $\Delta z$  – толщина слоя (м),  $m_1$  – масштаб перемешивания согласно.

Характеристический подход предусматривает введение вертикальной скорости, которая является суммой прогностической вертикальной скорости и некоторой добавки,

отражающей вклад подсеточных процессов в вертикальные движения [Lohmann et al., 1999; Tonttila et al., 2011]. Данный метод является наиболее вычислительно эффективным.

Таблица 1.2 – Параметризации среднеквадратического отклонения вертикальной скорости ( $\sigma_w$ ) согласно вероятностному методу

№	Параметризация	Источник
1	$\sigma_w = \sqrt{2\pi}K/\Delta z$	Ghan et al., 1997
2	$\sigma_w = K/m_l$	Wang and Penner, 2009
3	$\sigma_w = \sqrt{2/3} * 1,83 * K/\Delta z$	Salzmann et al., 2010

В таблице 1.3 обобщены параметризации вертикальной скорости согласно характеристическому методу. В таблице  $w$  – вертикальная скорость,  $w_{кр}$  – прогностическая вертикальная скорость,  $K$  – коэффициент диффузии вихря,  $TKE$  – турбулентная кинетическая энергия ( $m^2/c^2$ ),  $CAPE$  – конвективная потенциальная энергия (Дж/кг),  $\Delta z$  – толщина слоя (м),  $l_c$  – постоянная слоя перемешивания (30 м),  $C_p$  – удельная теплоёмкость воздуха при постоянном давлении,  $g$  – ускорение свободного падения ( $9,81 m/c^2$ ),  $(dT/dt)_{rad}$  – скорость радиационного нагрева.

Таблица 1.3 – Параметризации вертикальной скорости ( $w$ ) согласно характеристическому методу

№	Параметризация	Источник
1	$w = \begin{cases} 0,5 \frac{m}{c} \text{ над океаном} \\ 1,0 \frac{m}{c} \text{ над земной поверхностью} \end{cases}$	Sotiropoulou et al., 2007
2	$w = K/l_c$	Morrison and Gettelman, 2008
3	$w = \max \left\{ 0,2; \sqrt{\frac{2}{3}TKE} \right\}$	Rothenberg et al., 2018
4	$w = w_{кр} + a\sqrt{TKE}, a = \begin{cases} +1, w_{кр} > 0 \\ -1, w_{кр} < 0 \end{cases}$	Lohmann et al., 1999
5	$w = \begin{cases} w_{кр} + 1,33 \sqrt{TKE}, \text{ слоист. облака} \\ w_{кр} + \sqrt{CAPE} + 1,33 \sqrt{TKE}, \text{ конв. облака} \end{cases}$	Lohmann et al., 2007
6	$w = w_{кр} + 0,7\sqrt{TKE} - \frac{C_p}{g} \left( \frac{dT}{dt} \right)_{rad}$	Bangert et al., 2011

Статистический метод предполагает оценку вертикальных движений подсеточного масштаба на основе смоделированной прогностической вертикальной скорости [Malavelle et al., 2014]. По значениям  $w_{кр}$  определяются характерные значения вертикальной скорости на пространственном масштабе в 10–20 раз больше шага вычислительной сетки модели. В результате, имея структуру вертикальных движений:

- на масштабе вычислительной сетки модели ( $dx$ ),
- на масштабе региона ( $L$ ), который в  $\sim 10$  раз больше  $dx$ ,

рассчитывается характерный масштаб вертикальных движений на масштабе  $\sim$  в 10 раз меньше шага вычислительной сетки модели ( $l$ ). Таким образом, если  $dx=1$  км, то  $l=100$  м и  $L=10$  км. Метод не зависит от прогнозируемой структуры турбулентных движений, что даёт ему преимущество для описания подсеточных процессов. Однако он наиболее ресурсозатратен, что, возможно, не оправданно в случае нуклеации облачных капель.

Таким образом, учёт только прогностической вертикальной скорости в схемах нуклеации облачных капель приводит к сниженной интенсивности нуклеации. Для увеличения интенсивности нуклеации в микрофизические схемы внедряются параметризации подсеточной вертикальной скорости.

#### 1.1.4. Нуклеация облачных кристаллов

В природе облачные кристаллы образуются в процессе гомогенной и гетерогенной нуклеаций [Vali et al., 2015]. Гомогенная нуклеация – самопроизвольное замерзание переохлаждённых жидких частиц аэрозоля (например, сульфатный раствор) или образование кристаллов из водяного пара с промежуточной жидкой фазой. Гомогенная нуклеация проходит при температурах ниже 238 К [Khain and Pinsky, 2018]. Гомогенные облачные кристаллы очень малы – от 1 до 10 мкм [Krämer et al., 2016]. Гетерогенная нуклеация кристаллов происходит на частицах аэрозоля, способных к активации. Способный к активации аэрозоль – аэрозоль с определёнными физико-химическими характеристиками, на котором возможна сублимация водяного пара при данных термодинамических свойствах атмосферы. Эффективность образования кристаллов посредством гетерогенной нуклеации зависит от размера аэрозоля, его химического состава и шероховатости поверхности, хотя процесс ещё недостаточно изучен [Hoose and Möhler, 2012].

К наиболее простым схемам относятся параметризации [Fletcher et al., 1962]

(уравнение 1.10) и [Meyers et al., 1992] (уравнение 1.11). В них концентрация ядер кристаллизации ( $N_{\text{ЯКР}}$ ) описывается в виде экспоненциальной зависимости от общего числа ядер кристаллизации ( $N_0$ ), температуры воздуха  $T$ , пересыщения атмосферы над льдом  $S_i$  с постоянными  $b_i$ :

$$N_{\text{ЯКР}} = N_{0,F} \exp(-b_{i,1} T), \quad (1.10)$$

$$N_{\text{ЯКР}} = N_{0,M} \exp(b_{i,2} + b_{i,3} S_i). \quad (1.11)$$

Схемы, похожие по структуре на уравнения 1.10-1.11, представлены в работах [Cooper et al., 1986; Xie et al., 2008; Curry and Khvorostyanov, 2012]. Описанные выше параметризации и сейчас используются в моделях ЧПП: в WRF [Li et al., 2017], COSMO [Seifert and Beheng, 2006], NAM [Aligo et al., 2018] и так далее.

Более усложнённые схемы учитывают растворимость минерального аэрозоля [Sassen and Dodd, 1988], вертикальную скорость в облаке [Lohmann and Kärcher, 2002], распределение аэрозоля по размерам [DeMott et al., 2010]. Например, в схеме [Hande et al., 2015] приведена экспоненциальная зависимость  $N_{\text{ЯКР}}$  от температуры воздуха  $T$  и пересыщения над льдом  $S_i$ :

$$N_{\text{ЯКР}} = \begin{cases} N_0 \exp(-\alpha \exp(\beta \ln(T - 237))), & \text{при } T < 261 \text{ K и } LWC > 0 \text{ кг/кг} \\ N_0 \exp(-\alpha \exp(\beta \ln(T - 237))) * (\alpha \arctg(6,21s_i - 1,3107) + 0,268), & \text{при } T < 253 \text{ K и } LWC < 0 \text{ кг/кг} \end{cases} \quad (1.12)$$

Схема относительно проста, но описывает качественную изменчивость нуклеации как в присутствии капельной фазы облачности, так и без неё. Для уточнения параметризации вводится сезонная изменчивость параметров  $N_0$ ,  $\alpha$  и  $\beta$ .

Для описания гетерогенной нуклеации прослеживается тенденция к усложнению схем. Например, в [Liu et al., 2007] интенсивность гетерогенной нуклеации облачных кристаллов приведена отдельно для сульфатного и сажевого аэрозоля с учётом химических свойств каждого типа и температурной зависимости нуклеации. В [Hoose C., 2010] интенсивность нуклеации кристаллов зависит от радиуса аэрозоля, критического радиуса обводнённой частицы для устойчивой нуклеации, шероховатости поверхности частицы, температуры воздуха и пересыщения над льдом. В модели Meso-NH концентрация ядер нуклеации вычисляется прогностически с учётом химических свойств аэрозоля и его распределения по размерам [Vie et al., 2016]. В схеме Филлипса [Phillips et al., 2008] гетерогенная нуклеация кристаллов происходит на частицах пылевого, сажевого

и нерастворимого органического аэрозоля. Для каждого из типов аэрозоля ( $x$ ) концентрация ядер кристаллизации ( $N_{\text{ЯКР}}$ ) равна:

$$N_{\text{ЯКР}} = \int_{lg0,1}^{\infty} \left(1 - \exp(-\mu(D_x, S_i, T))\right) \frac{dN_x}{d \lg D_x} d \lg D_x, \quad (1.13)$$

где  $D$  – диаметр аэрозоля,  $\mu$  – функция, учитывающая химические особенности аэрозоля как ядер кристаллизации,  $S_i$  – пересыщение водяного пара над льдом,  $T$  – температура воздуха,  $N_x$  – концентрация аэрозольных частиц.

Для аэрозоля каждого типа учтена температурная зависимость интенсивности нуклеации кристаллов. Учёт физических и химических характеристик аэрозоля потенциально улучшает описание нуклеации кристаллов и капель. Однако анализ параметризаций показывает (Рисунок 1.2), что даже относительно простые схемы нуклеации кристаллов в целом согласуются с наблюдениями.

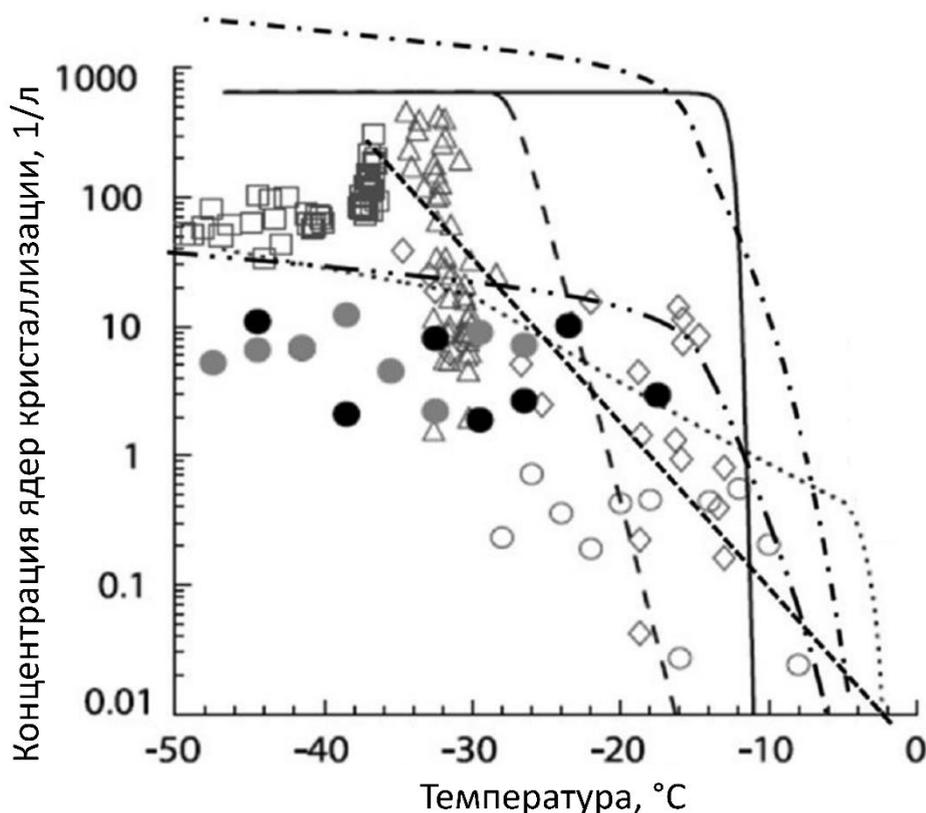


Рисунок 1.2 – Счётная концентрация ядер кристаллизации при разных температурах воздуха по данным измерений (значки) и расчётов (линии), адаптация рисунка [Khain and Pinsky, 2018]

### 1.1.5. Микрофизические процессы в капельной облачности

В интегральных микрофизических схемах необходимо описать набор процессов, связанных с ростом капель: рост облачных капель посредством их слияния и конденсации водяного пара, образование и рост дождевых капель. Можно выделить два ключевых процесса в интегральных микрофизических схемах, которые могут влиять на точность прогноза массы и концентрации облачных капель: образование новых дождевых капель, или автоконверсия, и рост дождевых капель за счёт их слияния с облачными каплями, или аккреция. Оба процесса выделены искусственным образом, потому как они важны для описания перехода массы из одного типа частиц в другой. Первая схема автоконверсии была предложена Эдвином Кесслером [Kessler E., 1969]. В схеме Кесслера скорость автоконверсии представлена в виде ступенчатой функции:

$$\left(\frac{\partial LWC}{\partial t}\right)_{au} = \begin{cases} 0, & \text{если } LWC \leq LWC_{crit} \\ k(LWC - LWC_{crit}), & \text{если } LWC > LWC_{crit} \end{cases} \quad (1.14)$$

где  $k$  – коэффициент временного масштаба ( $0,001 \text{ с}^{-1}$ ),  $LWC$  – водность облаков,  $LWC_{crit}$  – пороговая водность облаков для образования дождевых капель.

Пороговая водность обычно устанавливается равной от 0,5 до 1  $\text{г/см}^3$  для мезомасштабных моделей [Khain et al., 2015]. При снижении горизонтального разрешения моделей  $LWC_{crit}$  необходимо уменьшать [Hong et al., 2004]. Другой подход, предложенный Хильдингом Сандквистом, предполагает экспоненциальную зависимость скорости автоконверсии от водности [Sundqvist et al., 1978]:

$$\left(\frac{\partial LWC}{\partial t}\right)_{au} = \alpha LWC \left[1 - \exp\left(-\left(\frac{LWC}{LWC_{crit}}\right)^2\right)\right], \quad (1.15)$$

где  $\alpha$  – характерный временной масштаб процесса.

В настоящее время чаще используются подходы, в которых скорость автоконверсии пропорциональна массе и/или счётной концентрации облачных капель. Например, схема Хаироутдинова и Когана [Khairoutdinov and Kogan, 2000], полученная для слоисто-кучевых облаков:

$$\left(\frac{\partial LWC}{\partial t}\right)_{au} = -1350 * LWC^{2,47} N_d^{-1,79} dt, \quad (1.16)$$

или схема Зайферта и Беэнга [Seifert and Beheng, 2001]:

$$\left(\frac{\partial LWC}{\partial t}\right)_{au} = -kLWC^2 m^2 dt, \quad (1.17)$$

где  $m$  – средняя масса облачной капли,  $k = f(LWC, LWR)$ ,  $LWC$  и  $LWR$  – водность облаков и осадков, соответственно.

В различных вариациях приведённых схем [Lin et al., 1983; Beheng K., 1994; Liu and Daum, 2004] привлекается также средний радиус облачных капель, эффективность столкновения капель и средняя скорость их падения.

Процесс аккреции наиболее часто представляется как функция массы облачных и дождевых капель [Beheng K., 1994; Khairoutdinov and Kogan, 2000]. Например, согласно [Seifert and Beheng, 2001] скорость аккреции:

$$\left(\frac{\partial LWC}{\partial t}\right)_{acc} = -\alpha * LWC * LWR * dt, \quad (1.18)$$

где  $LWR$  – водность дождевых капель,  $\alpha$  – коэффициент аккреции.

В более сложных схемах учитывается скорость падения, эффективность столкновения и счётные концентрации капель [Cohard and Pinty, 2000].

Описанные выше параметризации автоконверсии и аккреции имеют ряд недостатков. Во-первых, они получены для предписанных распределений капель по размерам [Khain et al., 2015]. Во-вторых, схемы чувствительны к типу облачности [Zängl et al., 2010]. В-третьих, все схемы автоконверсии и аккреции включают в себя коэффициент интенсивности процесса. Хотя данные коэффициенты имеют под собой физическую основу [Seifert A., 2002], они сильно упрощают описываемые процессы. В то же время данные схемы более вычислительно эффективны по сравнению со спектральными микрофизическими схемами [Pinsky et al., 2000].

### 1.1.6. Схема корректировки насыщения

Одним из ключевых свойств атмосферы для формирования и эволюции облачности является её насыщенность водяным паром. В микрофизических схемах есть два метода описания насыщенности атмосферы: явное представление с помощью уравнения эволюции пересыщения [Lebo et al., 2012], что чаще всего применяется в спектральных схемах, или схема корректировки насыщения (КН), которая оперативно применяется в интегральных схемах. Первая КН схема была предложена в работе [Soong and Ogura, 1973]. Задача схемы состоит в том, чтобы описываемую в модели атмосферу привести в состояние равновесия в каждой точке пространства с помощью процессов испарения и конденсации облачной влаги. В случае, когда облачной влаги не хватает для достижения

состояния насыщения, вся влага испаряется. Когда же облачной влаги больше, чем необходимо для состояния равновесия, задача схемы состоит в нахождении температуры воздуха при насыщении и итоговой облачной влаги, которая не испарится. Разнообразие схем корректировки насыщения велико. Наибольшее распространение получили КН схемы, базирующиеся на итерационном численном методе Ньютона для нахождения температуры воздуха в состоянии насыщения атмосферы. Схемы корректировки насыщения делятся на два типа: (1) схемы, в которых корректировка насыщения происходит только за счёт капельной фазы облачности, (2) схемы с корректировкой насыщения за счёт капельной и кристаллической фаз [Tao et al., 1989]. Основные допущения КН схем состоят в следующем:

- микрофизические процессы линейно зависят от температуры воздуха;
- капли дождя и снежные кристаллы могут испаряться только в случае, когда облачная влага отсутствует;
- при учёте обеих фаз (схемы второго типа) в интервале температур 233,16–273,16 К удельная влажность при насыщении является комбинацией насыщения над водой и над льдом;
- временной шаг микрофизических процессов в модели ЧПП много больше временного масштаба микрофизических процессов испарения и конденсации реальной облачности.

Приведённые допущения могут приводить к искажению смоделированных процессов в облачности. КН схемы первого типа используются в моделях ICON, COSMO, WRF. Схемы первого типа нашли большее распространение по двум причинам. Во-первых, масса облачных кристаллов много меньше массы облачных капель, из-за чего состояние равновесия в КН схеме можно достичь, используя только водность облаков. Во-вторых, процессы нуклеации и роста облачных кристаллов обычно имеют выраженную температурную зависимость в интегральных схемах, что с физической точки зрения похоже на КН схему.

Тем не менее, схемы корректировки насыщения имеют ряд недостатков. В рамках данного исследования важны следующие замечания:

1. схемы корректировки насыщения снижают чувствительность облачных процессов к содержанию аэрозоля [Khain et al., 2015], так как в КН схемах невозможно состояние пересыщения, а значит скрытое тепло реализуется быстрее, чем в реальных

условиях;

2. влияние схем корректировки насыщения на слоистообразную облачность практически не изучено, в то время как для конвективной облачности показан физический механизм влияния КН схем на водность облаков и осадки [Lebo et al., 2012];

3. в [Wang et al., 2013] показано, что использование схемы корректировки насыщения приводит к более низкой водности слоисто-кучевых облаков из-за высокой скорости испарения;

4. схемы корректировки насыщения создавались для моделей с шагами вычислительной сетки порядка десятков километров, для которых временной шаг работы микрофизической схемы был много больше характерного временного масштаба нуклеации и роста облачных капель в реальной облачности [Chuang et al., 1997]. В связи с этим, при увеличении горизонтального разрешения моделей ЧПП возникает вопрос о физической обоснованности применения КН схем.

## 1.2. Облачность в радиационных схемах моделей ЧПП

### 1.2.1. Схемы радиационного переноса в моделях ЧПП

Радиационный перенос в атмосфере над плоской земной поверхностью может быть представлен в виде [Kerschgens et al., 1978]:

$$\pm \mu \frac{dL^{\pm}(\tau, \mu, \phi)}{d\tau} = L^{\pm}(\tau, \mu, \phi) - \frac{\tilde{\omega}}{4\pi} \left( \int_0^{2\pi} \int_0^1 L^{\pm}(\tau, \mu', \phi') p(\mu, \phi; \mu', \phi') d\mu' d\phi' + \int_0^{2\pi} \int_0^1 L^{\mp}(\tau, \mu', \phi') p(\mu, \phi; \mu', \phi') d\mu' d\phi' + S_0 p(\mu, \phi; \mu', \phi') \exp\left(\frac{-\tau}{\mu_0}\right) \right), \quad (1.19)$$

где  $L^{\pm}$  – восходящая (+) и нисходящая (-) радиация,  $\tau$  – оптическая толщина,  $\mu$  и  $\mu'$  – косинус зенитного угла,  $\mu_0$  – косинус зенитного угла Солнца,  $\phi$  и  $\phi'$  – азимутальный угол падающего излучения относительно поверхности,  $S_0$  – приходящая к планете солнечная радиация,  $p(\mu, \phi)$  – фазовая функция,  $\tilde{\omega}$  – альбедо однократного рассеяния.

В моделях ЧПП наиболее широкое распространение нашёл двухпоточковый метод (приближение) радиационного переноса, согласно которому рассматривается только два потока – восходящий и нисходящий, и не учитывается зависимость от азимутального угла. В таблице 1.4 представлены наиболее распространённые схемы радиационного переноса, описывающие процессы и коротковолновой, и длинноволновой областей спектра. Все они базируются на двухпоточковом методе и учитывают взаимодействие

излучения с газами, аэрозолем и облачностью. Газовое поглощение чаще всего описывают схемой RRTM-G [Mlawer et al., 1997].

Схема Риттера-Желайна, используемая в модели COSMO Метеослужбы Германии [Doms et al., 2021], базируется на дельта-двухпоточковом приближении. Одним из недостатков схемы является малое количество спектральных интервалов. Схема RRTM (Rapid Radiative Transfer Model) применяется в нескольких моделях ЧПП: немецкой модели ICON [Prill et al., 2023], модели WRF [Сайт модели WRF], IFS от ЕЦСПП [IFS documentation, 2023], российской модели ПЛАВ [Толстых и др., 2017] и китайской модели GRAPES [Сайт модели GRAPES]. Схема базируется на коррелированном k-методе, который позволяет ускорить интегрирование радиации по спектру. Схема Центра космических полётов Годдарда используется в модели WRF, а её часть для коротковолновой области спектра, также известная как CLIRAD-SW, применяется для исследований в области физики атмосферы. Схема esRad разработана в центре среднесрочных прогнозов погоды для системы IFS, также применяется в Британской модели UM [Bush et al., 2020] и модели ICON.

Таблица 1.4 – Схемы радиационного переноса в моделях ЧПП (число коротковолновых и длинноволновых спектральных интервалов показано через «/»)

Схема	Источник	Число спектральных интервалов	Модель
Риттера-Желайна	Ritter and Geleyn, 1992	5/3	COSMO
RRTM	Mlawer et al., 1997; Iacono et al., 2008	14/16	ICON, WRF, IFS, GRAPES
Goddard	Chou and Suarez, 1999; Chou et al., 2001	8/9	WRF
esRad	Hogan and Bozzo, 2016	14/16	IFS, UM, ICON

В esRad представлено несколько методов расчёта радиационных потоков в облачной атмосфере, более гибких по сравнению со схемой RRTM. Так в esRad доступны методы McICA, TripleClouds и SPARTACUS. Все они являются вспомогательными для классического двухпоточкового приближения радиационного переноса. Метод McICA (Monte Carlo Independent Column Approximation) – вычислительно эффективный широко используемый стохастический метод, применяющийся оперативно в модели IFS

[Pincus et al., 2003]. В McICA учитывается вероятность возможных облачных состояний атмосферы. Однако при этом не учитывается влияние каждого из возможных состояний на радиационные потоки, а выбирается состояние облачных ячеек случайным образом для каждого спектрального интервала. Такой подход подразумевает внесение ошибки в прогноз, однако ошибка – случайная, что предполагает её сведение к нулю при большом количестве вычислений. В конкретной точке в конкретный момент времени шум может быть значим, однако используемый в схеме подход для снижения шума [Räisänen et al., 2005], предусматривающий применение McICA метода только для облачных ячеек, позволяет снизить ошибки прогноза.

Метод TripleClouds [Shonk and Hogan, 2008], в отличие от других методов, способен учитывать неоднородность облачности в пределах ячейки. TripleClouds базируется на разделении ячейки вычислительной сетки на три части: безоблачную и две облачные – с относительно низкой и высокой оптическими толщинами облаков. На основании двух оптических толщин восстанавливается функция подсеточного распределения водосодержания облаков с учётом подобранных фиксированных вероятностей обнаружения водосодержания с низкой и высокой оптической толщиной облаков. При этом функция распределения водосодержания устроена таким образом, что среднее арифметическое значение соответствует водосодержанию данной ячейки. Таким образом, мы имеем функцию распределения возможных состояний облачности и можем рассчитывать радиационные потоки как для всего спектра водности (с учётом вероятности, что близко к методу McICA), так и для отдельных состояний. Так как расчёт для всего спектра вычислительно дорог, мы рассчитываем радиационные потоки только для трёх состояний, описанных ранее, учитывая вероятность их наличия. Данная схема менее вычислительно эффективна, чем McICA [Hogan and Bozzo, 2016], однако она не вносит случайную ошибку в прогноз.

Метод SPARTACUS (SPeedy Algorithm for Radiative TrAnsfer through CloUd Sides) базируется на схеме TripleClouds [Schäfer et al., 2016; Hogan et al., 2016]. Помимо восходящих и нисходящих радиационных потоков, в ячейке вводятся горизонтальные потоки, которые способны учитывать эффекты взаимодействия между облачной и безоблачной частями ячейки. Таким образом, появляется возможность не только учёта подсеточной неоднородности облаков, как это представлено в TripleClouds, но и более подробного расчёта структуры облачно-радиационных эффектов. Вместе с тем,

SPARTACUS требует в несколько раз больше машинного времени, чем TripleClouds, что сильно снижает возможности её оперативного использования.

В моделях ЧПП одним из важных аспектов радиационного переноса является облачно-радиационное взаимодействие, во многом определяющее тепловой баланс планеты [Wild et al., 2015]. Облачно-радиационное взаимодействие определяется радиационными характеристиками облаков и баллом облаков. Радиационные характеристики зависят от вертикальной мощности облаков ( $\sim$  водосодержания и лёдосодержания), размера облачных частиц и их счётной концентрации. Балл облаков и облачное перекрытие определяют соотношение потоков прямой и рассеянной компонент солнечной радиации.

Говоря о водности и лёдности облаков, следует помнить, что микрофизические схемы описывают только прогностическую облачность, то есть облачность, которая может быть явно воспроизведена при данном шаге вычислительной сетки модели (Раздел 1.1). Модели ЧПП не способны явно воспроизводить процессы всех масштабов [Herring J.R., 1979]. Считается, что они могут описать атмосферный процесс или явление, характерный размер которого не ниже 5–8 шагов вычислительной сетки модели [Белов и др., 1989]. В таком случае даже при горизонтальном шаге вычислительной сетки около 1 км облачные структуры размером менее 5–8 км не могут быть представлены.

В то же время, водосодержание и лёдосодержание облаков играет наиболее важную роль в определении радиационных потоков у земной поверхности. Чтобы исключить занижение водосодержания и лёдосодержания, вводится понятие так называемой «подсеточной» облачности, то есть облачности, не прогнозируемой при данном шаге вычислительной сетки модели. В схемах радиационного переноса при помощи дополнительных параметризаций проводится расчёт характеристик облачности (водности, лёдности, а также размера облачных частиц), где учитывается уже и прогностическая, и подсеточная части облачности. Такой подход позволяет улучшить точность прогноза облачных характеристик, необходимых для описания облачно-радиационных процессов.

### **1.2.2. Радиационные характеристики облачности**

Основные радиационные характеристики облачности – оптическая толщина облаков ( $\text{OTO}_i$ ), альбеда однократного рассеяния ( $\omega_i$ ) и фактор асимметрии индикатрисы

рассеяния ( $g_i$ ), определяемые для каждого  $i$ -го спектрального интервала. Методики расчёта радиационных свойств облачных капель в моделях ЧПП базируются на теории Ми [Mie G., 1913]. Как правило, схемы используют водосодержание облаков (LWP), эффективный радиус облачных капель ( $R_{эфф}$ ) и их счётную концентрацию ( $N_{OK}$ ) [Slingo et al., 1989; Lindner and Li, 2000] для определения радиационных характеристик капель по теории Ми. Например, в схеме SOCRATES, разработанной для моделей Метеорологического бюро Соединённого Королевства [Edwards and Slingo, 1996] радиационные характеристики представлены как:

$$OTO_i = LWP * \frac{c_{1,i} + R_{эфф}(c_{2,i} + c_{3,i}R_{эфф})}{1 + R_{эфф}(c_{4,i} + R_{эфф}(c_{5,i} + c_{6,i}R_{эфф}))}, \quad (1.20)$$

$$\omega_i = 1 - \frac{c_{7,i} + R_{эфф}(c_{8,i} + c_{9,i}R_{эфф})}{1 + R_{эфф}(c_{10,i} + c_{11,i}R_{эфф})}, \quad (1.21)$$

$$g_i = \frac{c_{12,i} + R_{эфф}(c_{13,i} + c_{14,i}R_{эфф})}{1 + R_{эфф}(c_{15,i} + c_{16,i}R_{эфф})}, \quad (1.22)$$

где  $c_{1-16}$  – постоянные.

В моделях ЧПП эффективный радиус облачных капель может как задаваться постоянной величиной, так и рассчитываться через водность облаков и концентрацию капель. Использование дополнительных соотношений для эффективного радиуса добавляет вариативности микрофизическим свойствам облаков, что, в результате, может отражаться на их радиационных характеристиках. В параметризациях эффективного радиуса, как правило, используется степенная или экспоненциальная зависимость от водности облаков [Seity et al., 2010; Schwenkel and Maronga, 2019]. Например, в схеме радиационного переноса RRTM (Rapid Radiative Transfer Model) эффективный радиус облачных капель представлен как:

$$R_{эфф} = k_1 \exp\left(k_2 \ln\left(\frac{\rho_w LWC}{N_{OK}}\right)\right), \quad (1.23)$$

где  $\rho_w$  – плотность воды,  $k_{1-2}$  – постоянные параметризации.

В схеме [Roeckner et al., 2003] эффективный радиус облачных капель рассчитывается согласно:

$$R_{эфф} = \sqrt[3]{6,2035 \cdot 10^{-5} \gamma \frac{LWC}{N_{OK}} \cdot 10^{-6}}, \quad (1.24)$$

где  $\gamma$  – коэффициент типа поверхности, изменяющийся от 1,011 до 1,143.

В схеме Слинго [Slingo and Schrecher, 1982] радиационные характеристики облачности рассчитываются как:

$$\text{OTO}_i = \left( C_{1,i} + \frac{C_{2,i}}{R_{\text{эфф}}} \right) \text{CWC} \Delta z, \quad (1.25)$$

$$\omega_i = C_{3,i} + C_{4,i} R_{\text{эфф}}, \quad (1.26)$$

$$g_i = C_{5,i} + C_{6,i} R_{\text{эфф}}, \quad (1.27)$$

где  $\Delta z$  – толщина атмосферного слоя, CWC – удельное содержание облачной воды или льда, а  $R_{\text{эфф}}$  – эффективный радиус облачных капель или кристаллов.

$R_{\text{эфф}}$  рассчитывается на основе CWC:

$$R_{\text{эфф}} = C_{7,i} + C_{8,i} \text{CWC}. \quad (1.28)$$

При этом постоянные  $C_{7-8}$  фактически обеспечивают низкую изменчивость  $R_{\text{эфф}}$ . Например, в модели HARMONIE эффективный радиус равен 10 мкм [Nielsen et al., 2014], а в оперативной облачно-радиационной схеме модели COSMO – 5 мкм. Коэффициенты  $C_1$ - $C_8$  получены с помощью осреднения данных самолётных наблюдений по всем типам облаков [Stephens G.L., 1979].

Методика вычисления эффективного размера облачных кристаллов зависит от формы их представления. Для сферических частиц применяются параметризации облачных капель, базирующиеся на теории Ми. Для кристаллов в виде призм, игл и т. д. расчёт радиационных характеристик устроен сложнее, так как необходимо учесть форму частиц, отношение длины кристалла к его ширине, ориентацию кристалла относительно падающего излучения. Ввиду сложной формы кристаллов используется понятие эффективного диаметра кристаллов [McFarquhar and Heymsfield, 1998]. Согласно [Fu Q., 1996] эффективный диаметр кристалла ( $D_{\text{эфф}}$ ) выражается как:

$$D_{\text{эфф}} = \frac{\int_{L_{\min}}^{L_{\max}} D^2 L f(L) dL}{\int_{L_{\min}}^{L_{\max}} \left( DL + \frac{\sqrt{3}}{4} D^2 \right) f(L) dL}, \quad (1.29)$$

где  $L$  – длина кристалла,  $f(L)$  – распределение кристаллов по размерам,  $L_{\min}$  и  $L_{\max}$  – минимальная и максимальная длины кристалла.

Представление кристаллов в виде сферических частиц – вычислительно эффективный, но грубый метод, который приводит к завышению радиационных характеристик кристаллической облачности.  $D_{\text{эфф}}$  обычно параметризуется как функция ледности облаков и температуры воздуха [Lohmann et al., 2007; Liuo et al., 2008].

Температура воздуха является важным параметром, так как от неё зависит форма кристалла [Takahashi et al., 1991]. В [Sun et al., 2000]  $D_{эфф}$  представлен как:

$$D_{эфф} = c_{1,i}IWC^{c_{2,i}} + c_{3,i}IWC^{c_{4,i}}(T + c_{5,i}), \quad (1.30)$$

где  $T$  – температура воздуха,  $IWC$  – лёдность облаков,  $c_{1-5}$  – постоянные параметризации.

Для определения радиационных свойств кристаллической фазы облачности редко используется концентрация кристаллов. Как правило, радиационные характеристики кристаллических облаков зависят от лёдности и эффективного диаметра частиц [Fu et al., 1998; Roeskner et al., 2003; Liu et al., 2008], а также от температуры воздуха. Например, оптическая толщина кристаллических облаков в схеме [Baran et al., 2016] для модели Метеорологического бюро Соединённого Королевства:

$$OTO_{кр,i} = \frac{c_i IWC}{T^2}, \quad (1.31)$$

где  $c$  – постоянная параметризации.

В то же время в схеме [Yi et al., 2013], используемой во многих радиационных схемах и моделях ЧПП, оптическая толщина равна:

$$OTO_{кр,i} = IWC \left( c_{1,i}(c_{2,i} - 0,2D_{эфф}) + c_{3,i}(0,2D_{эфф} - c_{4,i}) \right), \quad (1.32)$$

где  $D_{эфф}$  – эффективный диаметр частиц,  $c$  – постоянные параметризации.

В схеме Фу [Fu et al., 1998; Fu Q., 1996] облачные кристаллы представлены случайно ориентированными гексагональными призмами с радиационными характеристиками и постоянными  $k_{1-11}$ :

$$OTO_i = \left( c_{0,i} + \frac{c_{1,i}}{D_{эфф}} + \frac{c_{2,i}}{D_{эфф}^2} + \frac{c_{3,i}}{D_{эфф}^3} \right) IWC \Delta z, \quad (1.33)$$

$$\omega_i = \frac{c_{4,i} + c_{5,i}D_{эфф} + c_{6,i}D_{эфф}^2 + c_{7,i}D_{эфф}^3}{D_{эфф}(c_{0,i} + c_{1,i}D_{эфф} + c_{2,i}D_{эфф}^2 + c_{3,i}D_{эфф}^3)}, \quad (1.34)$$

$$g_i = c_{8,i} + c_{9,i}D_{эфф} + c_{10,i}D_{эфф}^2 + c_{11,i}D_{эфф}^3. \quad (1.35)$$

Параметризации (1.33-1.35) получены с использованием данных самолётных измерений.

### 1.2.3. Балл облачности и облачное перекрытие

Балл облачности для моделей ЧПП – доля ячейки модели, занятая облачностью. Если ячейка попадает в область прогностической облачности (водности и/или лёдности),

значит, вся ячейка занята облачностью и балл облачности равен единице. В случае, когда прогностическая облачность отсутствует, в ячейке может наблюдаться частичная (неплошная) облачность, связанная с подсеточной водностью и/или лёдностью.

Схемы балла облаков делятся на три типа: статистические, диагностические и прогностические. Статистические схемы предполагают, что можно рассчитать подсеточный балл облаков, описав функцию плотности вероятности относительной влажности воздуха или насыщенности атмосферы водяным паром в ячейке вычислительной сетки [Van Weverberg et al., 2021]. При этом среднее значение плотности вероятности равно соответствующим значениям для прогностических (сеточных) процессов. Основная сложность таких схем заключается в определении вида распределения [Huang and Liu, 2014]. Как показано в [Price et al., 2001], для балла облачности характерны разные типы функции плотности вероятности, и их повторяемость распределена относительно равномерно.

Диагностические схемы представляют собой параметризации балла облачности от характеристик облачности или среды, например, относительной влажности воздуха [Xie et al., 2008] или водности облаков [Slingo et al., 1987; Morcrette et al., 2012; Doms et al., 2021].

В прогностических схемах балл облаков рассчитывается на основе уравнения эволюции балла облачности [Muench and Lohmann, 2020]. Например, в работе [Ma et al., 2018] для модели GRAPES эволюция балла облаков ( $C$ ) зависит от скорости адвекции, скоростей образования слоистообразной ( $st$ ) и конвективной ( $conv$ ) облачности, скорости испарения ( $ev$ ) и осаднения ( $prec$ ) гидрометеоров:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -v\nabla C + \left(\frac{\partial C}{\partial t}\right)_{st} + \left(\frac{\partial C}{\partial t}\right)_{conv} - \left(\frac{\partial C}{\partial t}\right)_{ev/prec}. \quad (1.36)$$

Данная схема базируется на работе М. Тидке [Tiedke M., 1989]. Внедрение в последние годы прогностических схем балла облачности в оперативную практику обусловлено несколькими факторами. Во-первых, с уменьшением шагов вычислительной сетки моделей ЧПП наблюдался рост погрешностей прогноза. Это связано с увеличением вклада пространственной структуры облаков в качество прогноза, в то время как в прогнозе балла облаков не наблюдалось качественного изменения [Haiden et al., 2015]. Во-вторых, шаг вычислительной сетки моделей ЧПП постепенно приближается к характерному масштабу процессов, для которых нельзя пренебрегать горизонтальными

эффектами облачно-радиационного взаимодействия [Marshak and Davis, 2005; Schäfer et al., 2016]. Значит, потребуется более детальное описание облачной структуры.

Другим важным аспектом облачно-радиационного взаимодействия является облачное перекрытие. Хоган и Иллингворф на основе радиолокационных измерений показали, что облачные слои, разделённые безоблачными, перекрываются случайным образом. В перекрытии между соседними облачными слоями прослеживается зависимость [Hogan and Illingworth, 2000]. Схемы облачного перекрытия в моделях ЧПП основаны на данном предположении. К наиболее часто используемым схемам относятся: экспоненциально-случайная [Hogan and Illingworth, 2000], экспоненциальная [Hogan and Bozzo, 2016] и максимально-случайная [Geleyn and Hollingsworth, 1979]. Максимально-случайное перекрытие и сегодня применяется во многих моделях прогноза погоды оперативно, так как показывает хорошие результаты относительно других простых вариантов перекрытий. Суть максимально-случайного перекрытия заключается в том, что два облачных слоя перекрываются случайным образом, если они разделены безоблачным слоем. При этом соседние облачные слои максимально перекрывают друг друга. Данное предположение физически обоснованно, так как при наличии вертикальных движений и небольшом сдвиге ветра смежные облачные слои максимально перекрывают друг друга, независимо от географической широты местности [Mace and Benson-Troth, 2002]. Однако для максимально-случайной схемы прослеживается зависимость результатов от пространственного разрешения модели, а также недооценка облачного покрова в нижней тропосфере [Lebrun et al., 2023]. Максимально-случайное перекрытие является частным случаем экспоненциально-случайного перекрытия, которое всё чаще используется в моделях прогноза погоды и климата в последние годы [Ukkonen et al., 2022]. В экспоненциально-случайном перекрытии для обозначения степени корреляции между соседними облачными слоями вводится экспоненциальный параметр  $\alpha$  с высотой нулевой корреляции  $z_0$ , и толщиной слоя  $\Delta z$ :

$$\alpha = \exp\left(\frac{-\Delta z}{z_0}\right). \quad (1.37)$$

### 1.3. Непрямые эффекты аэрозоля

В описании облачно-радиационных связей немаловажное значение имеет влияние аэрозоля на характеристики облачности, так называемые «непрямые эффекты аэрозоля».

Представим себе невозмущённое облако с определённой счётной концентрацией ядер конденсации (Рисунок 1.3, левый). В исследовании Шона Твуми [Twomey S., 1977] показано, что при неизменном водосодержании облаков с ростом счётной концентрации ядер конденсации возрастает счётная концентрация облачных капель, из-за чего снижается размер облачных частиц и возрастает альbedo облаков. Этот процесс получил название «первого непрямого эффекта аэрозоля» (Рисунок 1.3, по центру). Количественное определение первого непрямого эффекта состоит в том, чтобы при квазипостоянном водосодержании облаков обнаружить совместное изменение концентрации облачных капель, эффективного радиуса капель и оптической толщины капельных облаков.

Второй непрямо́й эффект заключается в увеличении времени жизни облака (Рисунок 1.3, правый), потому что рост счётной концентрации облачных капель приводит к замедлению процессов роста облачных частиц и формирования осадков [Albrecht W.A., 1989].

В моделях ЧПП и климата учёт непрямы́х эффектов аэрозоля происходит несколькими способами. Во-первых, непрямы́е эффекты могут быть получены в двухмоментных интегральных микрофизических схемах при задании различных счётных концентраций ядер конденсации (см. Разделы 1.1.2-1.1.5). Во-вторых, в схемах радиационного переноса данный эффект выражается через счётную концентрацию облачных капель и радиационные характеристики облачности (см. Раздел 1.2.2).

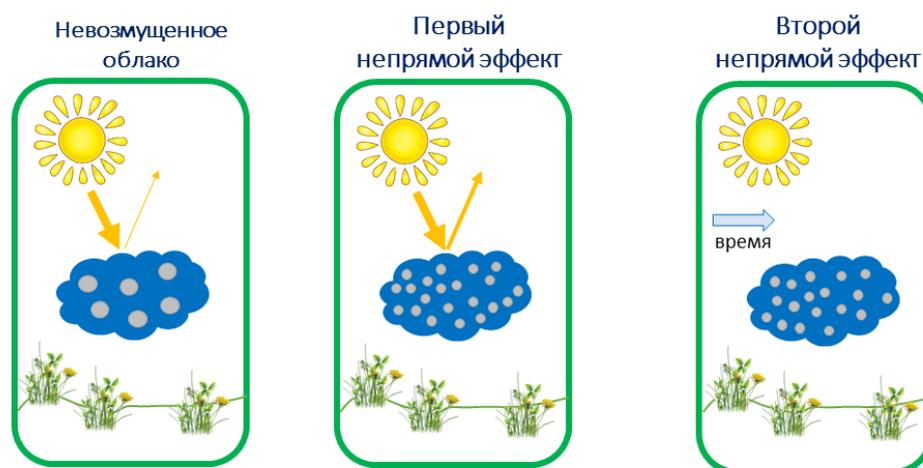


Рисунок 1.3 – Иллюстрация первого и второго непрямы́х эффектов аэрозоля

#### 1.4. Выводы по Главе 1

- Интегральные микрофизические схемы широко применяются в численном прогнозе погоды ввиду своей вычислительной и физической эффективности. В связи с уменьшением шагов вычислительной сетки моделей ЧПП возникает тенденция использования двухмоментных микрофизических схем при шагах вычислительной сетки модели менее 4 км. Двухмоментные схемы способны учитывать непрямые эффекты аэрозоля.
- Детализация схем нуклеации облачных капель моделей ЧПП без использования результатов химико-транспортных моделей происходит за счет применения результатов спектральных микрофизических схем. В схемах нуклеации облачных капель используются параметризации подсеточной вертикальной скорости с целью повышения эффективности каплеобразования.
- Современные параметризации радиационных характеристик облачных капель и кристаллов способны учитывать форму облачных частиц и их счётную концентрацию. Одним из факторов успешного прогноза радиационных потоков в атмосфере является учёт пространственной неоднородности облачности с помощью балла облаков и облачного перекрытия.

## **Глава 2. Модели численного прогноза погоды COSMO и ICON**

В данной главе представлено краткое описание моделей численного прогноза погоды COSMO и ICON, на базе которых в ФГБУ «Гидрометцентр России» реализована оперативная система ЧПП COSMO-Ru [Ривин и др., 2019; Розинкина и др., 2023]. Одна из задач – показать близость схем и параметризаций, описывающих физические процессы в моделях. В частности, в COSMO и ICON используется одна микрофизическая схема, а значит, схему можно исследовать в обеих моделях совместно. В то же время схемы радиационного переноса в COSMO и ICON различны, поэтому влияние смоделированных облачных характеристик на прогноз солнечной радиации разное.

В главе также описана осуществлённая автором модификация программного кода ICON и все численные эксперименты с моделями, результаты которых представлены в Главах 3-4.

### **2.1. Описание микрофизической и радиационной схем модели COSMO**

COSMO (Consortium for Small-scale MOdelling) – негидростатическая мезомасштабная конечно-разностная модель атмосферы, разработанная международным консорциумом COSMO [Doms et al., 2021]. В модели используется смещённая сферическая система координат с широтно-долготной вычислительной сеткой и гибридной системой координат по вертикали [Ривин и др., 2015]. По горизонтали используется вычислительная сетка Аракавы типа C [Arakawa and Lamb, 1977], а по вертикали – вычислительная сетка Лоренца [Lorenz E., 1960]. Используемые конечно-разностные схемы интегрирования по пространству и по времени подробно описаны в [Doms and Baldauf, 2021]. Процессы подсеточной турбулентности, необходимые для замыкания уравнений Рейнольдса, описаны с помощью диагностической турбулентной кинетической энергии. Основные допущения схемы и замечания к ней приведены в работах [Mellor and Yamada, 1974; Doms et al., 2021]. Земная поверхность и связанные с ней процессы описаны схемой TERRA [Majewski and Schrodin, 1995]. Конвективная облачность, не разрешаемая на шагах вычислительной сетки ~1-2 км (так называемая «мелкая конвекция»), в COSMO описаны схемой Тидке [Tiedke M., 1989].

Следует отметить, что представленные в данной работе исследования, проведены для версий модели 5.06 (Глава 3, Разделы 4.1.1 и 4.1.3) и 5.08 (Раздел 4.1.2). В процессе развития модели от версии 5.06 до версии 5.08 не наблюдалось значимых нововведений,

связанных с процессами радиационного переноса и микрофизики облаков в модели COSMO [Сайт модели COSMO].

### 2.1.1. Прогностическая облачность

Одномоментная микрофизическая схема модели COSMO описана в работе [Doms et al., 2021]. Двухмоментная микрофизическая схема основана на работе [Seifert and Beheng, 2006]. В двухмоментной схеме нуклеация облачных капель представлена схемой Сигала-Хаина [Segal and Khain, 2006]. Она базируется на результатах численных экспериментов со спектральной микрофизической моделью [Pinsky and Khain, 2002]. Диапазон прогнозируемых масс гидрометеоров представлен в виде сетки из 2000 ячеек, а модель явно описывает микрофизические процессы, параметризуемые в интегральных микрофизических схемах [Khain et al., 2015]. Результаты расчётов спектральной модели, которые представляют собой счётную концентрацию облачных капель, оформлены в многомерную таблицу, где основными предикторами являются: счётная концентрация ядер конденсации ( $N_{\text{як}}$ ), вертикальная скорость у нижней границы облака ( $w_{\text{нго}}$ ), ширина спектра аэрозольных частиц ( $\sigma$ ) и радиус аэрозоля ( $r_{\text{аер}}$ , радиус моды распределения аэрозоля). Химический состав ядер конденсации не учитывался, так как его влияние мало относительно основных предикторов. Вертикальная скорость на нижней границе облака является необходимым параметром, так как от неё зависит пересыщение на высоте 10-20 м выше нижней границы облака, а величина пересыщения определяет счётную концентрацию облачных капель [Pruppacher and Klett, 2010]. При разработке схемы облачность была разделена на три вида:

- морская слоистообразная облачность со счётной концентрацией ядер конденсации  $\sim 100 \text{ см}^{-3}$ , низкой концентрацией капель, низкой вертикальной скоростью у нижней границы облака и широким спектром распределения аэрозоля по размерам;
- промежуточная облачность с  $N_{\text{як}} 400 \text{ см}^{-3}$ ;
- континентальная облачность с  $N_{\text{як}} 1700 \text{ см}^{-3}$ , высокой концентрацией капель и узким спектром распределения аэрозоля по размерам.

Представленное разделение основано на группе измерений в разных частях планеты [Segal and Khain, 2006]. В таблице 2.1 приведена изменчивость указанных характеристик облачности.

Таблица 2.1 – Диапазон свойств облачности разных режимов [Segal and Khain, 2006]

Облачность	$N_{ЯК}$ , $см^{-3}$	$w_{нго}$ , м/с	$lg(\sigma)$
Морская слоистообразная	29,7-336,4	0,08-0,92	0,07-0,33
Промежуточная	118,9-1345,6	0,16-1,84	0,27-0,53
Континентальная	456,5-5718,9	0,39-4,60	0,07-0,33

Сначала в схеме Сигала-Хаина рассчитывается концентрация аэрозоля, на котором может конденсироваться водяной пар при данной вертикальной скорости и предписанным извне  $N_{ЯК}$ ,  $\Gamma_{aer}$  и  $lg(\sigma)$ . Если задаваемые для поиска значения  $N_{OK}$  находятся между табличными значениями, счётная концентрация облачных капель интерполируется. В COSMO радиус аэрозоля равен 30 нм, а  $lg(\sigma)$  составляет 0,4. Концентрация облачных капель равна нулю только при нулевой вертикальной скорости на нижней границе облака. Диапазон изменчивости  $N_{OK}$  в схеме составляет от  $29 см^{-3}$  до  $6240 см^{-3}$ . Затем рассчитывается водность ( $LWC_{act}$ ) только что образованных облачных капель ( $N_{OK,act}$ ):

$$LWC_{act} = m_{min} * N_{OK,act}, \quad (2.1)$$

где  $m_{min}$  – минимальная масса облачной капли, равная  $4,2 * 10^{-15}$  г.

Процесс автоконверсии облачных капель в COSMO описан соответственно уравнению 1.17 (Раздел 1.1.5), а коэффициент  $k$  рассчитывается на основе параметров  $\nu$  и  $\mu$  распределения облачных частиц по размерам (см. Раздел 1.1.1) и дополнительных постоянных из исследования [Pinsky et al., 2000] о движении облачных капель в турбулентном потоке. Аккреция описана согласно уравнению 1.18 (Раздел 1.1.5), где постоянные параметризации заданы согласно [Seifert A., 2002].

Гетерогенная нуклеация кристаллов в COSMO представлена схемой Филлипса (Уравнение 1.13, Раздел 1.1.4), с концентрацией пылевого, сажевого и органического аэрозоля  $1,62 см^{-3}$ ,  $15 см^{-3}$  и  $177 см^{-3}$ , соответственно.

Гомогенная нуклеация кристаллов представлена комбинацией схем Флетчера [Fletcher et al., 1962] и Мэйерса [Meysers et al., 1992]. Концентрация образованных кристаллов:

$$N_{KP} = \max(\min(\max(N_M, 0,1N_F), 10N_F), 10), \quad (2.2)$$

где  $N_M$  и  $N_F$  – соответствующие концентрации, рассчитываемые согласно уравнениям

1.10 и 1.11 (см. Раздел 1.1.4).

### 2.1.2. Подсеточная облачность

Концепция подсеточной облачности в модели COSMO заключается в том, что характеристики облачности пересчитываются заново, причём новая величина учитывает и прогностическую, и подсеточную компоненты. Облачность разделяется на конвективную и слоистообразную. Водность ( $LWC_s$ ) и лёдность ( $IWC_s$ ) слоистообразной облачности имеют вид:

$$LWC_s = \max\left(0,005qv_{sat,w}(1 - f_i); \frac{LWC}{2}\right), \quad (2.3)$$

$$IWC_s = \max\left(0,005qv_{sat,i}f_i; \frac{IWC}{2}\right), \quad (2.4)$$

где  $qv_{sat}$  – абсолютная влажность при насыщении над водой (w) и над льдом (i),  $LWC$  – прогностическая водность облаков,  $f_i$  – доля кристаллической фазы в облаке.

Предполагается, что конденсируется (кристаллизуется) 0,5% от удельной массы водяного пара при насыщении. Доля кристаллической фазы в облаке линейно зависит от температуры воздуха (t):

$$f_i = 1 - \min\left(1; \max\left(0; \frac{t-a_1}{a_2-a_1}\right)\right), \quad (2.5)$$

где  $a_i$  – постоянные.

Водность и лёдность конвективной облачности рассчитываются в предположении конденсации (кристаллизации) 1% от удельной массы водяного пара при насыщении:

$$LWC_c = 0,01qv_{sat,w}(1 - f_i), \quad (2.6)$$

$$IWC_c = 0,01qv_{sat,i}f_i. \quad (2.7)$$

Итоговые водность ( $IWC_{diag}$ ) и лёдность облаков ( $IWC_{diag}$ ) рассчитываются диагностически как сумма слоистообразной и конвективной компонент:

$$LWC_{diag} = LWC_c clc_c + LWC_s clc_s(1 - clc_c), \quad (2.8)$$

$$IWC_{diag} = IWC_c clc_c + IWC_s clc_s(1 - clc_c), \quad (2.9)$$

где  $clc_s$  – балл слоистообразных облаков,  $clc_c$  – балл конвективных облаков.

Балл конвективной облачности зависит от геометрической толщины облака (H):

$$clc_c = \min \left\{ 1, \max \left[ 0.05, 0.35 * \frac{H}{5000} \right] \right\}. \quad (2.10)$$

Балл слоистообразных облаков рассчитывается на основе полного удельного содержания влаги в воздухе в газообразном, твёрдом и жидком виде ( $q_{tot}$ ), удельной влажности при насыщении ( $qv_{sat}$ ), атмосферном давлении на модельном уровне ( $p$ ) и у земной поверхности ( $p_s$ ):

$$clc_s = \max \left\{ 0, \min \left[ 1, \frac{\frac{q_{tot}}{qv_{sat}} - \left( 0.95 - 0.8 \frac{p}{p_s} \left( 1 - \frac{p}{p_s} \right) \left( 1 + \sqrt{3} \left( \frac{p}{p_s} - 0.5 \right) \right) \right)}{1 - \left( 0.95 - 0.8 \frac{p}{p_s} \left( 1 - \frac{p}{p_s} \right) \left( 1 + \sqrt{3} \left( \frac{p}{p_s} - 0.5 \right) \right) \right)} \right] \right\}. \quad (2.11)$$

Итоговый балл облаков ( $clc$ ) имеет вид:

$$clc = clc_s + clc_c(1 - clc_s). \quad (2.12)$$

Схема облачного перекрытия описана максимально-случайной схемой (см. Раздел 1.2.3).

### 2.1.3. Радиационные процессы

Радиационный перенос в модели описан схемой Риттера-Желайна (см. Раздел 1.2.1). Радиационные характеристики аэрозоля представлены климатологическими двумерными полями согласно [Tegen et al., 1997; Tanre et al., 1984]. В данной работе численные эксперименты проведены с использованием радиационных характеристик аэрозоля [Tegen et al., 1997]. Облачно-радиационное взаимодействие в COSMO представлено двумя схемами: так называемой «оперативной схемой», или схемой Слингго (Уравнения 1.25-1.28, Раздел 1.2.2), и схемой CLOUDRAD [Muskatel et al., 2021]. В оперативной схеме  $R_{эфф}$  является постоянным – 5 мкм для облачных капель и 10 мкм для облачных кристаллов. В ней облачные кристаллы имеют сферическую форму.

В CLOUDRAD добавляется несколько нововведений в сравнении с оперативной схемой. Эффективный радиус облачных капель на высоте  $z$  вычисляется как:

$$R_{эфф} = \left( 0,95 - 0,0012(z - z_{НГО}) \right) R_{эфф}^{макс}, \quad (2.13)$$

где  $z_{НГО}$  – высота основания облака, а  $R_{эфф}^{макс}$  – максимальный эффективный радиус, зависящий от водности облаков (LWC), счётной концентрации облачных капель ( $N_{ок}$ ) и массы облачной капли ( $m$ ):

$$R_{\text{эфф}}^{\text{макс}} = \min \left( 22 \text{ мкм}; 1,15 \left( \frac{LWC}{\frac{4}{3} \pi m N_{\text{ОК}}} \right) \right). \quad (2.14)$$

В формуле введено ограничение на минимальное значение  $R_{\text{эфф}}^{\text{макс}}$ , так как согласно исследованию [Rosenfeld and Lensky, 1998] о размерах облачных и дождевых капель,  $R_{\text{эфф}}^{\text{макс}}$  составляет не менее 22 мкм. Для расчёта концентрации облачных капель применяется схема Сигала-Хаина, описанная ранее. Однако в CLOUDRAD для процесса нуклеации используется не прогностическая, а характеристическая вертикальная скорость (см. Раздел 1.1.3), которая рассчитывается дополнительно для конвективной и слоистообразной облачности. Характеристическая вертикальная скорость слоистообразной облачности зависит от прогностической вертикальной скорости, скоростей радиационного и теплового нагрева и турбулентной кинетической энергии [Bangert et al., 2011]. Характеристическая вертикальная скорость конвективной облачности зависит от прогностической вертикальной скорости, потенциальной температуры, высоты приземного пограничного слоя, верхней границы конвекции, потоков явного и скрытого тепла [Deardorff J.W., 1970].

Таким образом, концентрация облачных капель в CLOUDRAD представлена в табличном виде, где исходными параметрами для  $N_{\text{ОК}}$  являются счётная концентрация ядер конденсации, эффективный радиус частиц аэрозоля, ширина распределения аэрозоля по размерам и вертикальная скорость на нижней границе облака. Радиационные характеристики кристаллических облачных частиц в CLOUDRAD описаны согласно схеме Фу (Уравнения 1.33-1.35, Раздел 1.2.2).

В предыдущих исследованиях микрофизической схемы уже была отмечена низкая водность облаков в модели COSMO с химико-транспортным блоком MUSCAT [Dipu et al., 2017] по сравнению со спутниковыми измерениями. В работе [Köhler and Görndorf, 2014] при воспроизведении переохлаждённой водности показано занижение водосодержания облаков в оперативной версии модели COSMO по сравнению с данными наземных измерений. Детальные исследования радиационной схемы модели COSMO проводились только для безоблачных условий [Chubarova et al., 2018b]. В частности, было обнаружено, что радиационная схема модели завышает суммарную радиацию в безоблачных условиях в среднем на 4,5%.

## 2.2. Описание микрофизической и радиационной схем модели ICON

Модель ICON (ICOsahedral Nonhydrostatic) – негидростатическая конечно-разностная модель атмосферы с открытым кодом, разработанная группой немецких институтов совместно с Метеослужбой Германии [Prill et al., 2023]. В консорциуме COSMO, в который входит Российская Федерация, данная модель является приоритетом развития оперативного численного прогноза погоды.

Модель имеет неструктурированную треугольную вычислительную сетку, которая основана на представлении Земли в виде сферического икосаэдра [Zängl et al., 2015]. При этом по вертикали используется гибридная система координат Гал-Чена, учитывающая неровности рельефа [Simmons and Burridge, 1981], с вычислительной сеткой Лоренца [Lorenz E., 1960]. Для расчётов по горизонтали используется вычислительная сетка Аракавы типа C [Arakawa and Lamb, 1977]. Применяемые конечно-разностные схемы интегрирования по пространству и по времени подробно описаны в [Prill et al., 2023].

В ICON предусмотрена опция вложенных вычислительных сеток, то есть единый расчёт прогноза моделью на определённой территории с одним или несколькими доменами, вложенными в исходный домен [Maurer et al., 2022]. Вложенные (или дочерние) домены имеют шаг сетки в два раза меньше материнского домена (домена, в который они вложены). В ICON доступна опция вложенности по вертикали, а также двусторонний обмен данными прогноза, то есть не только от материнского домена к дочернему, но и наоборот.

Процессы подсеточной турбулентности, как и в модели COSMO, представлены схемой диагностической турбулентной кинетической энергии [Raschendorfer M., 2001]. Земная поверхность и связанные с ней процессы описаны схемой TERRA [Schulz et al., 2016]. Конвективная облачность, не разрешаемая на шагах вычислительной сетки ~1-2 км (так называемая «мелкая конвекция»), описаны схемой Тидке-Бехтольда [Prill et al., 2023]. В схеме Тидке-Бехтольда замыкание осуществляется посредством учёта доступной потенциальной энергии конвективных движений (CAPE).

В ICON применяются одномоментная [Doms et al., 2021] и двухмоментная [Seifert and Beheng, 2006] микрофизические схемы. Практически все микрофизические процессы представлены теми же схемами, что и в модели COSMO (см. Раздел 2.1.1). Изменения претерпели только процессы гомогенной и гетерогенной нуклеации кристаллов. Гетерогенная нуклеация представлена схемой Филлипса (Уравнение 1.13, Раздел 1.1.4);

счётная концентрация частиц пыли и сажи заданы как  $1,6 \text{ см}^{-3}$  и  $30 \text{ см}^{-3}$ , соответственно. Органический аэрозоль не учитывается. Гомогенная нуклеация кристаллов представлена схемой [Kärcher et al., 2006]. Подсеточные микрофизические процессы представлены двумя схемами: схемой модели COSMO (см. Раздел 2.1.2) и новой схемой, описанной в [Prill et al., 2023]. Новая схема объединяет характеристики подсеточной и прогностической облачности параметризаций микрофизики облаков, конвективных и турбулентных процессов в атмосфере. Схема находится в процессе улучшения и доработки. В численных экспериментах, представленных в данной работе, была использована схема модели COSMO.

Радиационный блок ICON представлен двумя схемами: RRTM и esRad (см. Раздел 1.2.1). Схема esRad оперативно используется в моделях Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды [Hogan and Bozzo, 2016]. Во многих аспектах радиационного переноса данная схема признается перспективной относительно RRTM, поэтому в исследовании была использована именно схема esRad с методом McICA для облачных условий. Модуль esRad содержит в себе наиболее совершенные на данный момент параметризации процессов облачно-радиационного взаимодействия. Радиационные свойства капельной облачности в esRad могут быть описаны двумя схемами: схемой Слинг (уравнения 1.25-28, Раздел 1.2.2) или схемой SOCRATES (уравнения 1.20-22, Раздел 1.2.2). В [Dobbie et al., 1999] показано, что схема Слинг имеет значительные погрешности для крупных капель; в исследовании [Nielsen et al., 2014] получено, что схема имеет тенденцию к завышению оптической толщины облаков по этой причине. В данной работе была использована схема SOCRATES. Эффективный радиус облачных капель рассчитывается согласно Уравнению 1.24 (Раздел 1.2.2), где счётная концентрация облачных капель задана равной  $180 \text{ см}^{-3}$  над земной поверхностью и  $80 \text{ см}^{-3}$  над океанами в слое от земной поверхности до 800 гПа и экспоненциально убывает выше.

Радиационные характеристики кристаллических облаков в esRad представлены схемами (Уравнение 1.32, Раздел 1.2.2), Бэрена [Baran et al., 2014; Baran et al., 2016] и Фу (Уравнения 1.33-1.35). Для проведения численных экспериментов была выбрана схема Фу по нескольким причинам. Во-первых, в схеме явно выражена зависимость радиационных характеристик от размера и формы кристаллов. Во-вторых, данная схема показала свою эффективность в модели COSMO (показано в Разделе 4.1).

Перекрытие облаков в esRad представлено тремя схемами, приведёнными в Разделе 1.2.3: экспоненциально-случайной, экспоненциальной и максимально-случайной. В численных экспериментах с ICON была использована экспоненциально-случайная схема.

Преыдущие исследования облачных характеристик в модели ICON были сосредоточены на общем балле облачности [Crueger et al., 2018; Giorgetta et al., 2018; Jungclaus et al., 2022] с привлечением спутниковых измерений, а также на исследованиях влагосодержания атмосферы и абсолютной влажности воздуха [Bresson et al., 2022; Heize et al., 2017], которые показали хорошее согласие смоделированных характеристик с данными наземных и спутниковых измерений. В исследовании [De Lucia et al., 2022] проанализированы различные настройки микрофизической схемы модели ICON для прогноза осадков по территории Италии и установлено, что одномоментная схема является наиболее оптимальным вариантом. В работе [Ori et al., 2020] на основе радарных наблюдений исследованы облачные кристаллы и частицы снега и показано соответствие между смоделированной ICON радиолокационной отражаемостью и приземной интенсивностью осадков. В работе [Kretzschmar et al., 2020] показано занижение водосодержания и оптической толщины арктической облачности в ICON.

Преыдущие исследования радиационной схемы esRad модели ICON касались только верхней границы атмосферы в глобальной версии модели и были нацелены на тестирование радиационного баланса на верхней границе атмосферы [Schäfer et al., 2021]. В данной работе рассматриваются оценки солнечной радиации у земной поверхности.

### 2.3. Модификация кода ICON

В рамках исследования автором введены новые переменные для выдачи с целью анализа следующих внутренних модельных характеристик: оптическая толщина капельных облаков в интервале длин волн 625-778 нм, оптическая толщина кристаллических облаков в интервале длин волн 625-778 нм, эффективный радиус облачных капель, эффективный радиус облачных кристаллов.

На рисунке 2.1 представлена схема модулей модели ICON. В модулях `mo_nonhydro_types` и `mo_nonhydro_state` заданы указанные ранее переменные и добавлено их математическое описание (размерность, точность, периодичность хранения и так далее). Оптическая толщина облаков в ICON представлена в 30 спектральных интервалах

схемы esRad. Для анализа ОТО был выбран интервал 625-778 нм коротковолновой области спектра, так как он соответствует наблюдениям спектрорадиометра MODIS. Алгоритм восстановления облачных характеристик над бесснежной поверхностью по данным MODIS основан на измерениях на длине волны 2,1 мкм в области поглощения излучения водяным паром, на длине волны 650 нм – вне области поглощения излучения водяным паром, где отражательная способность поверхности минимальна [Platnick et al., 2003]. При этом область поглощения является информативной для восстановления размера облачных частиц, а область вне поглощения – радиационных свойств облачности. В чёрной рамке на рисунке 2.1 показаны модули библиотеки esRad, которые были модифицированы для реализации выдачи оптической толщины облаков. Дополнительно создан связующий модуль библиотеки с моделью ICON – radiation\_cot.

В ходе исследования также была поставлена задача модификации схемы нуклеации облачных капель Сигала-Хаина [Segal and Khain, 2006] двухмоментной микрофизической схемы модели ICON, которая состояла во внедрении параметризации характеристической вертикальной скорости [Lohmann et al., 1999; 2007]:

$$W_{\text{хар}} = W_{\text{кр}} + 1,33\sqrt{TKE}, \quad (2.15)$$

где  $W_{\text{хар}}$  – характеристическая вертикальная скорость, учитывающая прогностические (сеточные) и подсеточные процессы,  $W_{\text{кр}}$  – прогностическая вертикальная скорость, TKE – турбулентная кинетическая энергия.

Внедрение производилось в две версии модели: ICON-NWP – версия для численного прогноза погоды, и ICONAM – климатическая версия модели ICON, совмещённой с моделью ЕСНАМ (Рисунок 2.1). Цели и причины постановки данной задачи подробно описаны в Главе 3. Параметризация добавлена в модуль csn\_activation\_sk\_4d (Рисунок 2.1); в других модулях ICON-NWP и ICONAM изменения состояли в обеспечении работы модуля csn\_activation\_sk\_4d с изменениями.

В результате анализа наиболее распространённых методов параметризации вертикальной скорости в микрофизических схемах моделей ЧПП (см. Раздел 1.1.3), наиболее подходящим представляется характеристический подход, так как он не требует значительных вычислительных ресурсов, учёта облачного режима и свойств планетарного пограничного слоя, считается применимым для моделей с километровыми вычислительными сетками. С учётом того, что турбулентный блок модели ICON конструктивно близок к схеме [Mellor and Yamada, 1974], в котором турбулентное

замыкание основано на диагностической турбулентной кинетической энергии [Raschendorfer M., 2001], было решено внедрить схему [Lohmann et al., 2007], разработанную для слоистообразной облачности.

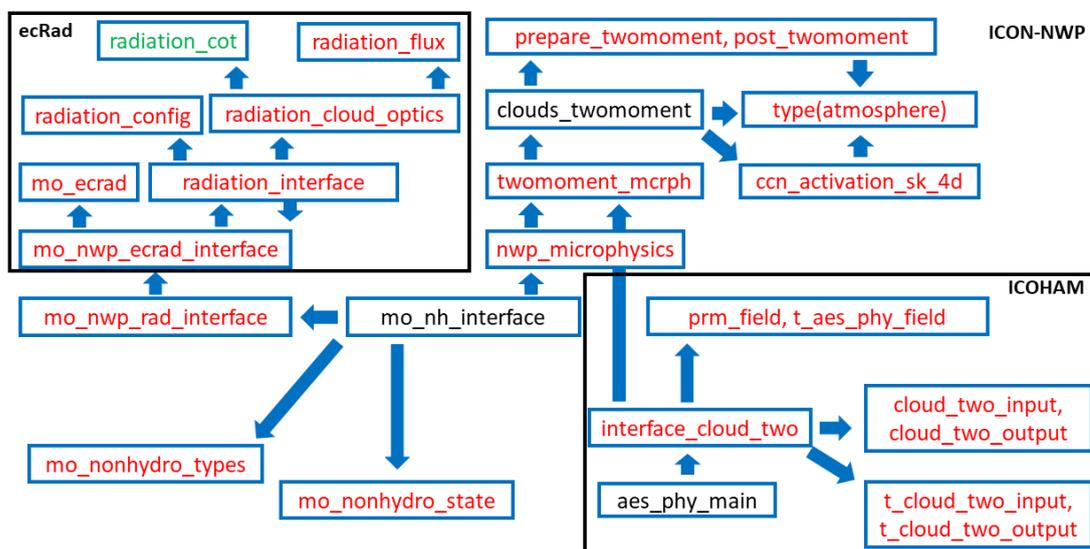


Рисунок 2.1 – Схема зависимости некоторых модулей ICON (красным выделены модифицированные модули, зелёным – созданный модуль)

## 2.4. Описание численных экспериментов с моделями COSMO и ICON

### 2.4.1. Структура численных экспериментов и регионы исследования

Для исследования облачных характеристик в моделях COSMO и ICON проведена серия численных экспериментов. Их структура и основные настройки моделей приведены в Таблице 2.2. В качестве начальных и боковых граничных условий были использованы прогностические данные глобальной модели ICON с шагом вычислительной сетки 13 км и временной дискретностью 3 ч [Ривин и др., 2019].

Численные эксперименты (ЧЭ) №1-4 модели COSMO структурированы следующим образом. Автором были последовательно рассчитаны прогнозы с шагами вычислительной сетки 6,6 км и 2,2 км. Анализ проводился только для результатов COSMO с шагом вычислительной сетки 2,2 км, а граничные условия взяты по результатам расчётов с шагом сетки 6,6 км. Вертикальная сетка модели состояла из 50 уровней от земной поверхности до 22 км, из которых 26 уровней приходится на высоты ниже 5 км. Настройки физических процессов были заданы соответственно описанию модели COSMO в Разделе 2.1. В экспериментах использована одномоментная микрофизическая

схема, описывающая процессы пяти типов гидрометеоров (так называемая «three-category ice scheme») – облачной воды и льда, дождя, снега и крупы [Doms et al., 2021]. Облачно-радиационное взаимодействие представлено как оперативной схемой (см. Раздел 2.1.3) – ЧЭ №1-3, так и схемой CLOUDRAD – ЧЭ №2-4. Следуя работе [Segal and Khain, 2006], в схеме CLOUDRAD счётная концентрация ядер конденсации была задана равной  $100 \text{ см}^{-3}$ ,  $400 \text{ см}^{-3}$  и  $1700 \text{ см}^{-3}$ .  $N_{\text{ЯК}}=100 \text{ см}^{-3}$  соответствует морской облачности,  $N_{\text{ЯК}}=400 \text{ см}^{-3}$  – промежуточной облачности между морской и континентальной, а  $N_{\text{ЯК}}=1700 \text{ см}^{-3}$  – континентальной облачности.

Численные эксперименты №5 модели COSMO структурно похожи на ЧЭ №1-4. Анализировались результаты расчётов с шагом вычислительной сетки 1,1 км, а начальные и боковые граничные условия для этих расчётов получены автором последовательно на основе численных экспериментов COSMO с шагами вычислительной сетки 6,6 и 2,2 км. Микрофизика облаков представлена двухмоментной схемой, а облачно-радиационное взаимодействие – схемой CLOUDRAD. В CLOUDRAD счётная концентрация ядер конденсации была задана значениями в интервале от 100 до  $300 \text{ см}^{-3}$  с шагом  $50 \text{ см}^{-3}$ , основываясь на информации о пространственно осреднённых счётных концентрациях облачных капель, полученных по спутниковым данным (см. Раздел 2.5).

Численные эксперименты №6-8 модели ICON структурированы следующим образом. В экспериментах использована технология вложенных доменов с двусторонним обменом данными [Maurer et al., 2022]. Автором выполнены расчёты для областей с шагами вычислительной сетки 4,4, 2,2 и 1,1 км. Анализ проводился только для данных ICON с шагом вычислительной сетки 1,1 км, заблаговременностью прогноза от 12 до 36 часов для ЧЭ №6-7 и от 0 до 72 ч для ЧЭ №8. Настройки физических процессов модели ICON были заданы соответственно описанию в Разделе 2.2. Радиационный перенос представлен схемой esRad с методом McICA для облачных условий, схемами радиационных свойств капельной и кристаллической облачности согласно SOCRATES и [Fu Q., 1996, 1998] (см. Раздел 2.2). В экспериментах применена двухмоментная микрофизическая схема [Seifert and Beheng, 2006] со счётной концентрацией ядер конденсации ( $N_{\text{ЯК}}$ ) по умолчанию –  $250 \text{ см}^{-3}$  (ЧЭ №6 и №8), а также счётной концентрацией ядер конденсации, соответствующей континентальной облачности –  $1700 \text{ см}^{-3}$  (ЧЭ №7). В эксперименте №8 для областей счета с шагами вычислительной сетки 4,4 и 2,2 км использована одномоментная микрофизическая схема.

Таблица 2.2 – Структура численных экспериментов

№	Модель	Регион	Период	Число дней	Старт, заблаговременность	Шаг сетки, км	Выдача результатов	Микрофизика облаков (Няк, см <sup>-3</sup> )	Облачно-радиационная схема
1	COSMO	Центральная Европа	март-октябрь 2016	234	0 ч ВСВ, 24 ч	6,6 2,2	1 ч 15 мин.	1Мом	О
2			март-октябрь 2018	27	6-12 ч ВСВ, 3 ч	6,6 2,2	1 ч 30 мин.		О, С(400)
3		Россия, Центральный федеральный округ	апрель-октябрь 2018	18	6-12 ч ВСВ, 3 ч	6,6 2,2	1 ч 30 мин.		О, С(100, 400, 1700)
4				214	0 ч ВСВ, 18 ч	6,6 2,2	1 ч 30 мин.		С(100, 400, 1700)
5			апрель-май 2018-2020	4	0 ч ВСВ, 24 ч	6,6 2,2 1,1	1 ч 1 ч 30 мин.		1Мом 2Мом (100-300)
6	ICON	Центральная Европа	март-октябрь 2021	32	12 ч ВСВ, 36 ч	4,4 2,2 1,1	- - 10 мин.	2Мом (250)	SOCRATES для капельной облачности, Fu – для кристаллической облачности
7				1		4,4 2,2 1,1	- - 10 мин.		
8			март-октябрь 2021	10	0 ч ВСВ, 72 ч	4,4 2,2 1,1	- 15 мин. 10 мин.		

Примечание: 1Мом – одномоментная микрофизическая схема; 2Мом – двухмоментная микрофизическая схема; О – оперативная облачно-радиационная схема [Slingo and Schrecher, 1982]; С – облачно-радиационная схема CLOUDRAD [Muskatel et al., 2021] (счётная концентрация ядер конденсации, см<sup>-3</sup>).

Все численные эксперименты проводились для тёплых (бесснежных) периодов во избежание ошибок, связанных с ростом неопределённости альbedo поверхности как в модели, так и в наблюдениях, с которыми сравнивались модельные результаты. Эксперименты №1 и №4 проведены для всего тёплого периода, с марта по октябрь – для Центральной Европы, с апреля по октябрь – для Центрального федерального округа. Эксперименты №2-3,5-8 проводились для отобранных дней из тёплого периода соответствующего года (Таблица 2.2). Краткое описание синоптических условий отобранных дней ЧЭ №2-3,5-8 приведено в Приложении (Таблицы П.1-П.5). Отбор дней осуществлялся на основе измерений облачных характеристик и радиационных потоков в Метеорологической обсерватории Линденберга [Görsdorf et al., 2015] для Центральной Европы и Метеорологической обсерватории МГУ имени М.В. Ломоносова [Сайт МО МГУ] для ЦФО, при следующих условиях:

1. наличие измерений облачных характеристик и солнечной радиации у земной поверхности с пометкой о хорошем качестве данных при высоте Солнца более  $15^\circ$ ;
2. случаи без осадков или с осадками не более 0,5 мм в сутки (ЧЭ № 2-3, 5-7);
3. оптически плотная облачность со случаями сплошного облачного покрова, которая отбиралась на основе измерений прямой радиации у земной поверхности.

Исключая из анализа ситуации с осадками, мы избегаем высокой и быстрой изменчивости распределения облачных капель, а также низкого качества измерений в условиях с каплями дождя на поверхности приборов [Roebeling et al., 2007]. Условия сплошной облачности способствуют снижению вклада прямой радиации в суммарную радиацию. Это позволяет оценить влияние облачных характеристик на суммарную радиацию, снизив эффект пространственной неоднородности облаков.

Учитывая большой спектр численных экспериментов, необходимо пояснение, какая задача ставилась перед каждым ЧЭ (Таблица 2.3).

Таблица 2.3 – Основные задачи численных экспериментов

Номер эксперимента	Задача численного эксперимента
1, 6	Исследование облачных характеристик и солнечной радиации в моделях COSMO (ЧЭ №1) и ICON (ЧЭ №6) при настройке физических процессов, соответствующей оперативному режиму*
2,3	Тестирование отклика солнечной радиации и температуры воздуха на 2 м к схеме облачно-радиационного взаимодействия с различной $N_{ЯК}$ в модели COSMO
5	Воспроизведение в модели COSMO первого непрямого эффекта аэрозоля относительно реальных данных измерений над Москвой
4	Подбор оптимальной настройки схемы радиационного переноса модели COSMO для краткосрочного прогноза по Центральному федеральному округу
7	Тестирование отклика облачных характеристик и солнечной радиации к $N_{ЯК}$ в модели ICON
8	Тестирование отклика облачных характеристик к параметризации характеристической вертикальной скорости, внедрённой автором в схему нуклеации облачных капель модели ICON
<i>Примечание: под «оперативным режимом» подразумевается набор физических и динамических процессов в модели, используемых в оперативном численном прогнозе погоды</i>	

Необходимость проведения целого набора ЧЭ обуславливается тем, что в рамках одного ЧЭ было невозможно проанализировать все схемы и параметризации облачных характеристик в моделях COSMO и ICON, оценить их влияние на солнечную радиацию, а также произвести оптимальную настройку схемы радиационного переноса модели COSMO для региона оперативного численного прогноза погоды в Гидрометцентре РФ.

Все численные эксперименты, за исключением ЧЭ №2-3, проводились в интервалах краткосрочного прогноза погоды с заблаговременностью от 18 ч до 72 ч. Эксперименты с заблаговременностью 3 ч (ЧЭ №2-3) проведены, чтобы оценить влияние схемы облачно-радиационного взаимодействия CLOUDRAD на солнечную радиацию в модели COSMO, снизив влияние адвективных процессов на результаты.

Заблаговременность 3 ч обеспечивает возможность использования гидрометеорологических измерений при отборе случаев и в анализе результатов ЧЭ.

На рисунке 2.2 представлены анализируемые области моделирования, где регионом ЧЭ №1-2,6-8 является Центральная Европа (с пунктами измерений сети CLOUDNET), а регионом ЧЭ №3-5 является Центральный федеральный округ.

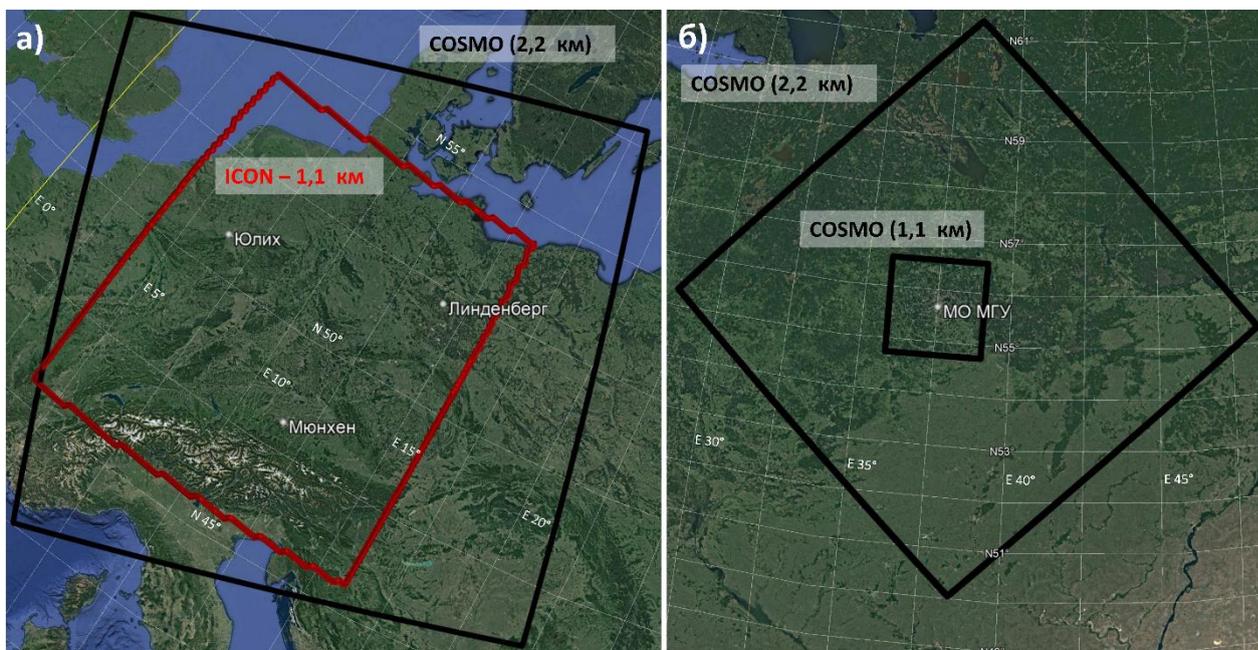


Рисунок 2.2 – Анализируемые области численных экспериментов моделей COSMO (черным) и ICON (красным) над Центральной Европой (а) и Центральным федеральным округом (б), пункты наземных измерений (белые точки)

Центральный федеральный округ входит в один из регионов оперативного численного краткосрочного прогноза погоды, рассчитываемого в Гидрометцентре РФ на основе модели COSMO. Таким образом, выбор ЦФО обусловлен необходимостью не только исследования схем и параметризаций облачных характеристик в COSMO, но и последующей оптимальной настройки схемы радиационного переноса модели COSMO для искомого региона. Центральная Европа не является областью оперативного прогноза, однако обладает широким набором данных измерений облачных характеристик и солнечной радиации у земной поверхности. Выбор Центральной Европы в качестве региона численных экспериментов позволил проанализировать облачные характеристики на основе измерений облачного радара сети CLOUDNET и спутникового спектрорадиометра, а солнечную радиацию – на основе высокоточных измерений сети

BSRN.

Результаты ЧЭ №4 проанализированы, в том числе, с помощью системы верификации Отдела численных краткосрочных прогнозов (далее – «Система верификации ОЧКП»). Для результатов ЧЭ №6-8 применена система верификации MET [Newman et al., 2022].

#### 2.4.2. Описание данных измерений

В работе использованы наземные измерения международной сети наблюдений за облачными характеристиками CLOUDNET [Illingworth et al., 2007] в Метеорологической Обсерватории имени Рихарда Ассмана в Линденберге [Görsdorf et al., 2015] – 52,21° с.ш. 14,12° в.д.; в Обсерватории Мюнхенского Университета – 48,15° с.ш. 11,57° в.д.; в Юлихской обсерватории эволюции облаков [Löhnert et al., 2015] – 50,91° с.ш. 6,4° в.д. В Таблице 2.4 представлены измеряемые облачные характеристики, использованные в исследовании.

Таблица 2.4 – Основные характеристики наблюдений сети CLOUDNET

Характеристика	Прибор	Методика	Погрешность измерений*
Влагосодержание атмосферы	Микроволновый радиометр	Ware et al., 2003	15%
Абсолютная влажность воздуха	TP/WVP-3000 (MP)		15%
Водосодержание облаков	MP, лидар	Gaussiat et al., 2007	10%
Водность облаков			-
Лёдность облаков (IWC)	Радар, лидар, MP	Hogan et al., 2006	35%
<i>Примечание: Ошибка измерений приведена по данным публикаций разработчиков методик</i>			

Влагосодержание атмосферы и водосодержание облаков восстанавливаются на основе измерений двухканальным микроволновым радиометром TP/WVP-3000 [Ware et al., 2003]. Методика восстановления основана на знании о поглощающей способности водяного пара и кислорода на частотах 22,24-31,4 ГГц и 51-58 ГГц. Калибровка микроволнового радиометра проводится в безоблачных условиях с помощью лидара [Gaussiat et al., 2007]. Водность облаков восстанавливается в адиабатическом приближении по данным о водосодержании и высоте нижней границы облака по измерениям облакомера Lufft CHM15k [Облакомер Lufft]. Рассматривались только

случаи водосодержания более  $30 \text{ г/м}^2$  и менее  $800 \text{ г/м}^2$ , чтобы ограничить анализ не осадкообразующими облаками и снизить погрешность измерений [Roebeling et al., 2007]. Абсолютная влажность воздуха рассчитывается по данным о влагосодержании атмосферы с учётом распределения водяного пара с высотой.

Лёдность облаков восстанавливается на основе следующей зависимости:

$$\lg(IWC) = 0,000242 * T + 0,0699 * Z - 0,0186 * T - 1,63, \quad (2.16)$$

где  $Z$  (в dBZ) – радиолокационная отражаемость по данным наблюдений облачного радара МЕТЕК MIRA-35 [Görsdorf et al., 2015],  $T$  (в °C) – спрогнозированная моделью IFS (Integrated Forecast System) ЕЦСПП температура воздуха.

Методика разработана на основе данных самолётных и радарных наблюдений [Hogan et al., 2006]. Дополнительно проводится классификация аэрозоля, гидрометеоров и частиц осадков, измеряемых с помощью комплекса приборов [Illingworth and O'Connor, 2004], что позволяет затем вносить коррекцию в измеренные облачные характеристики и присваивать критерии качества измерений. Следует отметить, что признаки качества измерений появились в данных наблюдений сети CLOUDNET, начиная с 2019 года. По этой причине для численных экспериментов №1-2 за 2016 г. и 2018 г. (Таблица 2.2) информация о погрешности измерений приведена в Таблице 2.4, а для ЧЭ №6-8 за 2021 год (Таблица 2.2) такая информация имеется для каждого момента наблюдений и будет приведена с описанием данных измерений далее.

В исследовании использованы наблюдения спектрорадиометра MODIS (MODerate resolution Imaging Spectroradiometer; Collection 6.1 Level 2) [Сайт MODIS] с шагом сетки данных 1 км, с измерениями в 5-минутном окне [Platnick et al., 2016]. Согласно алгоритму MODIS, оптическая толщина облаков и эффективный радиус облачных капель над бесснежной поверхностью восстанавливаются на основе измерений на двух длинах волн: 2,1 мкм – в области поглощения водяным паром излучения, 650 нм – вне области поглощения, где отражательная способность поверхности минимальна [Platnick et al., 2003]. Водосодержание облаков рассчитывается на основе информации об оптической толщине облаков и эффективном радиусе облачных капель. В исследовании были использованы данные с ошибкой измерений менее 20% на основании информации об ошибках наблюдений для каждого пикселя от разработчиков продукции [Platnick et al., 2016]. Алгоритм определения фазы облаков по MODIS описан в [Platnick et al., 2003], а количество облачных слоёв в MODIS устанавливается согласно [Platnick et al., 2007].

В работе использованы измерения суммарной и рассеянной радиации высокой точности сети BSRN (Baseline Surface Radiation Network) [Сайт BSRN] в Метеорологической обсерватории Линденберга. Погрешность измерений суммарной и рассеянной радиации составляет не более 2% [McArthur et al., 2005]. Для территории Москвы использовались измерения радиационных потоков в МО МГУ: минутные измерения суммарной радиации балансомером Kipp&Zonen CNR-4 и часовые измерения прямой радиации актинометром МЗ с погрешностью не более 5%. Анализ суммарной радиации у земной поверхности над территорией Москвы в период локдауна проводился как по данным измерений МО МГУ, так и с использованием спутниковых данных CERES (SSF FM2-FM3) [Kratz et al., 2020]. В этом исследовании использованы данные о суммарной радиации CERES по модели В [Gupta et al., 2001], которая основана на LPSA (Langley Parameterized Shortwave Algorithm). Исследования коротковолновой нисходящей радиации и радиационного баланса на поверхности Земли в условиях облачности показали хорошее соответствие между данными CERES и наземными измерениями. Отклонение коротковолновой радиации CERES относительно наблюдений на континентальных станциях в облачных условиях составляет в среднем 2-4% [Kratz et al., 2020]. Кроме того, в исследовании использованы наблюдения на гидрометеорологических станциях за температурой воздуха на уровне 2 м, осадками, скоростью ветра на уровне 10 м, баллом и типом облачности. В таблице 2.5 обобщены данные измерений для каждого из численных экспериментов. Краткое описание выборок данных измерений приведено в Приложении: Таблицы П.6-П.9 для ЧЭ №1,5,6-7,8 соответственно.

Таблица 2.5 – Сводная информация об источниках данных измерений, использованных в анализе численных экспериментов (информация о ЧЭ приведена в Таблице 2.2)

Номер эксперимента	Регион	Источник данных
1, 2	Центральная Европа	СГИ, CLOUDNET, BSRN
3-4	ЦФО	СГИ, МО МГУ
5	ЦФО	СГИ, МО МГУ, MODIS, CERES
6-8	Центральная Европа	СГИ, CLOUDNET, MODIS, BSRN
<i>Примечание: СГИ – стандартные гидрометеорологические измерения</i>		

Следует отметить, что для рассматриваемых регионов – Центральной Европы и Центрального федерального округа – использованы все доступные в открытых источниках данные измерений облачных характеристик и радиационных потоков. Выбор периодов для проведения численных экспериментов был обусловлен двумя факторами. Для большинства ЧЭ (ЧЭ №1-4, 6-8) основополагающим критерием являлось наличие и доступность наиболее полного набора наблюдений облачных характеристик и солнечной радиации у земной поверхности в течение всего тёплого периода года, что выполнялось в отобранные годы – 2016 (ЧЭ №1), 2018 (ЧЭ №2-4) и 2021 (ЧЭ №6-8) годах. Критерием для ЧЭ №5 послужил период локдауна весной 2020 года и ближайшие к нему 2018-2019 годы. Для 2018-2020 годов были доступны результаты исследований об уровне атмосферного загрязнения с анализом метеорологических условий [Chubarova et al., 2021], которые послужили основой для исследования первого непрямого эффекта аэрозоля в данный период.

## **2.5. Методика исследования первого непрямого эффекта аэрозоля в Москве весной 2020 года**

В разделе описана методика исследования первого непрямого эффекта аэрозоля и приведён анализ [Shuvalova et al., 2022], предшествовавший численным экспериментам модели COSMO.

Локдаун в Москве весной 2020 года стал вынужденным натурным экспериментом по влиянию антропогенной активности на загрязнение атмосферы в самом крупном городе России. Локдаун в Москве продлился с конца марта по 9 июня 2020 года. В городе были введены ограничения на передвижение граждан и режим работы многих организаций и предприятий. В результате введённых ограничений и характера атмосферной циркуляции в этот период многими исследователями было обнаружено значимое снижение концентраций малых газовых примесей,  $PM_{2.5}$  и  $PM_{10}$  в городской атмосфере [Chubarova et al., 2021; Гинзбург и др., 2020; Yushin et al., 2020]. На примере периода локдауна можно рассмотреть:

- отразилось ли снижение уровня  $PM_{2.5}$  и  $PM_{10}$  в городе на облачных характеристиках по данным спутниковых измерений над Москвой;
- насколько хорошо схема CLOUDRAD модели COSMO воспроизводит эффекты облачно-аэрозольного взаимодействия по сравнению со спутниковыми

измерениями.

На рисунке 2.3 приведена схема исследования. Исследование проводилось для весенних дней периода 2018-2020 гг. На основе данных измерений MODIS (Collection 6.1 Level 2) [Platnick et al., 2016] восстановлены счётные концентрации облачных капель ( $N_{OK}$ ). В Таблице П.8 Приложения приведена основная информация о данных MODIS, использованных в исследовании. Ошибки измерений предоставляются разработчиками вместе с данными наблюдений.

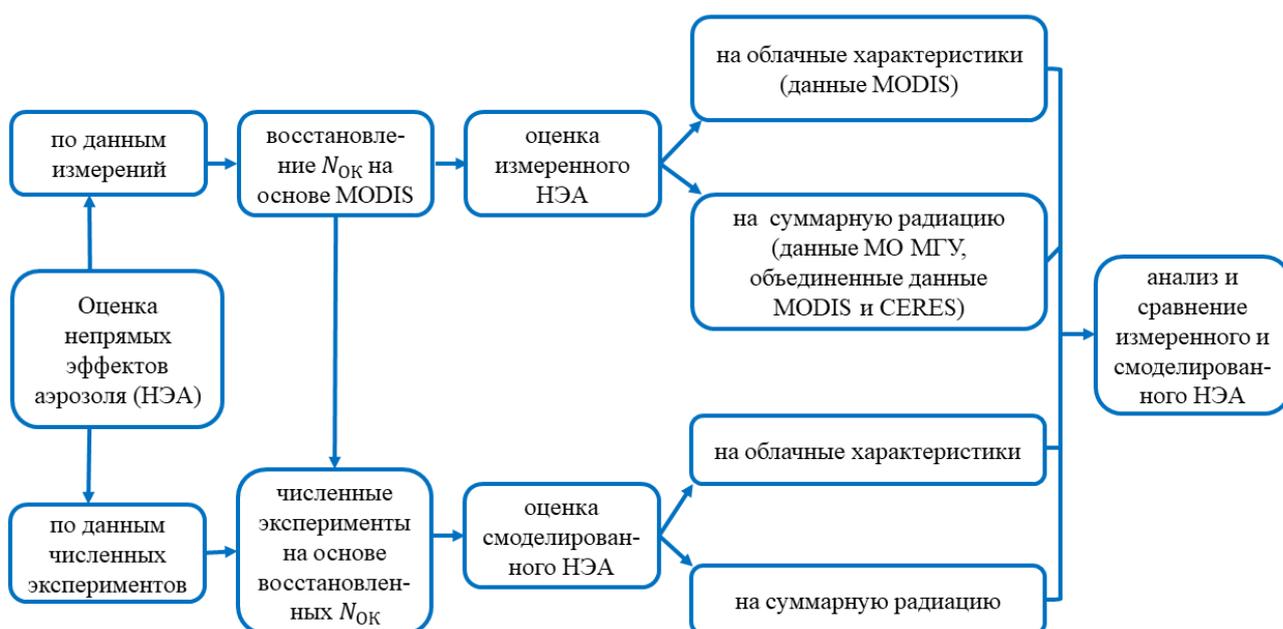


Рисунок 2.3 – Схема исследования первого непрямого эффекта аэрозоля (НЭА)

### 2.5.1. Методы восстановления данных о счётной концентрации облачных капель

Счётные концентрации облачных капель ( $N_{OK}$ ) могут быть восстановлены на основе спутниковых измерений аэрозольной оптической толщины [Shinozuka et al., 2015], спутниковых измерений облачных характеристик [Quaas et al., 2006], а также на основе наземных измерений облачного радара [Merk et al., 2016]. Методы восстановления  $N_{OK}$  на основе аэрозольной оптической толщины подвергаются критике по ряду причин. Во-первых, аэрозольная оптическая толщина измеряется в безоблачных условиях, а значит, восстановленная  $N_{OK}$  не относится к облачным условиям напрямую. Во-вторых, в чистой атмосфере с низкой аэрозольной оптической толщиной возрастают неопределённости восстановления  $N_{OK}$ . Методы восстановления  $N_{OK}$  по данным измерений радара и спутниковых измерений облачных характеристик требуют наличия однородной

капельной облачности. При этом неопределённость восстановленных  $N_{OK}$  на основе радарных данных достаточно велика из-за зависимости  $N_{OK}$  от постоянного коэффициента влажноадиабатической конденсации ( $C_w$ ). В научной среде нет единого мнения о величине  $C_w$  для восстановлений с помощью радарных данных, поэтому она меняется в большом диапазоне значений [Merk et al., 2016]. Таким образом, наиболее методически проработанным является подход, по которому счётные концентрации облачных капель восстанавливаются на основе данных спутниковых наблюдений за облачными характеристиками. В работе использован именно этот подход. На основе наблюдений MODIS (Collection 6.1 Level 2) с шагом сетки 1 км, которые доступны в системе [сайт MODIS], для региона моделирования в рассматриваемый период были восстановлены счётные концентрации облачных капель по двум методам. Согласно первому методу [Quaas et al., 2006],  $N_{OK}$  (в  $см^{-3}$ ) равна:

$$N_{OK} = k_1 OTO_k^{0,5} R_{эфф}^{-2,5} 10^{-6}, \quad (2.17)$$

где  $OTO_{кап}$  – оптическая толщина капельных облаков,  $R_{эфф}$  – эффективный радиус облачных капель (в м),  $k_1$  – постоянная, равная  $1,37 \cdot 10^{-5} м^{-0,5}$ .

Согласно второму методу [McComiskey et al., 2009], счётная концентрация облачных капель:

$$N_{OK} = k_1 OTO_k^3 LWP^{-2,5}, \quad (2.18)$$

где  $k_2$  равна  $157,216 кг^{2,5} м^{-8}$ ,  $LWP$  – водосодержание облаков (в  $кг/м^2$ ).

Данные уравнения применимы для адиабатического капельного низкоуровневого облака, в котором  $N_{OK}$  принимается постоянной по вертикали, а водность облаков линейно зависит от вертикальной протяжённости облака и коэффициента влажноадиабатической конденсации. Восстанавливаемая счётная концентрация облачных капель относится к нижней границе облака, вблизи которой наблюдается наибольшее пересыщение атмосферы водяным паром. Методические аспекты вывода соотношений (2.17-2.18) приведены в работе [Brenquier et al., 2000]. Более усложнённые методики восстановления  $N_{OK}$  принимают во внимание неоднородность нисходящей солнечной радиации [Liang et al., 2009], учитывают адиабатичность облаков на основе вспомогательного анализа спутниковых данных [Bennartz et al., 2017], дополнительно фильтруют данные измерений [Zhu et al., 2018]. Однако, согласно исследованию [Gryspeerdt et al., 2022] с использованием самолётных наблюдений, использование усложнённых методик восстановления  $N_{OK}$  не приводит к значимому росту точности

восстановлений.

Ошибки восстановления  $N_{OK}$  увеличиваются в облаках смешанной фазы и в многослойной облачности, поэтому на основе измерений MODIS фазового состояния облака [Platnick et al., 2003] и его многослойности [Platnick et al., 2007] для процедуры восстановления была отобрана одно- или двухслойная капельная облачность. Рассматривались только ситуации с высотой Солнца не менее  $25^\circ$  и зенитным углом прибора менее  $50^\circ$ , чтобы снизить ошибки измерений солнечной радиации на верхней границе атмосферы и у земной поверхности. Дополнительно, следуя [Grosvenor et al., 2018], были отфильтрованы наблюдения с оптической толщиной облаков менее 5 и эффективным радиусом капель менее 4 мкм.

В [Zinner and Mayer, 2006] показано, что в случае частичной облачности погрешности спутниковых измерений облачных характеристик достигают 20%, в то время как для сплошного облачного покрова погрешность составляет около 5%. Таким образом, точность восстановления  $N_{OK}$  возрастает при балле облаков более 90% [Rainenmal et al., 2020].

Базовые измерения спектрорадиометра MODIS имеют разрешение 250 м, а облачные характеристики восстанавливаются с разрешением данных в 1 км. Однако наблюдения балла облаков по MODIS имеются только с разрешением 5 км. Это необходимо для достижения хорошей точности восстановлений балла облаков. Для того, чтобы учесть влияние балла облаков на восстановленные  $N_{OK}$ , счётные концентрации облачных капель рассчитаны на основе наблюдений с разрешением данных 1 и 5 км (Таблица П.8 Приложения).

### **2.5.2. Характеристики метеорологических условий**

Облачные характеристики зависят от синоптических процессов [Kourtidis et al., 2015], определяемых, в том числе, влагосодержанием воздушной массы. Оценка влагосодержания атмосферы осуществлена по данным MODIS в ближнем инфракрасном диапазоне спектра с горизонтальным разрешением 1 км, поскольку наблюдения в этом участке спектра обладают меньшей чувствительностью к температуре воздуха по сравнению с данными инфракрасного диапазона [Bai et al., 2021]. Влагосодержание атмосферы анализировалось только для пикселей с 95% вероятностью безоблачных условий [Khaniani et al., 2020].

Значительный эффект изменения концентраций загрязняющих веществ над Москвой был отмечен не только в течение всего периода локдауна, но и в периоды адвекции воздушных масс различного типа [Chubarova et al., 2021]. В работе использовались периоды с квазиоднородными метеорологическими условиями (КМУ) в апреле-мае 2018-2020 годов в Московском регионе, которые были исследованы в [Chubarova et al., 2021] на основе наблюдений за атмосферным давлением, преобладающими направлениями ветра, межсуточными колебаниями метеорологических параметров с учётом метеорологических условий рассеивания атмосферных примесей [Кузнецова и др., 2014]. Среди периодов КМУ выбраны периоды с адвекцией воздушных масс с севера, чтобы исключить переоценку эффектов локдауна и снизить влияние прогностических (сеточных) процессов на изменчивость концентраций облачных капель [George and Wood, 2010]. Среди дней с адвекцией с севера для численного моделирования отобраны 4 дня, когда выполнялись все вышеупомянутые условия: 22 апреля 2018 года, 31 мая 2018 года, 8 и 22 мая 2020 года. Выбранные дни характеризуются наличием слоистых или слоисто-кучевых оптически плотных облаков над Москвой. Такое условие применено для обеспечения более прочной взаимосвязи между ядрами конденсации и облачными каплями [Reutter et al., 2009]. Дни с наличием дымового аэрозоля и высокой скоростью ветра (выше 10 м/с) также исключены из выборки. Также из анализа исключены дни с осадками, чтобы избежать интенсивных процессов автоконверсии и аккреции [Merk et al., 2016]. В Таблице П.3 Приложения приведены метеорологические характеристики четырёх дней численных экспериментов. Температурные условия отобранных дней типичны для адвекции воздуха с севера в весенний период – среднесуточные температуры находятся в диапазоне 2–10°C. Медианы влагосодержания атмосферы варьируются от 8,5 кг/м<sup>2</sup> до 12,9 кг/м<sup>2</sup>, что соответствует содержанию влаги в арктическом воздухе с учётом сезонных колебаний и адвективной трансформации воздушных масс [Rinke et al., 2019; Crewell et al., 2021].

Воздушные массы, поступающие в Московский регион с севера, приходят из Северной Атлантики, Северного Ледовитого океана, северных районов Сибири и Европейской части России. Согласно данным ЕМЕП (European Monitoring and Evaluation Programme) [Сайт ЕМЕП] и TNO-МАСС II (Nederlandse Organisatie voor Toegepast Natuurwetenschappelijk Onderzoek - Monitoring Atmospheric Composition and Climate Interim Implementation) [Сайт TNO] в этих районах нет крупных источников выбросов

$PM_{2.5}$  и  $PM_{10}$ . Антропогенные выбросы  $PM_{2.5}$  и  $PM_{10}$  на основе ЕМЕР (поток в  $мкг/(м^2*с)$ , 2009 год) и TNO-МАСС II (выбросы в Тг/год, 2017 год) показаны на рисунке 2.4. Траекториями на рисунке отображены расчёты модели HYSPLIT (Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory model) [Сайт HYSPLIT] на высоте 500 м. В нижней тропосфере траектории не проходили через крупные промышленные города. Таким образом, удалённые источники выбросов не могли повлиять на полученные различия в концентрациях капель между 2018-2019 и 2020 годами.

В результате было образовано три выборки. Первая выборка содержит все доступные измерения облачных характеристик с учётом ограничений спутниковых наблюдений. Вторая выборка (ССА) получена из первой путём отбора случаев адвекции воздушных масс с севера, а третья выборка для численных экспериментов (СЧЭ) была получена из второй с использованием более жёстких условий отбора. СЧЭ составляют 15% от ССА и 9% от всех случаев.

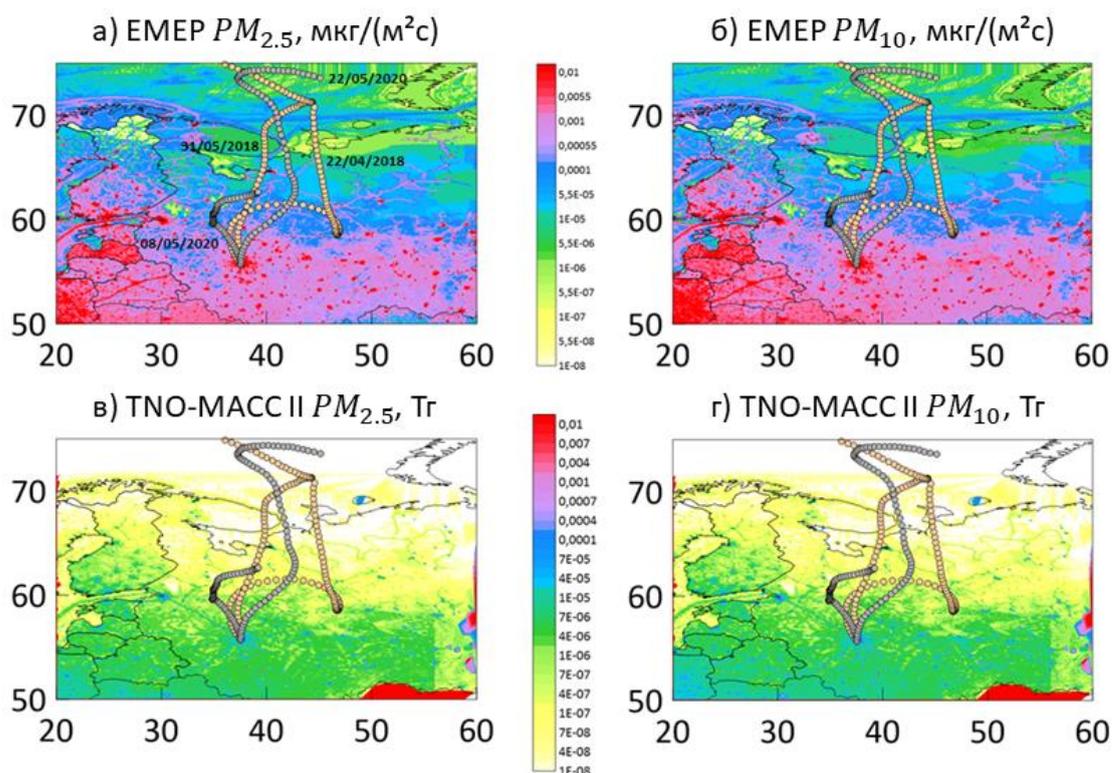


Рисунок 2.4 – Антропогенные выбросы  $PM_{2.5}$  (а, в) и  $PM_{10}$  (б, г) над Европой из базы данных ЕМЕР за 2009 год (а, б) [ $мкг*м^{-2}*с^{-1}$ ] и базы данных TNO-МАСС II за 2017 год (в, г) [Тг]; линии – обратные траектории по модели HYSPLIT на высоте 500 м над земной поверхностью от 12 ВСВ случаев для численных экспериментов

Облачность в СЧЭ характеризуется высокими значениями водосодержания и оптической толщины облаков. При этом погрешности измерений облачных характеристик MODIS (Таблица П.8 Приложения) в целом соответствуют оценкам неопределённостей наблюдений в обновлённой, 6-ой версии данных. Погрешности эффективного радиуса облачных капель ( $R_{эфф}$ ) составляют около 10%, а для оптической толщины облаков капельной облачности ( $ОТО_{кап}$ ) - 8% согласно [Platnick et al., 2016]. Погрешности измерения для каждого пикселя, предоставленные разработчиками MODIS, составляют в среднем 6-7% для эффективного радиуса капель и 7% для оптической толщины капельных облаков. Эти ошибки включают калибровку прибора, атмосферные поправки и ошибки в атмосферной модели, используемой для восстановления характеристик облачности. Рассмотрим полученные по двум методам (Уравнения 2.17-18) счётные концентрации облачных капель ( $N_{ОК}$ ) (Рисунок 2.5) для всей выборки, случаев адвекции воздуха с севера (ССА) и случаев для численных экспериментов (СЧЭ), чтобы установить типичные концентрации над Москвой в весенний период.

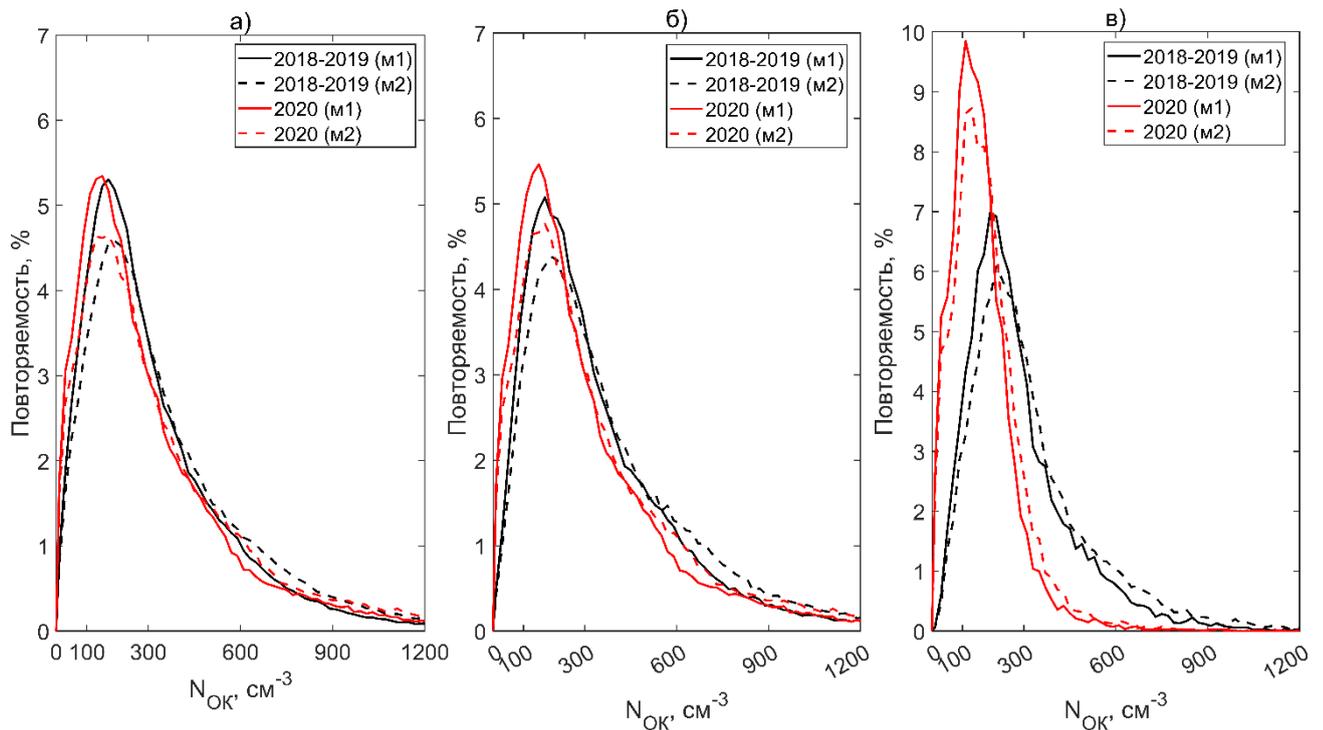


Рисунок 2.5 – Распределения счётных концентраций облачных капель ( $N_{ОК}$ ) по двум методам (m1 – метод 1, m2 – метод 2) на основе измерений MODIS в апреле-мае 2018-2019 гг. (черные линии) и 2020 году (красные линии) для трёх выборок: а) все случаи, б) случаи северной адвекции (ССА), в) случаи для численных экспериментов (СЧЭ)

В таблице 2.6 также представлены статистические характеристики счётных концентраций облачных капель над областью исследования. Весна 2020 года не отличается более низкими концентрациями относительно других лет из-за того, что  $N_{OK}$  зависит от конкретных синоптических условий и от их повторяемости в течение весеннего периода. Медианы суточных концентраций капель составили  $184 \text{ см}^{-3}$ ,  $247 \text{ см}^{-3}$  и  $194 \text{ см}^{-3}$  в 2018, 2019 и 2020 годах соответственно. Наиболее низкие значения  $N_{OK}$  среди представленных лет наблюдаются в 2018 году из-за более низкого температурного фона весной. Температура воздуха на уровне 2 м в апреле и мае в среднем составила  $6^\circ\text{C}$  в 2018 году,  $8^\circ\text{C}$  в 2019 году и  $7^\circ\text{C}$  в 2020 году. В период локдауна весной 2020 года также наблюдались периоды с достаточно низкими температурами из-за преобладания северной адвекции воздуха [Chubarova et al., 2021]. Кроме того, из-за локдауна в Москве антропогенные выбросы от предприятий сократились на 20% [Кульбачевский и др., 2021]. Транспортная нагрузка в Москве и прилегающих регионах также значительно снизилась, что привело к снижению концентрации газов-предшественников аэрозоля до 50-60% [Chubarova et al., 2021]. Согласно [Гинзбург и др., 2020], приземные концентрации  $PM_{10}$  в атмосфере Москвы в апреле 2020 года были на 17% ниже на автомагистралях и на 28% ниже в жилых районах, чем в среднем за последние годы.

Автомобильный транспорт внёс существенный вклад в уровень конечного снижения концентрации аэрозоля в атмосфере [Guevara et al., 2021]. Значительное сокращение антропогенных выбросов в Москве повлияло на содержание ядер конденсации. В частности, во время северной адвекции средняя концентрация  $PM_{10}$  в период локдауна составляла  $12 \pm 0,4 \text{ мкг/м}^3$ , в то время как до и после локдауна она составляла  $17,3 \pm 0,8 \text{ мкг/м}^3$  [Chubarova et al., 2021].

Диапазон счётных концентраций облачных капель над Москвой весной 2018-2020 гг. варьировался от нескольких десятков до тысяч частиц в кубическом сантиметре. Для всех случаев за весенние периоды 2018-2020 годов медиана  $N_{OK}$  составила  $246 \text{ см}^{-3}$  согласно методу 1 и  $280 \text{ см}^{-3}$  согласно методу 2. Эти результаты в целом согласуются с результатами других аналогичных исследований, где концентрация капель над Европейской частью России в среднем за весенние периоды 10 лет составляла около  $300 \text{ см}^{-3}$  по данным MODIS и около  $200 \text{ см}^{-3}$  по данным CALIPSO [Li et al., 2018]. Диапазон концентраций над Москвой также соответствует значениям, характерным для континентальной облачности. Согласно самолётным измерениям континентальных

облаков в центральных районах США [Austin et al., 1985; Paluch and Knight, 1984],  $N_{OK}$  составляла около 300-400  $см^{-3}$  с максимальными значениями до 1000  $см^{-3}$ .

Таблица 2.6 – Медиана и межквартильный диапазон (показаны через косую черту “/”) счётных концентраций облачных капель по двум методам в апреле-мае 2018-2020 гг. для трёх выборок: все случаи, случаи адвекции с севера (ССА), случаи для численных экспериментов (СЧЭ)

Годы	Шаг сетки данных MODIS, км	Все случаи	ССА	СЧЭ
Счётные концентрации облачных капель по методу 1				
2018-2020	1	246 / 274	250 / 286	188 / 159
2018-2019		252 / 270	272 / 292	240 / 188
2020		232 / 281	232 / 278	144 / 114
2018-2020	5	213 / 250	223 / 254	167 / 133
2018-2019		220 / 244	243 / 256	212 / 132
2020		201 / 256	208 / 259	129 / 112
Счётные концентрации облачных капель по методу 2				
2018-2020	1	280 / 322	285 / 336	212 / 185
2018-2019		288 / 318	310 / 345	272 / 220
2020		264 / 331	263 / 327	161 / 130
2018-2020	5	259 / 309	272 / 327	194 / 153
2018-2019		267 / 303	300 / 331	254 / 169
2020		245 / 321	251 / 321	151 / 123

Прослеживается высокая изменчивость концентраций и их зависимость от синоптических условий, что усложняет анализ эффектов  $N_{OK}$ , поэтому далее мы рассмотрим только случаи северной адвекции. На рисунке 2.5б показаны распределения концентраций капель для случаев северной адвекции в весенние периоды 2018-2019 и 2020 годов. В 2018-2019 гг. медиана  $N_{OK}$  составляла  $272 \pm 3$   $см^{-3}$  по методу 1 и  $310 \pm 3$   $см^{-3}$  по методу 2, в то время как в 2020 году она составляла  $232 \pm 2$   $см^{-3}$  и  $263 \pm 3$   $см^{-3}$  соответственно. В отличие от всей выборки (Рисунок 2.5а), ССА выборка характеризуется заметным смещением распределения в сторону более низких концентраций на 40-50  $см^{-3}$

(14-16%) в 2020 году по сравнению с 2018-2019 годами. Распределение  $N_{OK}$  СЧЭ выборки уже, а значения выше  $300 \text{ см}^{-3}$  практически не представлены в 2020 году, хотя часто встречаются в 2018-2019 гг. Для данной выборки медиана  $N_{OK}$  в 2020 году составила  $144 \pm 2 \text{ см}^{-3}$  (метод 1) и  $161 \pm 3 \text{ см}^{-3}$  (метод 2) в 2020 году, в то время как в 2018-2019 гг. –  $240 \pm 4 \text{ см}^{-3}$  (метод 1) и  $272 \pm 4 \text{ см}^{-3}$  (метод 2), что на  $80-110 \text{ см}^{-3}$  больше, чем в 2020 году. Различия в восстанавливаемых  $N_{OK}$  между двумя методами составляют около 14%, что может быть связано, в том числе, с погрешностями восстановлений эффективного радиуса облачных капель [Rausch et al., 2017]. Таким образом, в ССА и СЧЭ выборках 2020 года отмечаются более низкие концентрации облачных капель относительно 2018-2019 гг., что объяснимо снижением уровня загрязнения атмосферы в период локдауна.

Пространственное распределение  $N_{OK}$  в 2020 году достаточно однородно. В 2018-2019 годах, напротив, значения  $N_{OK}$  сильно варьировались и локально достигали  $2700 \text{ см}^{-3}$ . На рисунке 2.6 представлено пространственное распределение  $N_{OK}$ , полученное по методу 2 для СЧЭ выборки. Осреднённые влагосодержание атмосферы (WVP) и характеристики облачности также приведены под картами для каждого из дней. Белые области на картах указывают на отсутствие данных. Малая площадь покрытия капельной облачности 8 мая 2020 года препятствовала восстановлению  $N_{OK}$  над частью региона. Пространственная изменчивость  $N_{OK}$  может быть связана с влиянием города, поэтому были рассмотрены различия между значениями  $N_{OK}$  в центральной части города (в пределах Московской кольцевой автодороги) и прилегающей территории. Над центром города счётные концентрации облачных капель оказались незначительно выше относительно окружающей местности – в среднем на  $9 \pm 19 \text{ см}^{-3}$  ( $5 \pm 7\%$ ) по методу 1 и на  $19 \pm 23 \text{ см}^{-3}$  ( $9 \pm 8\%$ ) по методу 2. Это может быть связано с достаточно низким уровнем аэрозольного загрязнения в Москве, как и во многих других европейских городах [Guerreiro et al., 2014], и отсутствием выбросов сульфатного гигроскопичного аэрозоля [Кульбачевский и др., 2021]. Дополнительно были проанализированы данные с более грубым разрешением – с шагом сетки 5 км и условием сплошного облачного покрова (Grosvenor et al., 2018). Изменение пространственного разрешения наблюдений MODIS приводит к снижению средних значений  $N_{OK}$  на  $66 \pm 13 \text{ см}^{-3}$  (23%) по методу 1 и на  $52 \pm 12 \text{ см}^{-3}$  (16%) по методу 2 (Таблица 2.6). Снижение  $N_{OK}$  связано с увеличением LWP на 3% и  $R_{эфф}$  на 10% наряду со снижением ОТО на 3% по 5-км данным. Медианы  $N_{OK}$  для СЧЭ выборки в 2018-2019 годах составляли  $212 \pm 12 \text{ см}^{-3}$  и  $254 \pm 15 \text{ см}^{-3}$  для двух методов, в то время как в 2020 году

они составляли  $129 \pm 8 \text{ см}^{-3}$  и  $151 \pm 10 \text{ см}^{-3}$  соответственно для данных с шагом сетки 5 км. Таким образом, принимая во внимание сплошной облачный покров, медиана снижается, однако тенденция к снижению  $N_{OK}$  в период локдауна сохраняется.

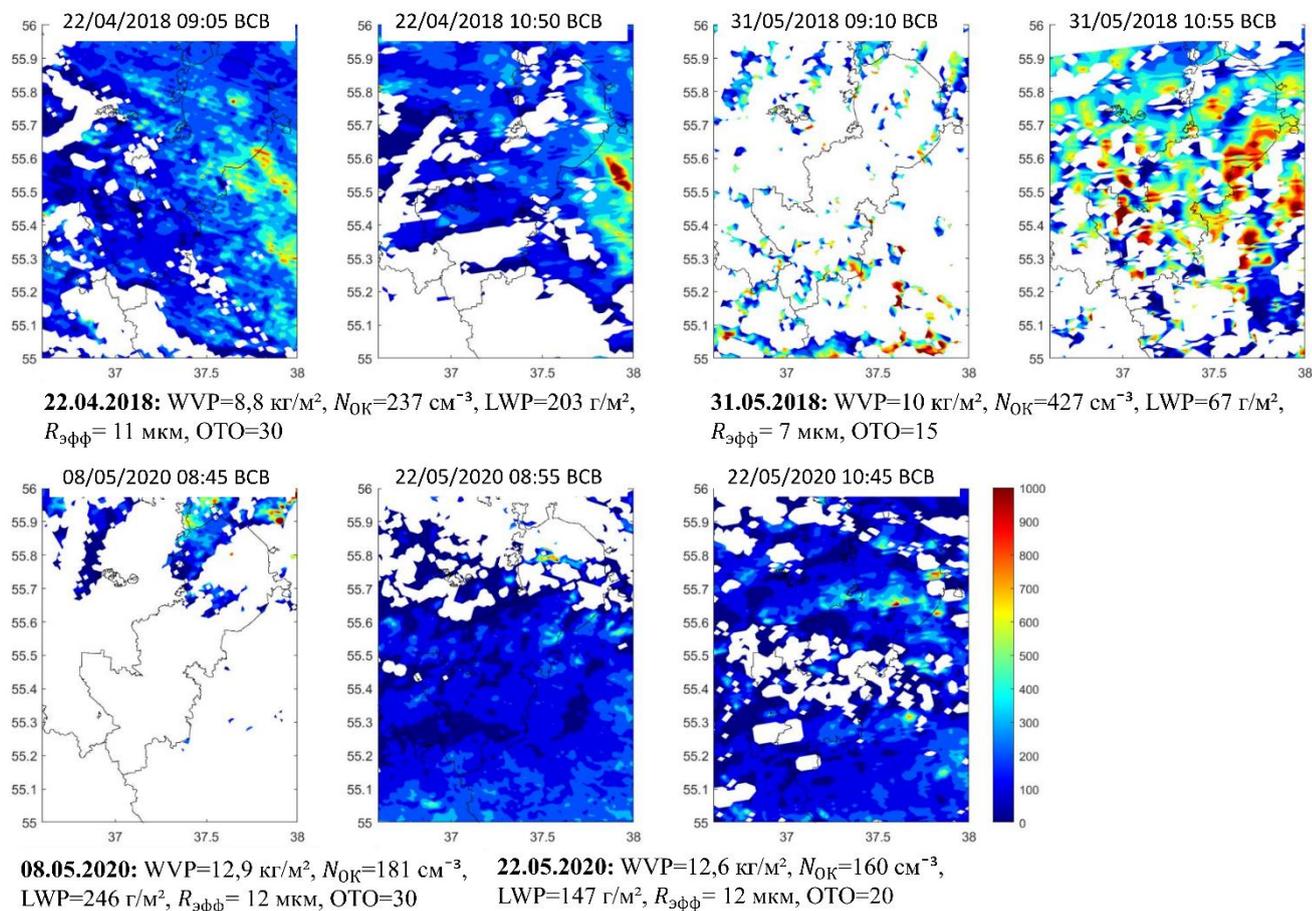


Рисунок 2.6 – Счётные концентрации облачных капель над Москвой по методу 2, случаи для численных экспериментов (апрель-май 2018-2020 гг.); каждый рисунок (а-ё) – отдельный случай измерений MODIS, под рисунками приведены средние значения характеристик

На основе спутниковых наблюдений показано, что весной 2020 года в Москве концентрация облачных капель была в среднем на 15% ниже, чем в тот же период 2018-2019 годов, что привело к росту эффективного радиуса облачных капель и снижению оптической толщины облаков. Основываясь на полученных значениях  $N_{OK}$  по MODIS, для численных экспериментов задавались счётные концентрации облачных капель от 100 до  $300 \text{ см}^{-3}$  с шагом  $50 \text{ см}^{-3}$ , поскольку значения в этом диапазоне представляют типичную концентрацию облачных капель над Московским регионом в случае адвекции воздушных

масс с севера в период локдауна и до него.

## 2.6. Выводы по Главе 2

- В Главе дано описание физических схем негидростатических конечно-разностных моделей численного прогноз погоды COSMO и ICON. Описана микрофизическая схема, которая представлена в обеих моделях. Приведены радиационные схемы моделей и процессы их облачно-аэрозольного взаимодействия, исследованные в диссертации.

- Описан комплекс численных экспериментов с целью исследования физических и радиационных характеристик облачности на основе различных данных измерений. В качестве регионов исследования выбраны Центральная Европа ввиду доступности наземных радиолокационных измерений облачных характеристик (на длине волны 8,5 мм) сети CLOUDNET, спутниковых измерений облачности и наземных радиационных наблюдений, а также Центральный федеральный округ как один из регионов оперативного численного прогноза погоды.

- Автором разработана методика анализа первого непрямого эффекта аэрозоля на примере локдауна в Москве весной 2020 года по данным спектрорадиометра MODIS, а также обоснован выбор счётной концентрации ядер конденсации в численных экспериментах с COSMO.

- Описаны изменения, проведённые в модели ICON. В схему нуклеации облачных капель двухмоментной микрофизической схемы автором внедрена параметризация вертикальной скорости. Цель внедрения – исследовать изменение интенсивности процесса нуклеации в зависимости от вертикальной скорости и проанализировать эффект от внедрённой параметризации на облачные характеристики и осадки, а также сделать выводы о целесообразности усложнения процесса нуклеации облачных капель в модели ICON.

### **Глава 3. Анализ характеристик облачности в микрофизической схеме модельного комплекса COSMO-Ru**

В данной главе представлены результаты исследования характеристик облачности, рассчитываемых в микрофизической схеме COSMO и ICON. Исследование выполнено для области Центральной Европы на основе широкого спектра данных измерений (Раздел 2.4.2). Рассматриваемые модели во многом имеют одинаковый физический базис (см. разделы 2.1-2.2). ICON является технологическим продолжением развития модели COSMO, именно поэтому в данной работе модели рассматриваются вместе. В частности, в моделях используется одна микрофизическая схема, что позволяет провести её исследование по результатам численных экспериментов с COSMO и ICON совместно.

Анализ профилей водности и лёдности облаков проводился на основе медиан, а не средних значений, чтобы снизить влияние отдельных выбросов в данных измерений на результаты. Сравнение сеточных данных моделей COSMO и ICON с наблюдениями в Линденберге, Мюнхене и Юлихе проводилось с помощью метода ближайших соседей [Fix and Hodges, 1951]. При анализе учитывались только ненулевые смоделированные и наблюдаемые значения водности и лёдности облаков, водосодержания и счётной концентрации облачных капель.

#### **3.1. Водосодержание облаков**

Рассмотрим водосодержание облаков по результатам численных экспериментов COSMO и ICON (ЧЭ №1 и №6, Таблица 2.2) для региона Центральной Европы относительно наземных измерений сети CLOUDNET [Chubarova et al., 2018a; Khlestova et al., 2020; Shuvalova et al., 2023]. Смоделированное водосодержание в данном разделе приведено с учётом подсеточной компоненты облачности.

На рисунке 3.1 представлены диаграммы размаха среднесуточного водосодержания по данным модели COSMO (ЧЭ №1) и измерений CLOUDNET в Линденберге для весеннего (а), летнего (б) и осеннего (в) периодов. В летний и осенний периоды в COSMO водосодержание ниже измеренного. Это связано с усилением стохастических процессов облакообразования, в том числе – с ростом роли конвективной облачности. Ошибки воспроизведения облачности могут быть связаны с неточностями следующих схем описания:

- подсеточных облаков в модели (см. Раздел 2.1.2);

- прогностической облачности в микрофизической схеме;
- динамических процессов.

Схема подсеточной облачности в моделях COSMO и ICON устроена таким образом, что рассмотреть влияние отдельных параметризаций на результирующее лёдо- и водосодержание весьма сложно. Однако, учитывая, что схема подсеточных облаков базируется на результатах микрофизической схемы, процессы можно проанализировать, отталкиваясь от результатов расчётов микрофизической схемы [Хлестова и др., 2022; Shuvalova et al., 2023].

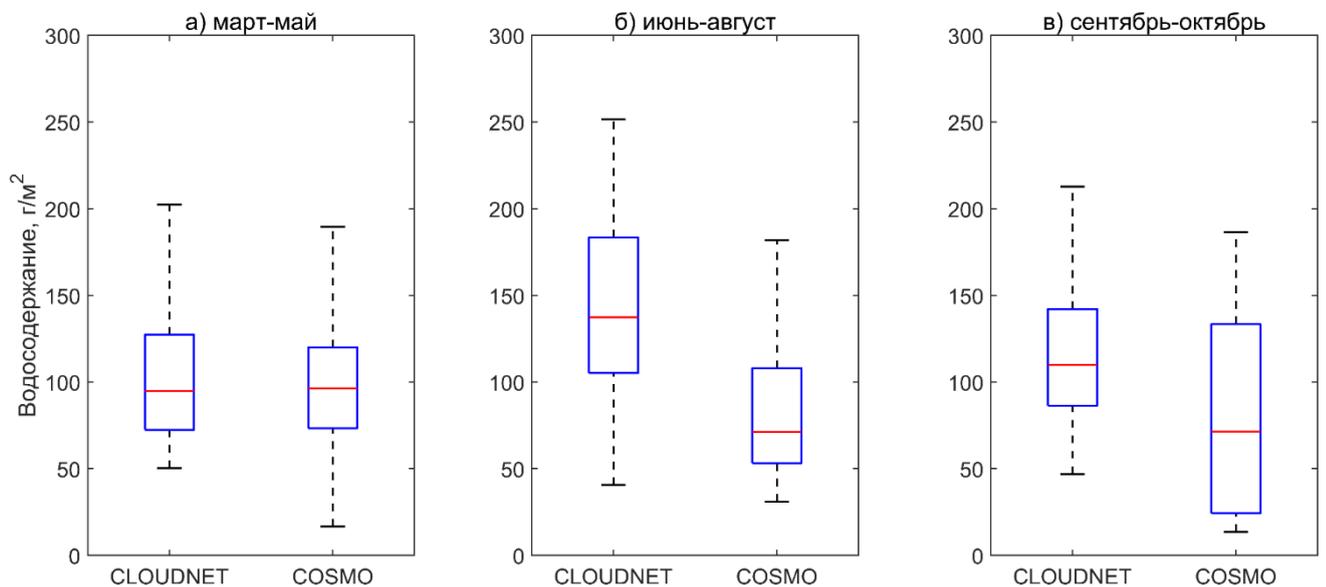


Рисунок 3.1 – Диаграммы размаха среднесуточного водосодержания облаков для весны (а), лета (б) и осени (в) по данным наблюдений CLOUDNET в Линденберге и расчётов ICON (ЧЭ №1) за период март-октябрь 2016 года (234 дня)

На рисунке 3.2 приведена ошибка прогноза водосодержания (dLWP, синий цвет) и смоделированное COSMO (а-в) и ICON (г) водосодержание (LWP, красный цвет) для различных интервалов значений измеренного LWP (по горизонтали) и при осреднении данных от 1 часа до 24 часов. Для обеих моделей смоделированное водосодержание облаков выше измеренного при низком LWP. Однако для значений выше 100 г/м<sup>2</sup> наблюдается занижение LWP. Различные интервалы осреднения позволяют показать, что тенденция сохраняется в том числе и на пространственно-временном масштабе синоптических процессов (суточное осреднение). Это означает, что различия имеют

системный характер.

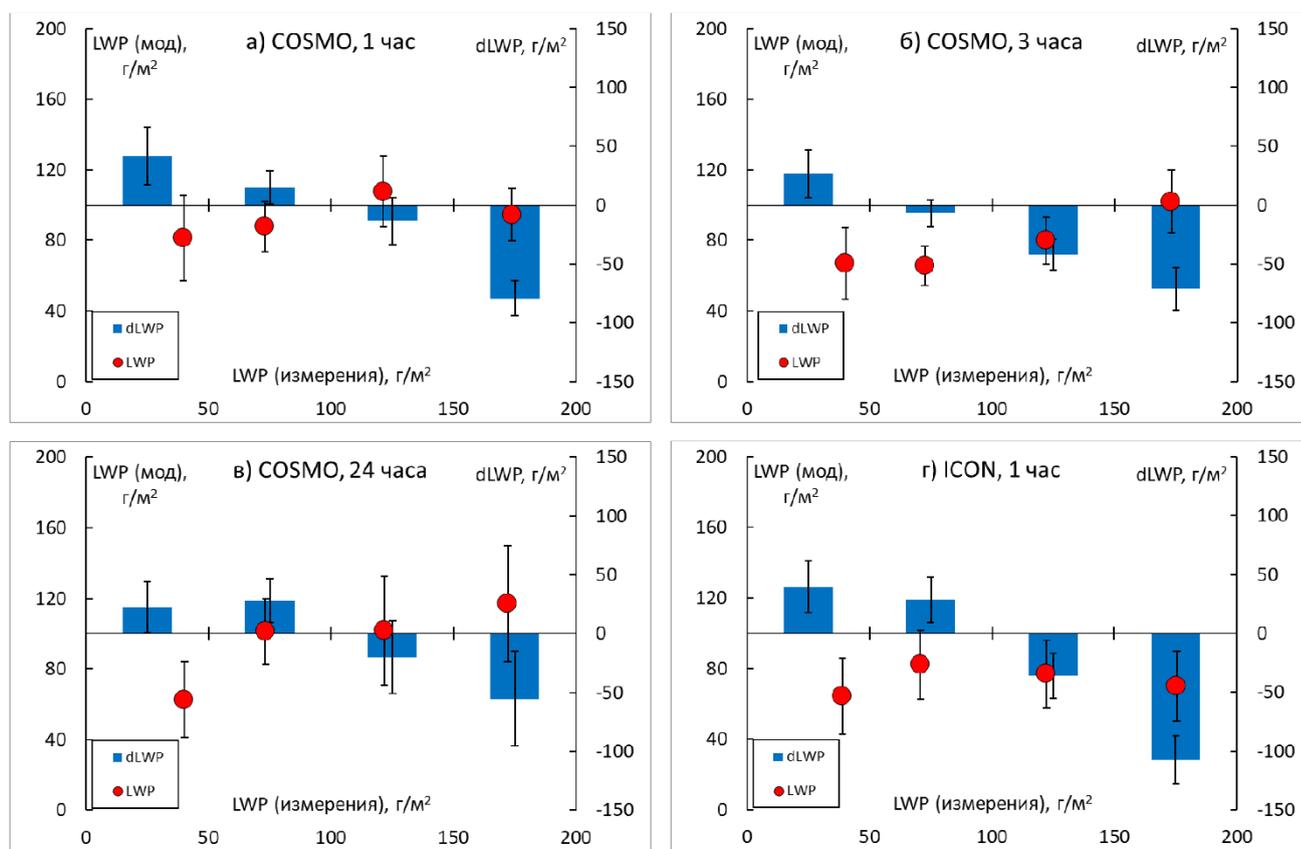


Рисунок 3.2 – Водосодержание облаков (LWP, красный цвет, левая ось) и ошибка прогноза водосодержания (dLWP, синий цвет, правая ось) для разных интервалов измеренного водосодержания (по горизонтали) по данным: (а-в) численных экспериментов с COSMO (ЧЭ №1) и наблюдений CLOUDNET в Линденберге в марте-октябре 2016 года (234 дня); (г) экспериментов с ICON (ЧЭ №6) и наблюдений в Линденберге, Мюнхене и Юлихе в марте-октябре 2021 года (32 дня); на рисунках (а-г) приведены осреднённые данные за (а, г) 1 час; (б) 3 часа; (в) 24 часа

Водосодержание облаков в COSMO в среднем ниже измеренного на  $30 \pm 10$  г/м<sup>2</sup> (Таблица 3.1). Это может быть связано с используемой микрофизической схемой, в которой достаточно упрощённо представлены некоторые процессы: например, не учитывается счётная концентрация облачных капель.  $N_{OK}$  является важным регулятором нуклеации и роста облачных капель [Khain and Pinsky, 2018]. Однако численные эксперименты с моделью ICON, выполненные с применением двухмоментной микрофизической схемы, показывают похожие результаты (Таблица 3.1). Осреднённое

водосодержание облаков занижено в среднем на  $59 \pm 16$  г/м<sup>2</sup> для всех рассматриваемых станций вместе и отдельно: на 43 г/м<sup>2</sup> в Юлихе, на 58 г/м<sup>2</sup> в Линденберге и на 104 г/м<sup>2</sup> в Мюнхене.

Далее рассмотрим микрофизическую схему и её результаты детально, чтобы выявить причины занижения водосодержания облаков. При этом основной фокус будет направлен на исследование модели ICON, так как развитие и тестирование схем и параметризаций в COSMO [Сайт модели COSMO] приостановлено и продолжено уже в модели ICON. Однако к анализу будут привлечены также результаты численных экспериментов с моделью COSMO.

Таблица 3.1 – Медиана, межквартильный диапазон и среднее арифметическое (показаны через косую черту) водосодержания облаков [г/м<sup>2</sup>] по данным измерений CLOUDNET в Линденберге, Мюнхене и Юлихе и численных экспериментов с COSMO (ЧЭ №1, март-октябрь 2016 г., 234 дня) и ICON (ЧЭ №6, март-октябрь 2021 г., 32 дня); выборки из среднечасовых значений

ЧЭ	Источник	Линденберг	Мюнхен	Юлих	Все
№1	CLOUDNET	96/100/128	-	-	-
	COSMO (1Мом*)	54/84/98	-	-	-
	Число случаев	1538	-	-	-
№6	CLOUDNET	89/112/127	118/202/215	106/152/15	102/139/14
	ICON (2Мом**)	53/67/69	93/81/112	53/157/108	61/85/88
	Число случаев	201	53	121	375
<i>Примечание: 1Мом – одномоментная и 2Мом – двухмоментная микрофизические схемы</i>					

Можно предположить, что занижение водосодержания облаков связано со следующими микрофизическими процессами:

- слишком интенсивное формирование облачных кристаллов, вследствие чего не достигается пересыщение водяного пара над водой, что препятствует (или ограничивает) нуклеацию капель;
- слишком интенсивные автоконверсия и аккреция, что приводит к переходу массы облачной воды в осадки;
- низкая счётная концентрация ядер конденсации (по умолчанию – 250 см<sup>-3</sup>),

которой недостаточно для необходимого роста водности облаков;

- недостаточно высокая вертикальная скорость в схеме нуклеации облачных капель, искусственно ограничивающая каплеобразование;
- недостатки применения схемы корректировки насыщения.

Все вышеперечисленные процессы, за исключением последнего, обсуждаются ниже. Оценить недостатки работы схемы корректировки насыщения не представляется возможным, так как для этого необходима спектральная микрофизическая схема, не использующая подход корректировки насыщения. В спектральной схеме пересыщение является прогностической величиной, что с физической точки зрения ближе к реальным облачным условиям, чем корректировка насыщения [Khain et al., 2015]. Основные недостатки схем корректировки насыщения рассмотрены в Разделе 1.1.6.

### **3.2. Водность и лёдность облаков**

Анализ лёдности облаков проводился с использованием измерений сети CLOUDNET [Шатунова и др., 2019; Shuvalova et al., 2024]. Облачные радары, измеряющие лёдность облаков, имеют инструментальные ограничения размера наблюдаемых кристаллов льда. На рисунке 3.3 приведены осреднённые профили минимальной обнаруживаемой лёдности облаков, которую приводят разработчики измерительной аппаратуры [CLU, 2023].

Модель ЧПП способна воспроизводить более широкий спектр лёдности, чем измеряет облачный радар. Наилучшая чувствительность приборов наблюдается на высоте около одного километра, что связано с наложением двух факторов:

- ростом точности измерений при удалении от так называемой «слепой зоны радара» [Görsdorf et al., 2015];
- увеличением минимального размера частиц, которые может обнаружить радар, с ростом высоты.

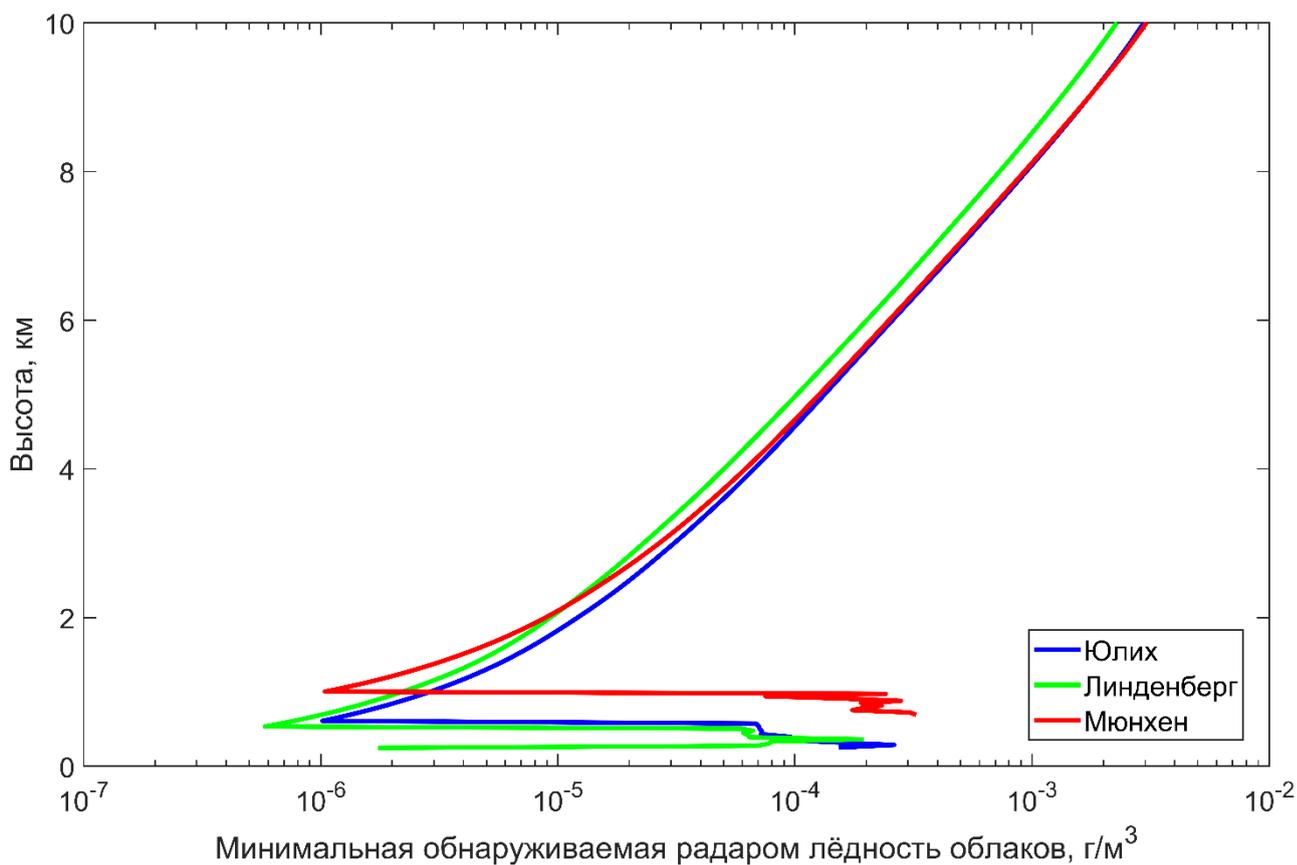


Рисунок 3.3 – Минимальная обнаруживаемая радаром лёдность облаков на станциях сети CLOUDNET в Линденберге (зелёным цветом), Мюнхене (красным) и Юлихе (синим); осреднение за период ЧЭ №6 (март-октябрь 2021 года, 32 дня)

Учитывая различия между данными модели и наблюдениями, были проанализированы только те случаи, когда спрогнозированная лёдность была не ниже минимальной обнаруживаемой радаром лёдности облаков. В модели ICON лёдность облаков ниже измеренной согласно сравнениям со станциями сети CLOUDNET в Линденберге, Мюнхене и Юлихе (Рисунок 3.4а, в, д). Повторяемость прогнозируемой лёдности (Рисунок 3.4б, г, е) выше по сравнению с наблюдённой в верхней тропосфере для Юлиха и Линденберга, в средней и верхней тропосфере для Мюнхена.

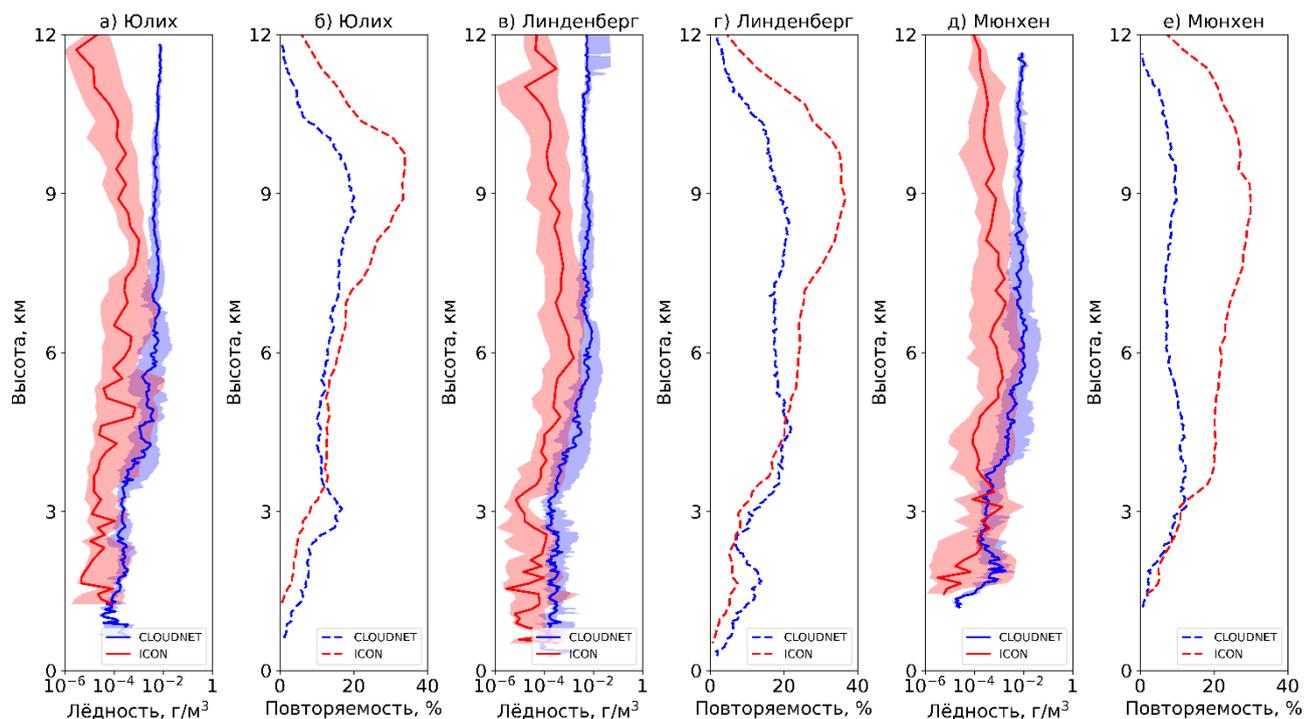


Рисунок 3.4 – Медианы (линией) и межквартильный диапазон (заливкой) лёдности облаков (а, в, д) и повторяемость лёдности (б, г, е) по данным ICON (ЧЭ №6, красным цветом) и CLOUDNET (синим цветом) в Линденберге (а-б), Мюнхене (д-е) и Юлихе (в-г) для периода март-октябрь 2021 года (32 дня); выборка из среднечасовых значений

Данная тенденция прогноза лёдности облаков обнаружена и в модели COSMO по сравнению с измерениями в Линденберге. На рисунке 3.5 представлены медианы лёдности облаков по данным COSMO и наблюдений CLOUDNET в Линденберге для периода март-октябрь 2016 года. В нижней тропосфере прослеживается более низкая лёдность относительно наблюдений, а на высотах 6-9 км смоделированная лёдность выше измеренной. Также следует отметить, что межквартильный диапазон смоделированной лёдности выше измеренной CLOUDNET. В то же время, в модели воспроизведён сезонный ход лёдности. Для обеих моделей прослеживается занижение лёдности облаков в нижней и средней тропосфере. Также и для COSMO, и для ICON отмечается большой межквартильный диапазон относительно наблюдений.

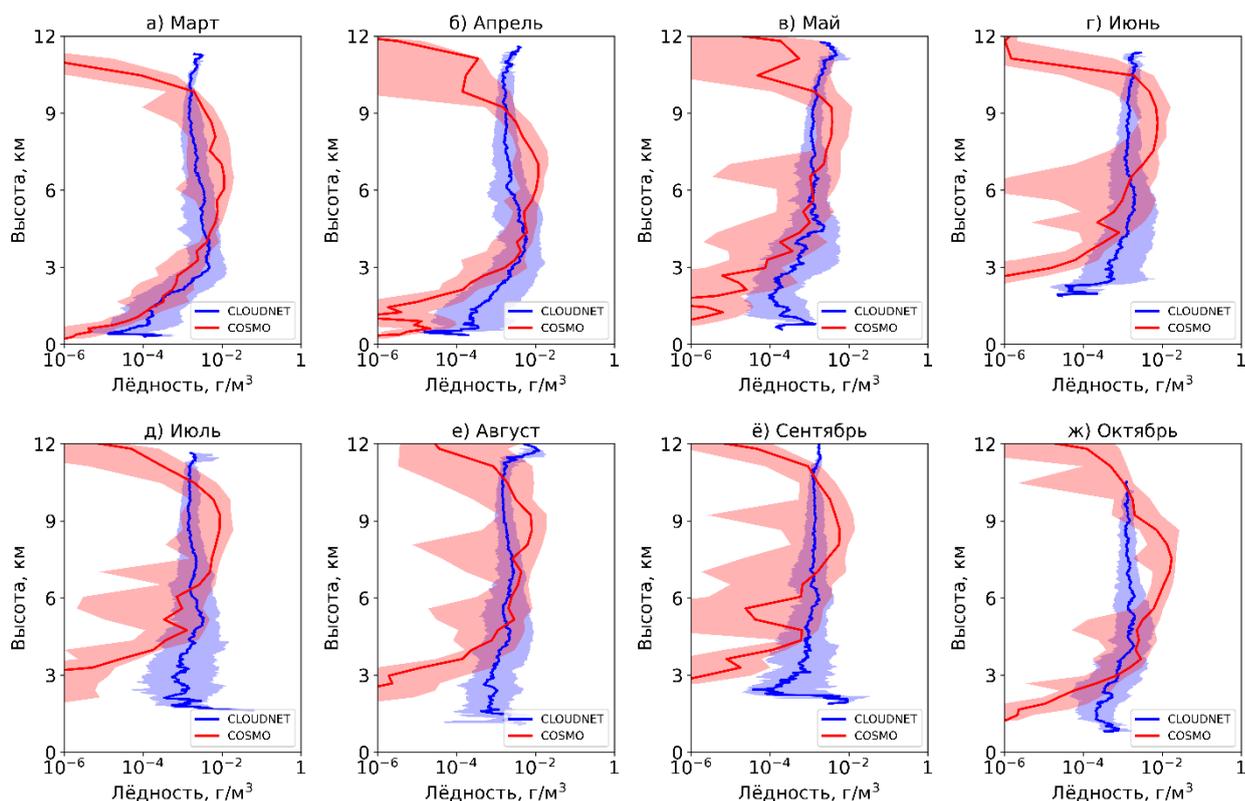


Рисунок 3.5 – Медианы (линией) и межквартильный диапазон (заливкой) лёдности облаков по данным COSMO (ЧЭ №1, красным цветом) и CLOUDNET (синим цветом) в Линденберге для периода март-октябрь 2016 года, 234 дня; выборка из среднечасовых значений

Повторяемость кристаллической облачности напрямую зависит от применяемых параметризаций процессов гомогенной и гетерогенной нуклеации кристаллов [Khain and Pinsky, 2018], природные механизмы которых ещё недостаточно изучены [Hoose and Möhler, 2012]. Подробный анализ оснований для низкой лёдности облаков в моделях, по ряду причин не может быть проведён в полной мере. Во-первых, отсутствуют данные измерений концентрации облачных кристаллов, на основании которых можно было бы оценить интенсивность нуклеации и роста кристаллов в моделях. Во-вторых, механизм нуклеации облачных кристаллов при наличии аэрозоля требует оценки химического состава аэрозоля, а эти данные отсутствуют [Vali et al., 2015].

Анализ водности облаков проводился с использованием результатов измерений сети CLOUDNET. Рассматривались только значения более 10<sup>-6</sup> г/м³. Данный порог соответствует минимальной водности, при которой рассчитывается оптическая толщина облаков в радиационных схемах моделей ICON и COSMO. Водность облаков по данным

ICON ниже измеренной на рассматриваемых станциях (Рисунок 3.6а, в, д), а повторяемость прогнозируемой водности ниже измеренной в Линденберге и Юлихе (Рисунок 3.6б, г). Лучшее соответствие повторяемости водности в ICON (Рисунок 3.6е) над Мюнхеном связано с успешным прогнозом подынверсионных облаков моделью.

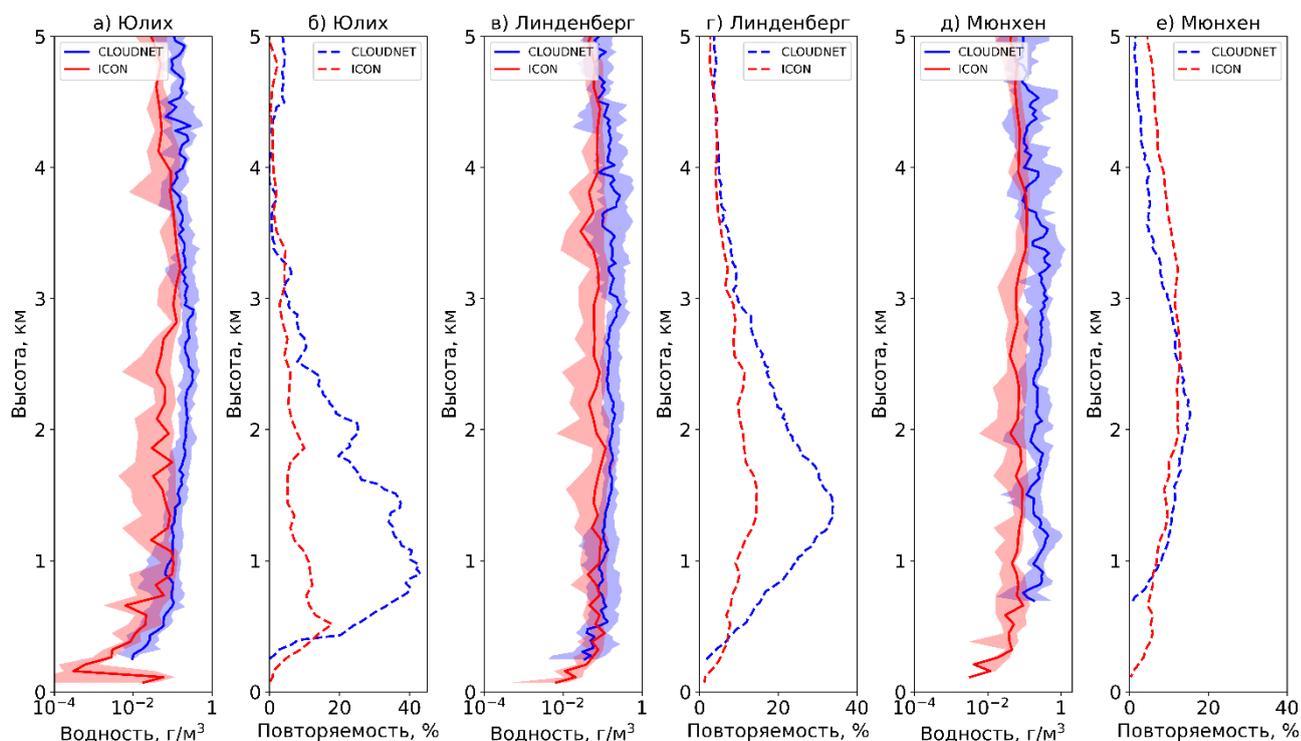


Рисунок 3.6 – Медианы (линией) и межквартильный диапазон (заливкой) водности облаков (а, в, д) и повторяемость водности (б, г, е) по данным ICON (ЧЭ №6, красным цветом) и CLOUDNET (синим цветом) в Линденберге (а-б), Мюнхене (д-е) и Юлихе (в-г). для периода март-октябрь 2021 года (32 дня); выборка из среднечасовых значений

### 3.3. Влагосодержание атмосферы

Низкая водность и лёдность облаков в моделях может быть связана с ошибками прогноза влагосодержания атмосферы. Однако сравнения результатов экспериментов с моделью COSMO (ЧЭ №1-2, Таблица 2.2) и наблюдений микроволнового радиометра сети CLOUDNET в Линденберге и Юлихе показали, что ошибка прогноза влагосодержания атмосферы оказалась невелика [Chubarova et al., 2018a; Khlestova et al., 2020]. Ошибка в среднем составила  $+0,5 \pm 0,03$  кг/м<sup>2</sup> ( $3 \pm 0,14\%$ ) и  $+0,6 \pm 0,2$  кг/м<sup>2</sup> ( $3 \pm 1\%$ ) для Линденберга и Юлиха, соответственно. На рисунке 3.7 представлены диаграммы размаха среднечасового влагосодержания атмосферы по данным COSMO (ЧЭ №1) и CLOUDNET

в Линденберге для периода март-октябрь 2016 года. В COSMO хорошо воспроизводится сезонный ход влагосодержания и изменчивость величины в течение каждого месяца.

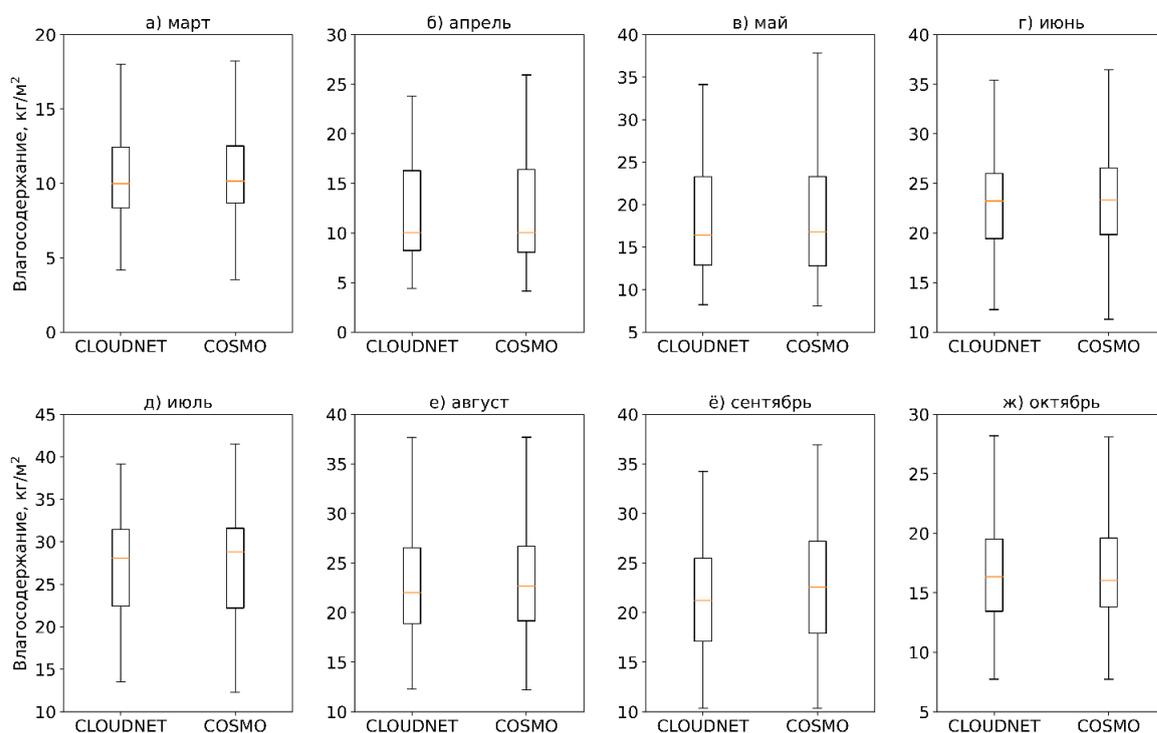


Рисунок 3.7 – Диаграммы размаха влагосодержания атмосферы по данным COSMO (ЧЭ №1) и CLOUDNET в Линденберге для периода март-октябрь 2016 года (234 дня); выборка из среднечасовых значений; внутренняя линия – медиана

В прогнозе абсолютной влажности воздуха отмечается хорошее согласие данных CLOUDNET и COSMO в нижней тропосфере, в то время как в средней и верхней тропосфере COSMO завышает абсолютную влажность (Рисунок 3.8). Это связано, в первую очередь, с ростом инструментальной неопределённости измерений абсолютной влажности с высотой [Ware et al., 2003].

Автор не проводил исследование влагосодержания атмосферы и абсолютной влажности воздуха в модели ICON в связи с отсутствием соответствующих данных измерений в 2021 году. Однако в работах [Steinke et al., 2015; Kiszler et al., 2023] показано, что в ICON влагосодержание атмосферы прогнозируется с достаточной точностью.

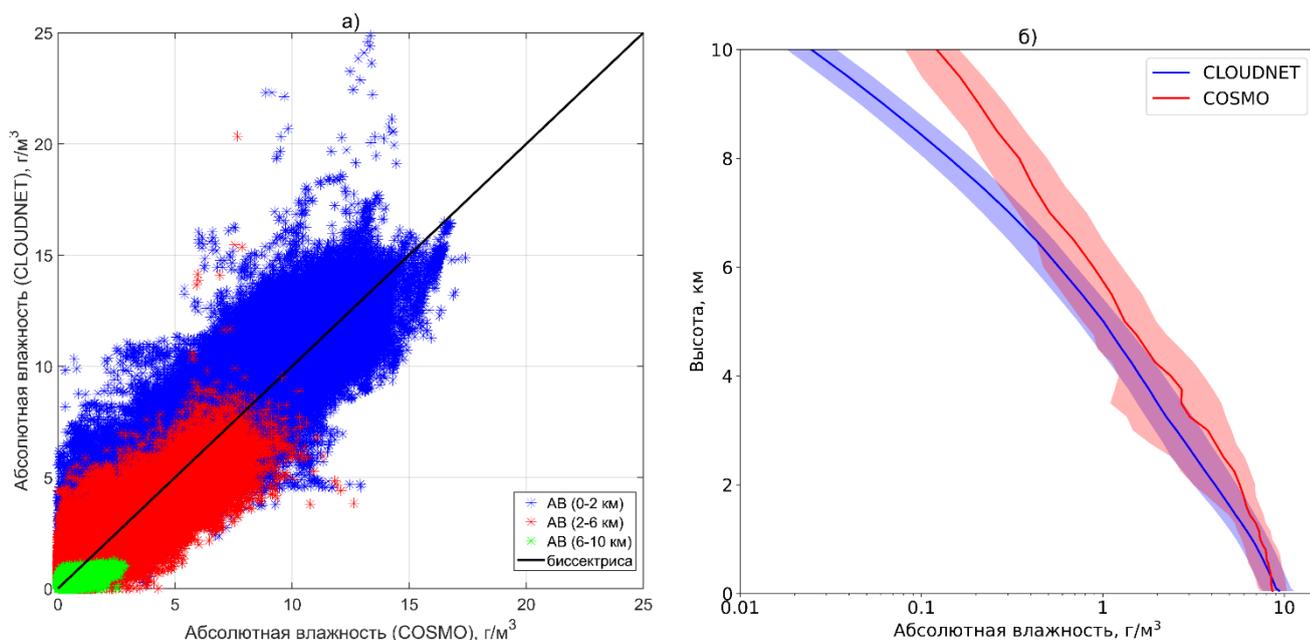


Рисунок 3.8 – Абсолютная влажность воздуха (АВ) по данным COSMO и CLOUDNET: а) в Линденберге (ЧЭ №1, март-октябрь 2016 г., 234 дня), выборка из 15-минутных данных для нижнего (синим, от земной поверхности до 2 км), среднего (красным, 2-6 км) и верхнего (зелёным, 6-10 км) слоёв атмосферы; б) в Юлихе (ЧЭ №2, март-октябрь 2018 г., 27 дней), медиана (линии) и межквартильный диапазон (заливка), выборка из 30-минутных данных

### 3.4. Осадки

Активный рост облачных капель и кристаллов в модели и дальнейший переход массы облачных частиц в дождевые капли (автоконверсия), а также рост дождевых капель за счёт частиц облака (аккреция) может быть одной из причин занижения моделью водности и лёдности облаков. Анализ интенсивности данных процессов может проводиться с трёх позиций. Во-первых, можно проанализировать непосредственно скорости автоконверсии и аккреции ( $\text{кг}/(\text{м}^3 \text{с})$ ) в модели ICON. Однако такой подход предполагает анализ только модельных данных с целью настройки параметризаций процессов автоконверсии и аккреции для улучшения качества прогноза осадков.

Во-вторых, можно сравнить с данными наблюдений сумму водосодержания облаков и массы дождевых капель. Оценки показали занижение моделью даже этой суммы в среднем на  $17 \pm 13 \text{ г}/\text{м}^2$  относительно измеренного водосодержания облаков сети CLOUDNET. Это не позволяет рассматривать активные автоконверсию и аккрецию как основную причину занижения водосодержания.

С другой стороны, косвенную оценку интенсивности автоконверсии и аккреции в модели можно сделать по результатам верификации осадков. Основываясь на рекомендациях по верификации метеорологических полей [Киктев и др., 2021], верификация осадков была проведена с использованием индексов смещения частоты (FBI – Frequency Bias Index) и Оценки угроз (TS – Threat score) в системе верификации MET [Newman et al., 2022]. Физический смысл данных индексов объясним на основе таблицы сопряжённости (Таблица 3.2) и уравнений 3.1-3.2:

Таблица 3.2 – Таблица сопряжённости согласно [Киктев и др., 2021]

Прогноз	Наблюдения	
	Да	Нет
Да	$n_{11}$	$n_{12}$
Нет	$n_{21}$	$n_{22}$

$$\text{Смещение частоты} = \frac{n_{11}+n_{12}}{n_{11}+n_{21}}, \quad (3.1)$$

$$\text{Оценка угроз} = \frac{n_{11}}{n_{11}+n_{12}+n_{21}}. \quad (3.2)$$

Смещение частоты – это отношение общего числа прогнозов явления к общему числу наблюдений явления. Оценка угроз – отношение числа верно спрогнозированных явлений (явление и спрогнозировано, и наблюдалось в данной точке) к сумме всех спрогнозированных явлений и ошибочно не спрогнозированных явлений. Таким образом, прогноз тем лучше, чем ближе индексы смещения частоты и оценки угроз к единице. Когда они ниже единицы, явление прогнозируется реже, чем наблюдается, и наоборот, когда индексы выше единицы. Следует также отметить, что оценка угроз строже характеризует успешный прогноз явления по пространству.

В таблице П.10 Приложения представлено число случаев верификации 6-часовых сумм осадков модели ICON (ЧЭ №6, Таблица 2.2) для каждой заблаговременности, а на рисунке П.1 Приложения приведены диаграммы размаха для индексов оценки угроз и смещения частоты. Полученные оценки соответствуют результатам ежегодных верификаций прогнозов модели ICON в консорциуме COSMO. В [COSMO-WG5 Report, 2019; 2020; Gofa F., 2022; 2023] показано, что повторяемость осадков низкой интенсивности ( $> 0,2$  мм) в модели завышена, особенно в тёплый период года. Однако для

осадков высокой интенсивности наблюдается обратная ситуация. Таким образом, процессы автоконверсии и аккреции оказывают влияние на водность облаков, что приводит к более частому появлению в модели осадков низкой интенсивности относительно данных гидрометеорологических станций. Но, учитывая зависимость результатов верификации от интенсивности осадков, автоконверсия и аккреция не являются основной причиной занижения водосодержания.

### 3.5. Счётная концентрация облачных капель

В разделе 2.5.1 описана методика восстановления счётной концентрации облачных капель на основе данных спутниковых наблюдений за облачными характеристиками. В работе использован именно этот подход. На основе наблюдений MODIS (Collection 6.1 Level 2) с шагом сетки 1 км, которые доступны в системе [Сайт MODIS], для региона моделирования в рассматриваемый период были восстановлены концентрации облачных капель по двум методам (уравнения 2.17-2.18). Счётные концентрации облачных капель восстанавливались, если эффективный радиус капель не превышал 18 мкм [Rosenfeld et al., 2016]. Это было сделано для фильтрации пикселей с осадками.

В результате для отобранных 32 дней (ЧЭ №6, Таблица 2.2) средняя счётная концентрация облачных капель составила  $229 \pm 17 \text{ см}^{-3}$  ( $214 \pm 21 \text{ см}^{-3}$  по методу 1 и  $245 \pm 25 \text{ см}^{-3}$  по методу 2). Среднесуточные значения находились в интервале от 97 до  $472 \text{ см}^{-3}$ . По данным других исследований, восстановленная на основе спутниковых измерений  $N_{\text{ок}}$  над Центральной Европой составляет  $200\text{-}300 \text{ см}^{-3}$  согласно [Li et al., 2018; Quaas et al., 2006] и  $100\text{-}500 \text{ см}^{-3}$  согласно [Fanourgakis et al., 2019].

Наиболее точные оценки счётной концентрации ядер конденсации могут быть получены с помощью специализированных измерений [Mikhailov et al., 2017]. Однако для задачи численного прогноза погоды более подходящим решением является задание некоторого фонового значения счётной концентрации ядер конденсации. На основе анализа, проведённого в [Painemal et al., 2020], можно предположить, что полученная по данным MODIS  $N_{\text{ок}}$  равна минимальной счётной концентрации ядер конденсации у нижней границы облака. Таким образом, используемая в ICON  $N_{\text{як}}$  близка к типичным фоновым значениям концентрации облачных капель ( $\sim$  минимальной  $N_{\text{як}}$ ), наблюдавшимся над рассматриваемым регионом. С одной стороны, задаваемая в ICON счётная концентрация ядер конденсации является низкой относительно спутниковых

данных. С другой стороны, необходимо помнить, что процесс нуклеации капель и их роста в модели описан упрощённо относительно реальных условий. Тогда, учитывая особенности микрофизической схемы, заданного «фонового» значения  $N_{\text{ЯК}}$  может быть достаточно для воспроизведения облачных характеристик. Резюмируя анализ  $N_{\text{ЯК}}$ , заданное в модели ICON по умолчанию ( $250 \text{ см}^{-3}$ ) значение  $N_{\text{ЯК}}$  близко к среднему значению  $N_{\text{ОК}}$ , полученному на основе данных MODIS ( $229 \text{ см}^{-3}$ ).

Проанализируем работу схемы нуклеации облачных капель по данным численных экспериментов модели ICON [Shuvalova et al., 2023]. Счётная концентрация ядер конденсации в схеме Сигала-Хаина постоянна в нижних 2 км и экспоненциально снижается выше, достигая  $60 \text{ см}^{-3}$  на высоте 5 км при заданной  $N_{\text{ЯК}}=250 \text{ см}^{-3}$  (Рисунок 3.9а).

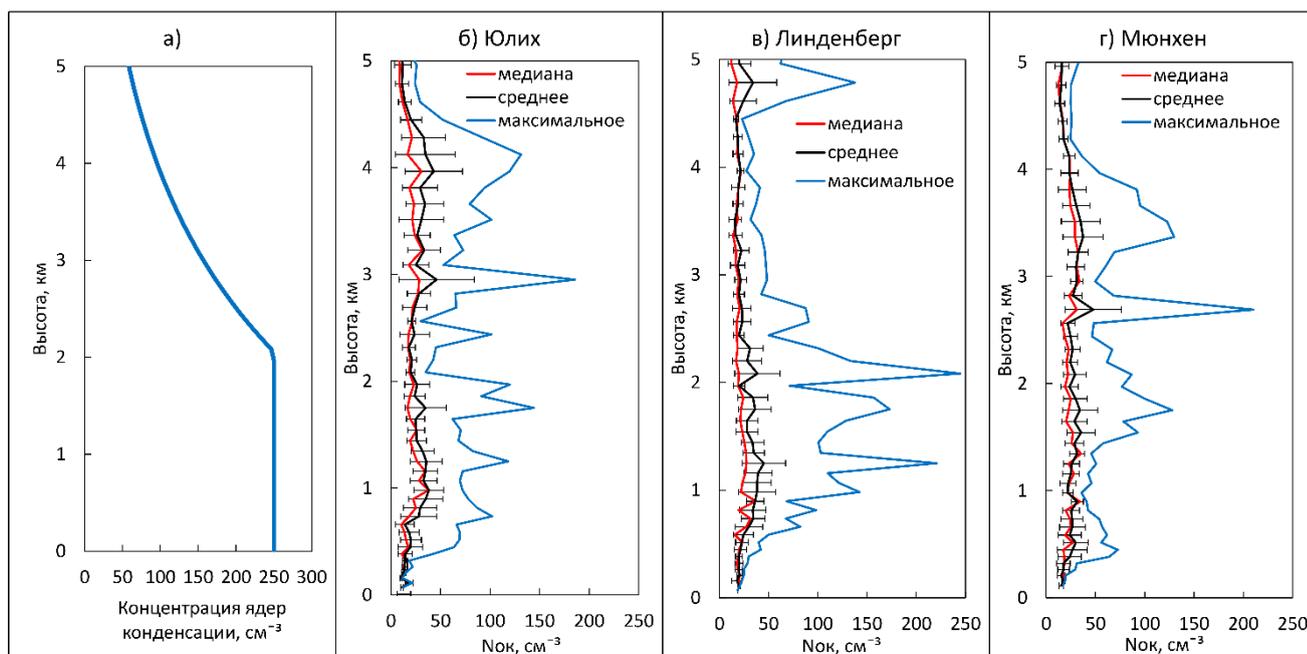


Рисунок 3.9 – (а) Профиль счётной концентрации ядер конденсации в схеме Сигала-Хаина при заданной  $N_{\text{ЯК}}=250 \text{ см}^{-3}$ ; (б-г) профили счётной концентрации облачных капель в Юлихе (б), Линденберге (в) и Мюнхене (г) по данным ICON (ЧЭ №6) для периода март-октябрь 2021 года (32 дня): медиана (красным цветом), среднее арифметическое и 95% доверительный интервал (чёрным) и максимальное значение (голубым); выборка из среднечасовых значений

В точках CLOUDNET в слое атмосферы ниже 5 км медиана и среднее арифметическое среднечасовых счётных концентраций облачных капель не превышает

$50 \text{ см}^{-3}$  (Рисунок 3.9б-г). Максимальные концентрации облачных капель приближены к заданному значению  $250 \text{ см}^{-3}$  только в Линденберге и на нескольких уровнях.

Восстановленная на основе спутниковых данных счётная концентрация облачных капель соответствует значению на нижней границе облака, в то время как по данным численных экспериментов ICON доступны профили значений  $N_{\text{OK}}$ . Чтобы приблизить данные ICON к спутниковым восстановлениям, рассмотрим максимальные по профилю значения среднечасовых смоделированных  $N_{\text{OK}}$ . Максимальная концентрация капель в модели может наблюдаться не только у нижней границы облака, поэтому, выбирая максимальное на профиле значение  $N_{\text{OK}}$ , мы не ограничиваем этим уровнем диапазон результатов ICON.

В таблице 3.3 приведены статистические характеристики концентраций облачных капель по данным ICON и MODIS. Данные ICON приведены для точек сети CLOUDNET, а измерения MODIS – для всей области моделирования, это стоит учитывать при анализе. Однако спутниковые измерения – мгновенные, а по результатам моделирования приведена статистика среднечасовых значений. Смоделированные счётные концентрации облачных капель значимо ниже измеренных и соотносимы с наименьшими 25% выборки MODIS. Средняя концентрация облачных капель MODIS ( $242 \text{ см}^{-3}$ ) более чем в 4 раза выше средней концентрации по ICON ( $52 \text{ см}^{-3}$ ). Таким образом, счётные концентрации облачных капель в модели ICON достаточно низкие для рассматриваемых континентальных условий. Значит, низкое водосодержание облаков может быть связано с низкой концентрацией облачных капель, что в итоге ограничивает рост водности облаков. Для того, чтобы понять, как сильно задаваемая счётная концентрация ядер конденсации влияет на рост водности облаков в модели, дополнительно был проведён численный эксперимент с более высоким содержанием ядер конденсации (ЧЭ №7, Таблица 2.2). Основываясь на спутниковых измерениях и данных аэрологического зондирования, для эксперимента выбрана дата 19 сентября 2021 года как день с наиболее однородной капельной облачностью в рассматриваемом регионе. На рисунке 3.10а-б показаны восстановленные по данным MODIS в соответствии с двумя методами счётные концентрации облачных капель у нижней границы облака (Уравнения 2.17-2.18). Концентрация облачных капель по данным MODIS 19 сентября в среднем по результатам двух методов составила  $242 \text{ см}^{-3}$ .

Таблица 3.3 – Статистические характеристики счётных концентраций облачных капель по данным MODIS и ICON с  $N_{\text{ЯК}} 250 \text{ см}^{-3}$  и  $1700 \text{ см}^{-3}$  (ЧЭ №6-7, Таблица 2.2); данные MODIS показаны для всей области моделирования; данные ICON – в точках CLOUDNET для среднечасовой выборки

Выборка	Источник	Квартили $N_{\text{ОК}} (\text{см}^{-3})$ 25% / 50% / 75% / среднее арифметическое
Все случаи	MODIS	121 / 192 / 292 / 229
	ICON ( $N_{\text{ЯК}}=250 \text{ см}^{-3}$ )	14 / 29 / 77 / 52
19 сентября 2021 г.	MODIS	163 / 219 / 287 / 242
	ICON ( $N_{\text{ЯК}}=250 \text{ см}^{-3}$ )	10 / 23 / 104 / 58
	ICON ( $N_{\text{ЯК}}=1700 \text{ см}^{-3}$ )	48 / 89 / 113 / 120

В новом численном эксперименте  $N_{\text{ЯК}}$  задана равной  $1700 \text{ см}^{-3}$  (ЧЭ №7, Таблица 2.2), поскольку это значение характерно для континентальных или загрязнённых облаков [Segal and Khain, 2006; Mikhailov et al., 2017]. Увеличение  $N_{\text{ЯК}}$  привело к значимому росту концентрации облачных капель (Таблица 3.3). Медиана  $N_{\text{ОК}}$  увеличивается с  $23 \text{ см}^{-3}$  (при  $N_{\text{ЯК}}=250 \text{ см}^{-3}$ ) до  $89 \text{ см}^{-3}$  (при  $N_{\text{ЯК}}=1700 \text{ см}^{-3}$ ). Таким образом, даже при  $N_{\text{ЯК}}=1700 \text{ см}^{-3}$  далеко не все ядра конденсации были активированы в модели.

Учитывая, что концентрации облачных капель и по данным наблюдений MODIS, и по данным модели ICON имеют свои особенности, к их сравнению необходимо относиться критически. Однако важно отметить, что анализ позволил показать достаточно низкие концентрации облачных капель в модели ICON даже в том случае, когда задана высокая счётная концентрация ядер конденсации. На рисунке 3.10в приведены смоделированные счётные концентрации облачных капель в точках CLOUDNET, полученные при счётных концентрациях ядер конденсации  $250 \text{ см}^{-3}$  и  $1700 \text{ см}^{-3}$ . Стоит отметить, что здесь рассмотрены профили  $N_{\text{ОК}}$  для трёх пунктов за все сутки (19 сентября 2021 года) без учёта нулевых значений. С увеличением  $N_{\text{ЯК}}$  концентрация облачных капель увеличивается в среднем на  $94 \pm 20 \text{ см}^{-3}$  (65%), а медианы (межквартильный диапазон)  $N_{\text{ОК}}$  составляют  $22 (62) \text{ см}^{-3}$  и  $84 (127) \text{ см}^{-3}$  при  $N_{\text{ЯК}}=250 \text{ см}^{-3}$  и  $N_{\text{ЯК}}=1700 \text{ см}^{-3}$  соответственно.

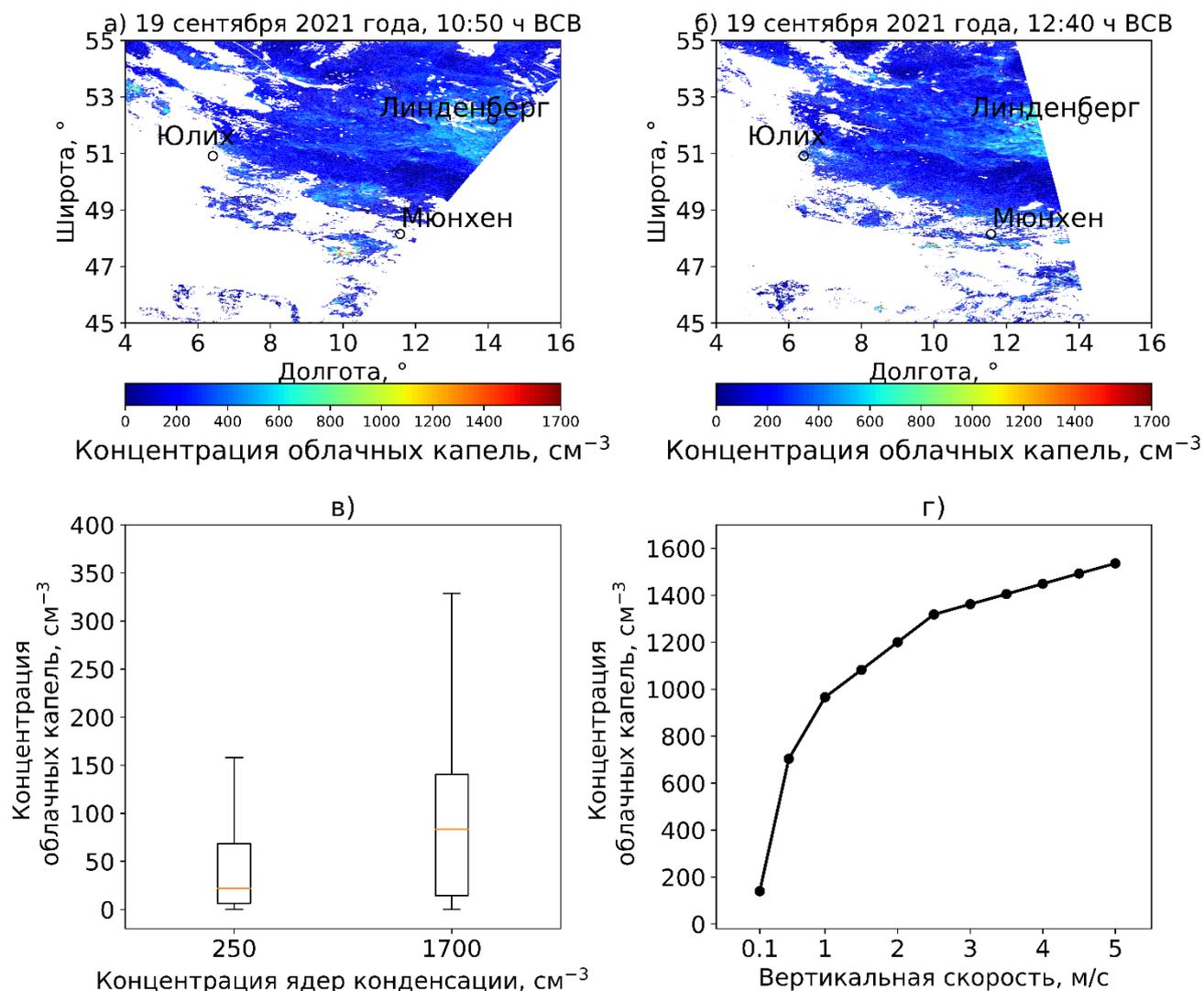


Рисунок 3.10 – Эффекты от увеличения счётной концентрации ядер конденсации на примере 19 сентября 2021 года: а-б) восстановленные по данным MODIS (Уравнение 2.18) счётные концентрации облачных капель над регионом моделирования; в) диаграмма размаха смоделированных ICON (ЧЭ №6-7)  $N_{\text{ОК}}$  с заданными  $N_{\text{ЯК}}$  250  $\text{cm}^{-3}$  и 1700  $\text{cm}^{-3}$ , 10-минутные данные для точек CLOUDNET; г) зависимость  $N_{\text{ОК}}$  от вертикальной скорости в схеме Сигала-Хаина при  $N_{\text{ЯК}}=1700 \text{ cm}^{-3}$  [Segal and Khain, 2006]

Одной из причин низкой концентрации капель даже при высокой заданной  $N_{\text{ЯК}}$  может быть низкая вертикальная скорость в схеме Сигала-Хаина. На рисунке 3.10г показана зависимость счётной концентрации облачных капель от вертикальной скорости в схеме при  $N_{\text{ЯК}}=1700 \text{ cm}^{-3}$ . При низкой вертикальной скорости активируется менее половины ядер конденсации. Максимальное значение смоделированной ICON прогностической вертикальной скорости в облачных условиях 19 сентября 2021 года составило 0,9 м/с в точках сети CLOUDNET. Таким образом, счётная концентрация ядер

конденсации в модели фактически находилась в диапазоне от  $140 \text{ см}^{-3}$  до  $900 \text{ см}^{-3}$ . Содержание ядер конденсации, равное  $140 \text{ см}^{-3}$ , соответствует минимально допустимому значению в схеме нуклеации облачных капель, так как для вертикальной скорости в интервале  $(0;0,1]$  м/с счётная концентрация ядер конденсации равна  $140 \text{ см}^{-3}$ . Однако смоделированные  $N_{\text{OK}}$  значительно ниже  $N_{\text{OK}}$ , полученных на основе спутниковых данных. Это указывает на низкую интенсивность нуклеации облачных капель, а также вклад других микрофизических процессов, например, схемы регулировки насыщения в результирующие значения  $N_{\text{OK}}$  и водосодержания облаков.

Увеличение счётной концентрации ядер конденсации в модели способствовало росту водосодержания облаков в области моделирования. Водосодержание увеличилось в среднем на  $118 \pm 2 \text{ г/м}^2$  (40%).

### 3.6. Измерения вертикальной скорости на нижней границе облака

Для детальной верификации физического процесса нуклеации облачных капель в модели ICON представляется логичным использование данных измерений вертикальной скорости на нижней границе облака. Спутниковые наблюдения за вертикальной скоростью имеют большие погрешности, тем более – на нижней границе облака ( $w_{\text{НГО}}$ ). Наиболее подходящим инструментом оценки  $w_{\text{НГО}}$  для анализа нуклеации облачных капель является лидар [Tontilla et al., 2011]. Однако информация о  $w_{\text{НГО}}$  имеется только на основе измерений облачного радара по данным CLOUDNET. При соблюдении ряда условий, для определения  $w_{\text{НГО}}$  теоретически может быть достаточно наблюдений облачного радара, если:

- рассматривается однородная облачность без осадков и посторонних шумов в наблюдениях (например, насекомых), присутствие которых у нижней границы облака (НГО) и под НГО способствует росту неопределённости измерений вертикальной скорости;
- на нижней границе облачности наблюдаются только облачные капли, имеющие пренебрежимо малую вертикальную скорость [Khvorostyanov and Curry, 2002], в отличие от облачных кристаллов и облачности смешанной фазы.

Используемый на станциях сети CLOUDNET облачный радар работает на длине волны 8,5 мм, в диапазоне облачных капель от 10 до 100 мкм [Görsdorf et al., 2015]. В исследовании [Bühl et al., 2015] показано, что для вертикальной скорости, измеряемой

облачным радаром, характерно смещение в сторону отрицательных значений (нисходящие движения). Это связано с тем, что восстанавливаемая  $w_{НГО}$  остаётся зависима от радиолокационной отражаемости, то есть от размера частиц. На рисунке 3.11 в качестве примера приведена диаграмма размаха вертикальной скорости у нижней границы облака по данным облачного радара на станциях сети CLOUDNET, полученная согласно данным об атмосферной классификации [Görsdorf et al., 2023] с учётом выше указанных условий. Тип облачности не учитывался. Видно, что даже с учётом жёсткого отбора случаев наблюдается преобладание нисходящих вертикальных движений у НГО. От 56% до 81% статистики в разные дни приходится на отрицательные вертикальные скорости. Медиана  $w_{НГО}$  близка к нулю только 17 октября 2020 года и 22 марта 2021 года в Юлихе.

Таким образом, данные облачного радара не могут быть использованы для анализа нуклеации облачных капель в модели ICON, так как они требуют дополнительной методической проработки. По этой причине эффект от внедрения параметризации вертикальной скорости в схему Сигала-Хаина будет рассмотрен без анализа соответствия вертикальной скорости в модели ICON с измерениями.

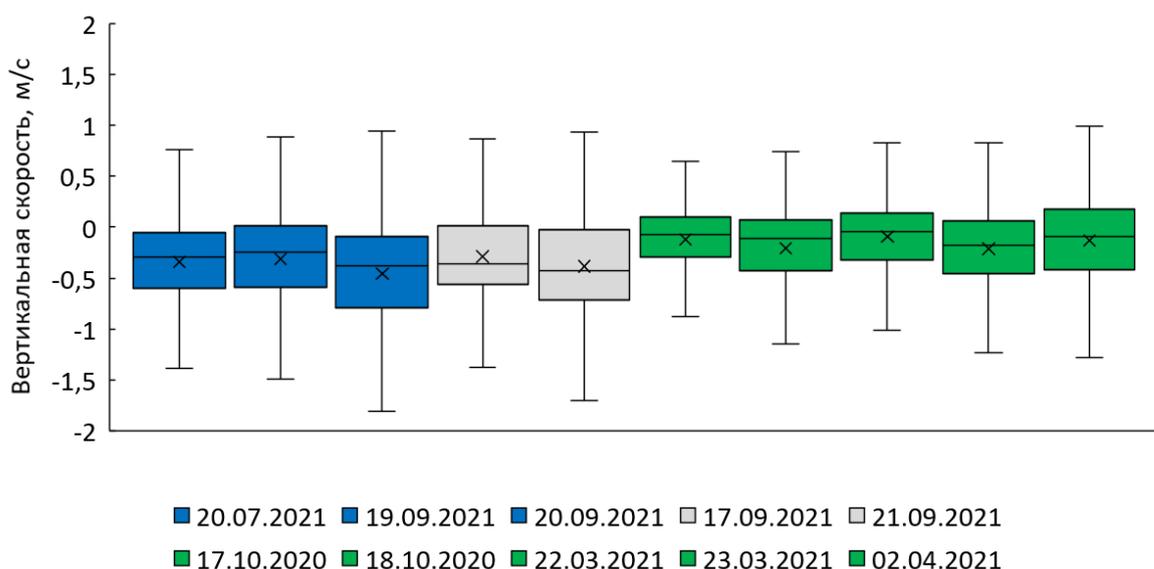


Рисунок 3.11 – Диаграмма размаха вертикальной скорости на нижней границе облака по данным облачного радара в Линденберге (голубым), Мюнхене (серым) и Юлихе (зелёным) по 30-секундным данным измерений (6967 случаев); медиана показана линией, среднее арифметическое – крестиком

### 3.7. Влияние вертикальной скорости на водосодержание облаков

Рассмотрим, как внедрение параметризации вертикальной скорости (Уравнение 2.15, Раздел 2.3) в схему нуклеации облачных капель Сигала-Хаина влияет на водосодержание облаков. Численные эксперименты проведены для 10 случаев тёплого периода 2021 года над Центральной Европой с заблаговременностью 72 часа (ЧЭ №8, Таблица 2.2). Заблаговременность численных экспериментов увеличена, чтобы рассмотреть эффект параметризации вертикальной скорости на осадки на всем интервале краткосрочного прогноза. Результаты прогнозов записывались с дискретностью 30 минут. Всем случаям характерны низкие горизонтальные градиенты давления и положительные среднесуточные температуры воздуха (Таблица П.5 Приложения). В отличие от других численных экспериментов модели ICON (ЧЭ №6-7), для данных экспериментов были рассмотрены как случаи без осадков в точках сети CLOUDNET, так и случаи с осадками. Это связано с тем, что, помимо облачных характеристик, необходимо оценить влияние параметризации вертикальной скорости на прогноз осадков.

Рассмотрим результаты сравнительных экспериментов. В постпроцессинговой обработке на основе прогностической вертикальной скорости было получено кумулятивное распределение вертикальной скорости (Рисунок 3.12) для облачных ситуаций (по наличию водности). Для этого учтён ряд условий из схемы Сигала-Хаина:

- Вертикальная скорость положительна (восходящие движения);
- Вертикальную скорость ( $W$ ) менее 0,1 м/с считать равной 0,1 м/с.

Если рассматривать результаты экспериментов без параметризации (кривая 1 на Рисунке 3.12), 95% всей выборки приходится на  $W$  в интервале 0,1-0,9 м/с. Применение параметризации (кривая 2) приводит к росту  $W$  в схеме нуклеации капель, и в результате 70% выборки приходится на вертикальную скорость в интервале 0,1-0,9 м/с. В параметризации  $W$  используется коэффициент 1,33, усиливающий вклад турбулентной кинетической энергии (Уравнение 2.15, Раздел 2.3). В работах, описывающих параметризацию (Lohmann et al., 1999; 2007), нет пояснения физического смысла коэффициента. На Рисунке 3.12 приведено кумулятивное распределение вероятности вертикальной скорости с коэффициентом 1 вместо 1,33 в параметризации (кривая 3). Различия между кривыми 2 и 3 невелики. Это говорит о том, что использование коэффициента 1,33 в параметризации не приводит к сильному росту  $W$ .

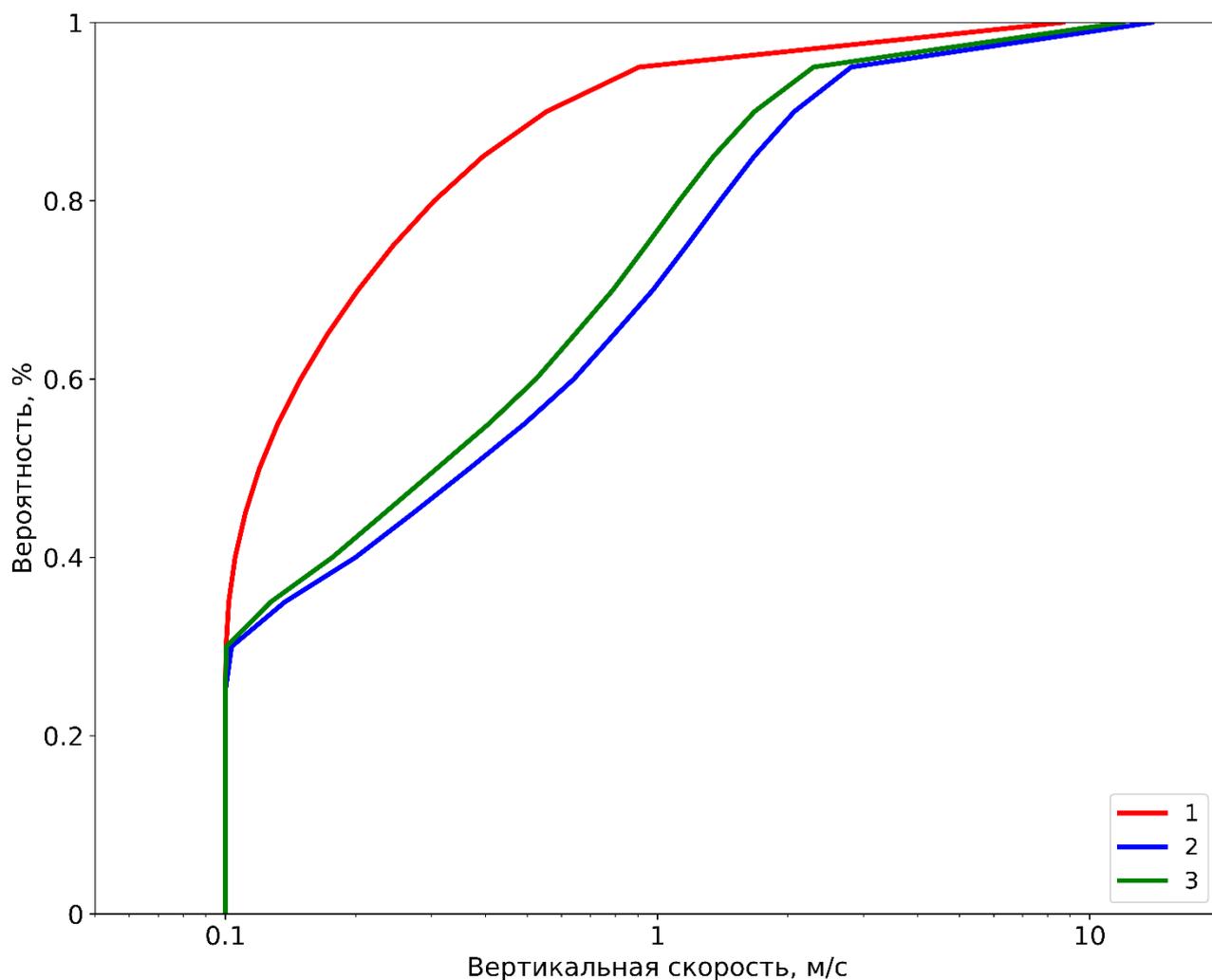


Рисунок 3.12 – Кумулятивное распределение вероятности вертикальной скорости в схеме Сигала-Хаина модели ICON: (1) без параметризации вертикальной скорости, (2) с параметризацией вертикальной скорости при коэффициенте 1,33 в параметризации, (3) с параметризацией вертикальной скорости при коэффициенте 1 в параметризации; 30-минутные данные для всей области моделирования по ЧЭ №8 для периода март-октябрь 2021 г. (10 дней, заблаговременность – до 72 ч)

Применение параметризации вертикальной скорости привело к росту счётной концентрации облачных капель (Рисунок 3.13а) в модели в среднем на  $39 \text{ см}^{-3}$  (49%). Без параметризации в половине случаев  $N_{\text{OK}}$  составила менее  $26 \text{ см}^{-3}$ , а с параметризацией – менее  $73 \text{ см}^{-3}$ . Это отражается на кумулятивном распределении водосодержания облаков (Рисунок 3.13б), водосодержание увеличивается в среднем на  $23 \text{ г/м}^2$  (20%). При этом значимого эффекта на лёдность облаков не наблюдается (Рисунок 3.13в). Прослеживается тенденция на снижение водности дождевых капель (Рисунок 3.13г).

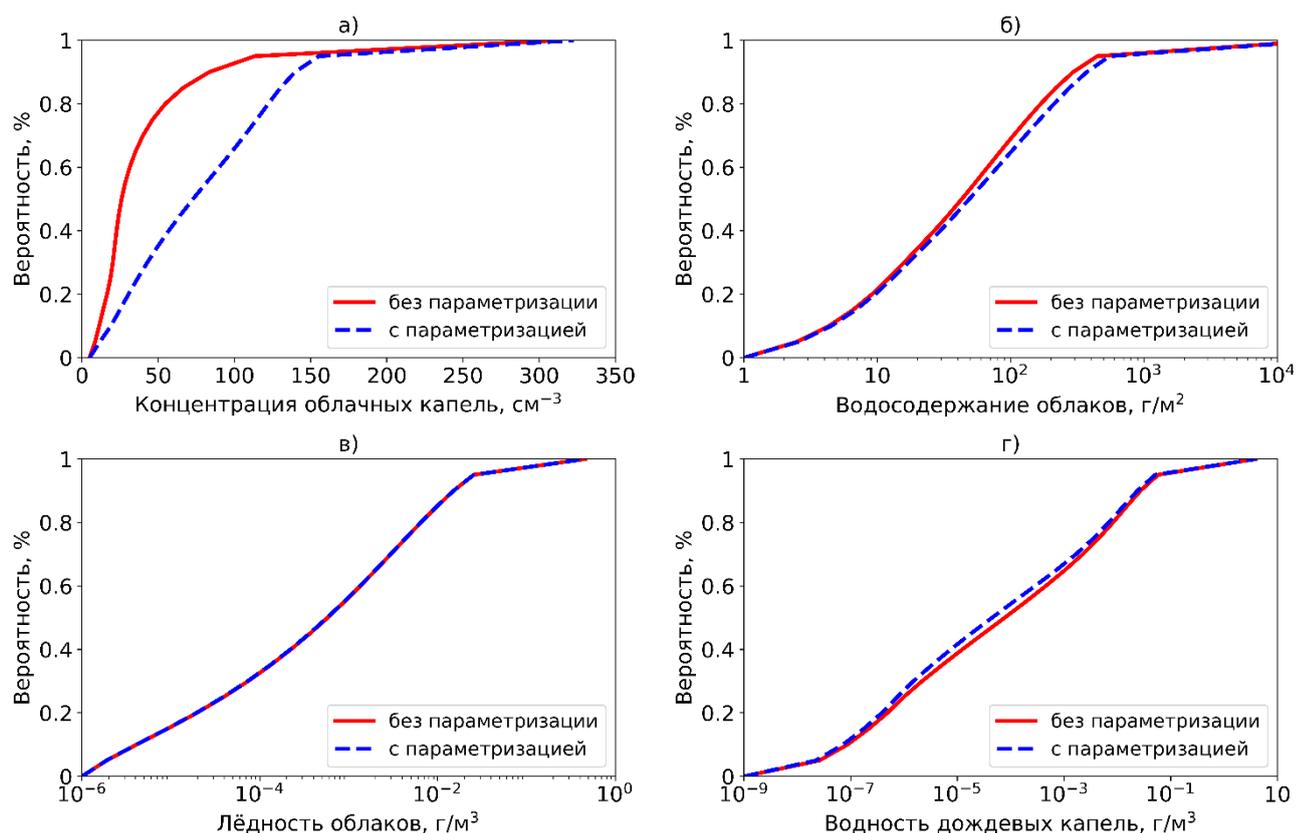


Рисунок 3.13 – Кумулятивное распределение вероятности: (а) счётной концентрации облачных капель, (б) водосодержания, (в) лёдности и (г) водности дождевых капель; 30-минутные данные для всей области моделирования по ЧЭ №8 для периода март-октябрь 2021 г. (10 дней, заблаговременность – до 72 ч)

В результате внедрение параметризации вертикальной скорости способствует снижению ошибки прогноза водосодержания облаков (Таблица 3.4). В таблице представлены статистические характеристики по данным численных экспериментов и измерений сети CLOUDNET в Линденберге и Юлихе. Измерения в Мюнхене не показаны, так как в отобранные дни не обнаружено измерений, удовлетворяющих критериям качества данных. Ошибка прогноза медианы водосодержания снижается на 10% в Юлихе и на 17% в Линденберге.

На Рисунке П.2 Приложения приведены результаты сравнительной верификации осадков в экспериментах с параметризацией и без параметризации вертикальной скорости (диаграммы размаха индексов оценки угроз и смещения частоты) для заблаговременностей прогноза от 6 ч до 72 ч. При верификации использованы 6-часовые суммы осадков. Прослеживается тенденция к небольшому ухудшению качества прогноза осадков. Так индекс оценки угроз снижается в среднем на 0,01, а

индекс смещения частоты снижается в среднем на 0,2.

Таблица 3.4 – Медиана, межквартильный диапазон и среднее арифметическое (показаны через косую черту) водосодержания облаков [г/м<sup>2</sup>] по данным ICON (ЧЭ №8) и измерений CLOUDNET в Линденберге и Юлихе для периода март-октябрь 2021 года (10 дней, заблаговременность – до 72 ч), 30-минутные данные

Источник	Линденберг	Юлих
CLOUDNET	147 / 174 / 181	138 / 173 / 178
ICON (без параметризации)	71 / 142 / 153	44 / 117 / 90
ICON (с параметризацией)	95 / 159 / 153	58 / 142 / 109
Число случаев	306	243

Обобщая результаты исследования схемы Сигала-Хаина, с физической точки зрения анализ выявил важные особенности схемы:

1. счётная концентрация ядер конденсации 250 см<sup>-3</sup>, заданная в модели по умолчанию, не является низкой для конфигурации ICON версии 2.6.5.1 и, таким образом, не является основным механизмом, ограничивающим рост водосодержания облаков и счётной концентрации облачных капель в модели;

2. прогностическая вертикальная скорость в схеме Сигала-Хаина является фактором, ограничивающим нуклеацию облачных капель, что приводит к низкой концентрации капель в модели.

Последний вывод не был очевиден до проведения ЧЭ №8 (Таблица 2.2) по ряду причин. Во-первых, исследования нуклеации облачных капель в модели ICON, проведённые в [Kretschmar et al., 2020], касались микрофизической схемы модели с другой, более упрощённой схемой нуклеации [Hande et al., 2016], поэтому результаты исследования нельзя с уверенностью отнести к схеме Сигала-Хаина. К тому же, схема нуклеации [Hande et al., 2016] применяется для версии ICONAM модели ICON. Во-вторых, помимо вертикальной скорости, нуклеацию капель могло ограничивать недостаточное пересыщение атмосферы водяным паром – как основное следствие применения схемы корректировки насыщения.

Полученные в данном исследовании результаты соответствуют современной тенденции развития микрофизических схем моделей численного прогноза погоды и

климата. Так в работах [West et al., 2014; Georgakaki et al., 2021] на основе данных измерений и численных экспериментов показано, что вертикальная скорость и её изменчивость определяет до 60% изменчивости счётной концентрации облачных капель. В исследовании [Bougiatioti et al., 2020] получено, что в незагрязнённой атмосфере вертикальная скорость определяет счётную концентрацию облачных капель в равной степени со счётной концентрацией ядер конденсации. И, как подробно описано в Разделе 1.1.6, в микрофизических схемах современных моделей ЧПП проводится модификация вертикальной скорости для процесса нуклеации облачных капель [Tontilla et al., 2011; Zubler et al., 2011; Malavelle et al., 2014].

Процесс нуклеации облачных капель является важной составляющей микрофизической схемы, которая находится в хрупком равновесии между успешным прогнозом осадков и успешным прогнозом температуры воздуха у земной поверхности. В данной работе не стояло задачи оптимальной настройки модели ICON с параметризацией вертикальной скорости в схеме нуклеации облачных капель. Однако, какие бы изменения не потребовались в микрофизической схеме с физической точки зрения, в итоге будет необходима интеграция и настройка всех процессов модели с целью нахождения нового баланса прогноза. Таким образом, в дальнейшем проблему вертикальной скорости в схеме Сигала-Хаина необходимо решать, одновременно учитывая задаваемую счётную концентрацию ядер конденсации, процессы автоконверсии и аккреции и успешность прогноза приземной температуры воздуха.

### 3.8. Выводы по Главе 3

- Водосодержание облаков в моделях COSMO и ICON значительно ниже по сравнению с данными наземных измерений сети CLOUDNET. Одна из причин занижения водосодержания заключается в использовании прогностической вертикальной скорости в схеме нуклеации облачных капель Сигала-Хаина, что приводит к ограничению интенсивности нуклеации капель.

- Внедрение параметризации вертикальной скорости [Lohmann et al., 2007] в схему нуклеации облачных капель [Segal and Khain, 2006] модели ICON приводит к росту счётной концентрации облачных капель в среднем на 49% и водосодержания облаков на 20%. Это способствует снижению ошибки прогноза водосодержания облаков на 10-17%. При этом индекс оценки угроз (TS) снижается в среднем на 0,01, что говорит о небольшом

ухудшении качества прогноза осадков.

- Влагосодержание атмосферы в модели COSMO прогнозируется с достаточной точностью. Средняя арифметическая ошибка составляет +3% при сравнении с наблюдениями сети CLOUDNET в Линденберге и Юлихе.

## **Глава 4. Влияние облачно-аэрозольных эффектов на суммарную радиацию у земной поверхности в модельном комплексе COSMO-Ru**

В данной главе представлены основные результаты исследования радиационных схем моделей COSMO и ICON в облачных условиях. Несмотря на схожесть COSMO и ICON в описании многих физических процессов (например, микрофизики облаков), схемы радиационного переноса в моделях различны. Соответственно, в каждой из моделей есть свои особенности расчёта суммарной радиации. По этой причине анализ радиационных схем моделей проведён отдельно.

В первом разделе главы исследована точность прогноза суммарной радиации у земной поверхности в модели COSMO. В разделе показаны основные преимущества схемы облачно-радиационного взаимодействия CLOUDRAD модели COSMO в прогнозе суммарной радиации у земной поверхности и температуры воздуха на 2 м. Во втором разделе главы исследована точность прогноза суммарной радиации в модели ICON, а также показано влияние облачных характеристик на прогноз суммарной радиации.

### **4.1. Влияние процессов облачно-аэрозольного взаимодействия на суммарную радиацию и температуру воздуха на уровне 2 м в модели COSMO**

#### **4.1.1. Оперативная облачно-радиационная схема**

В разделе 3.1 показано, что в модели COSMO водосодержание облаков в среднем ниже измеренного на станции Линденберг сети BSRN. На рисунке 4.1а отражена связь относительных ошибок прогноза суммарной радиации и водосодержания облаков при высоте Солнца более 35° в условиях сплошной облачности по данным измерений CLOUDNET и BSRN и численных экспериментов COSMO на станции Линденберг. Сплошная облачность устанавливалась на основе наблюдений за прямой радиацией. Относительные ошибки рассчитаны как  $\frac{\text{Прогноз} - \text{Измерение}}{\text{Измерение}} * 100\%$ . Наблюдается выраженная нелинейная связь суммарной радиации и водосодержания облаков. При завышении водосодержания в модели COSMO суммарная радиация занижена, и наоборот, суммарная радиация завышена при занижении водосодержания. В целом, если рассмотреть все случаи «модель-измерение» при высоте Солнца от 25° (Рисунок 4.1б), измеренная среднечасовая суммарная радиация в среднем составляет 208±5 Вт/м<sup>2</sup>, а смоделированная COSMO – 193±4 Вт/м<sup>2</sup>. Таким образом, смоделированная суммарная

радиация в среднем ниже измеренной на фоне сниженного водосодержания облаков в модели [Chubarova et al., 2018a]. Порог высоты Солнца в  $25^\circ$  использован, чтобы исключить случаи роста ошибки измерений суммарной радиации при низкой высоте Солнца. Кроме того, такой порог позволяет удостовериться, что результаты сравнений не связаны с низкими высотами Солнца. Рассмотрим радиационный блок модели COSMO детально, чтобы выяснить причины полученных результатов.

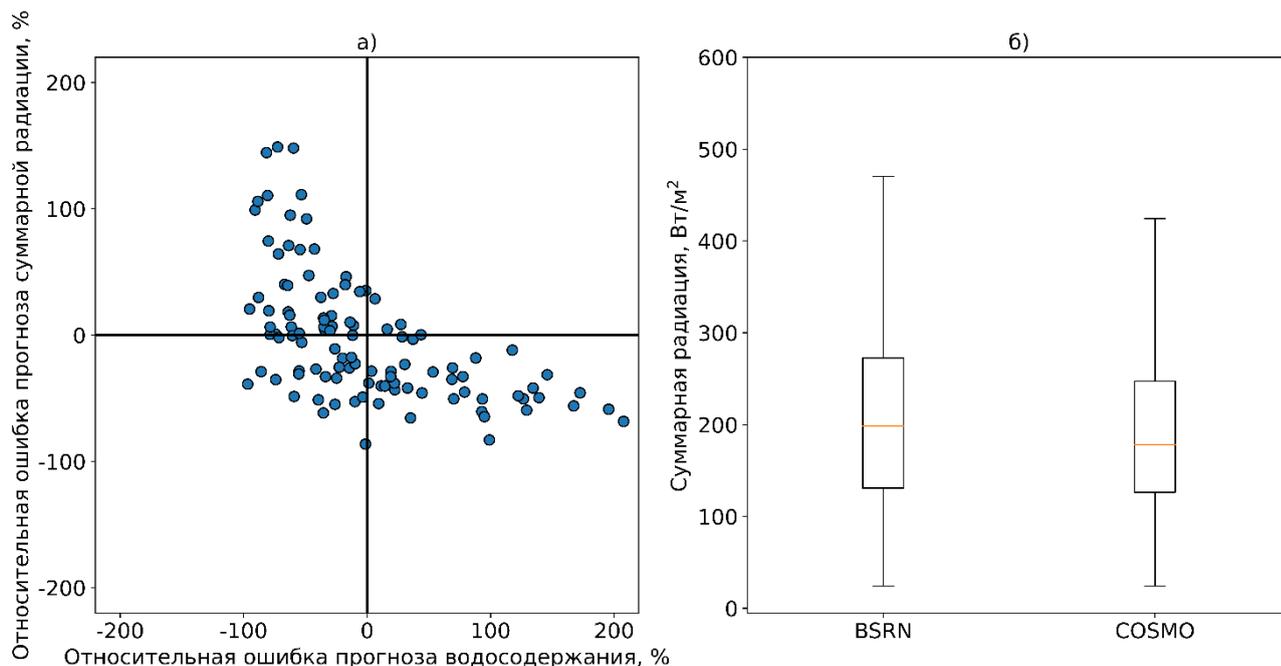


Рисунок 4.1 – (а) Относительная ошибка прогноза водосодержания (по горизонтали) и относительная ошибка прогноза суммарной радиации (по вертикали) в модели COSMO в условиях сплошной облачности при высоте Солнца от  $35^\circ$  (15-минутные данные, 137 случаев); (б) диаграмма размаха измеренной BSRN и смоделированной COSMO суммарной радиации при высоте Солнца более  $25^\circ$  (среднечасовые данные, 1616 случаев), внутренняя линия – медиана; для обоих рисунков – измерения в Линденберге и результаты COSMO по ЧЭ №1 (март-октябрь 2016 г., 234 дня)

Согласно данным измерений метеорологической обсерватории МГУ, при типичном содержании аэрозоля [Chubarova et al., 2018b] радиационная схема COSMO завышает суммарную радиацию в безоблачных условиях на 4,5%. Это, в свою очередь, компенсируется занижением суммарной радиации на 4,2% за счёт использования климатологии радиационных свойств аэрозоля согласно [Tegen et al., 1997].

В условиях сплошной облачности, когда ошибка прогноза водосодержания облаков по модулю не превышает 15% (99 случаев), суммарная радиация COSMO в среднем ниже измеренной на  $60 \text{ Вт/м}^2$  (30%). Таким образом, при успешном прогнозе водосодержания облаков наблюдается занижение суммарной радиации. В облачных условиях работа схемы радиационного переноса не просто компенсирует потенциальное завышение суммарной радиации за счёт сниженного водосодержания облаков в модели, а приводит к занижению суммарной радиации у земной поверхности. В первую очередь, это связано с параметризациями радиационных свойств облачности (см. Раздел 2.1) в оперативной облачно-радиационной схеме, а именно:

1. в параметризации оптической толщины капельных облаков (Уравнения 1.25-1.28, Раздел 1.2.2) эффективный радиус облачных капель задан равным 5 мкм. Учитывая типичные значения размеров облачных капель, использование постоянного значения эффективного радиуса приводит к более оптически плотной облачности в модели;

2. в параметризации оптической толщины кристаллических облаков облачные кристаллы имеют сферическую форму с эффективным радиусом 10 мкм, что отличается от реальных условий [Шишко и др., 2021], а также способствует моделированию более оптически плотной облачности.

Новая облачно-радиационная схема CLOUDRAD модели COSMO [Muskatel et al., 2021] нацелена на решение данной проблемы. Далее рассмотрим, как применение схемы CLOUDRAD в COSMO отражается на прогнозе суммарной радиации.

#### **4.1.2. Воспроизведение схемой CLOUDRAD первого непрямого эффекта аэрозоля на примере локдауна в Москве весной 2020 года**

В разделе 2.5 показано, что весной 2020 года в Москве в квазиоднородных метеорологических условиях наблюдалось снижение счётной концентрации облачных капель по сравнению с тем же периодом в 2018-2019 гг. Снижение сопровождалось первым непрямым эффектом аэрозоля [Shuvalova et al., 2022]. На рисунках 4.2а,б представлена изменчивость водосодержания с эффективным радиусом облачных капель и оптической толщиной капельных облаков по данным MODIS по двум выборкам (ССА – случаи адвекции воздушных масс с севера, СЧЭ – случаи для численных экспериментов) для 2020 года (показано красным) и 2018-2019 годов (показано синим). По данным MODIS снижение концентраций облачных капель в течение локдауна в 2020 году вместе

с увеличением  $R_{эфф}$  в среднем приводит к снижению ОТО по сравнению с 2018-2019 гг. Снижение ОТО составляет примерно  $1,3 \pm 1,0$  ( $5 \pm 2\%$ ) за счёт уменьшения  $N_{OK}$  на  $43 \pm 28$   $\text{см}^{-3}$  ( $12 \pm 7\%$ ) и увеличения  $R_{эфф}$  на  $0,8 \pm 0,1$   $\text{мкм}$  ( $8 \pm 1\%$ ). Для СЧЭ выборки изменения выражены сильнее: ОТО уменьшается на  $4,0 \pm 1,9$  ( $18 \pm 4\%$ ),  $N_{OK}$  снижается на  $132 \pm 42$  ( $45 \pm 9\%$ )  $\text{см}^{-3}$ , а  $R_{эфф}$  увеличивается на  $2,3 \pm 0,4$   $\text{мкм}$  ( $25 \pm 5\%$ ).

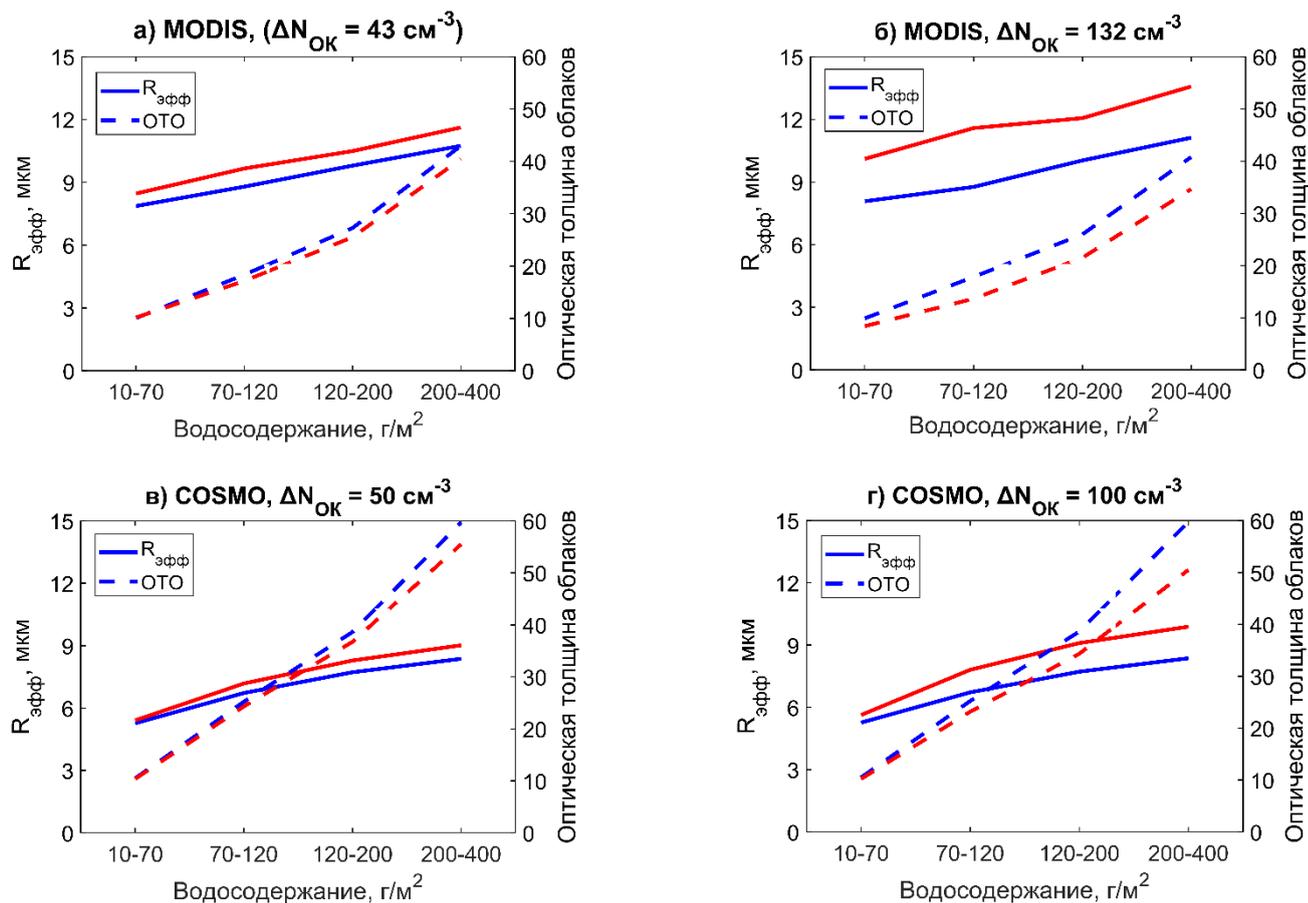


Рисунок 4.2 – Первый непрямой эффект аэрозоля на эффективный радиус облачных капель ( $R_{эфф}$ , сплошные линии) и оптическую толщину облаков (пунктирные линии) по данным MODIS (а, б) и COSMO по ЧЭ №5 (в, г) на основе случаев адвекции воздушных масс с севера (а) и случаев для численных экспериментов (б-г); данные за 2020 год выделены красным цветом, за 2018-2019 годы – синим

Те же соотношения, но в соответствии с результатами COSMO, представлены на рисунках 4.2в,г. Полученные различия в  $N_{OK}$  около  $50 \text{ см}^{-3}$  для случаев адвекции воздуха с севера (ССА выборка) и около  $100 \text{ см}^{-3}$  для случаев численных экспериментов (СЧЭ выборка) отражают изменения в период локдауна. По данным COSMO выбран максимальный в вертикальном профиле эффективный радиус облачных капель. Это

способствует таким значениям  $R_{эфф}$  в модели, которые близки к оценкам по спутниковым данным, где измеренный эффективный радиус соответствует верхней части облака. Максимальное значение также лучше отражает эффект изменения  $N_{як}$  из-за особенностей схемы CLOUDRAD при использовании постоянного  $N_{як}$  по пространству [Muskatel et al., 2021]. В таблице 4.1 обобщены наблюдаемый и смоделированный первый не прямой эффект аэрозоля. Модель COSMO со схемой облачно-радиационного взаимодействия CLOUDRAD воспроизводит первый не прямой эффект.

Таблица 4.1 – Измеренные MODIS и смоделированные COSMO (ЧЭ №5) изменения микрофизических и радиационных характеристик облачности в апреле-мае 2020 года по сравнению с тем же периодом в 2018-2019 гг.

Данные	Выборка	$\Delta N_{ок},$ см <sup>-3</sup>	$\Delta R_{эфф},$ мкм	$\Delta ОТО$	Число пикселей/ Узлов
MODIS	ССА	-43±28 (-12±7%)	0,8±0,1 (8±1%)	-1,3±1,0 (-5±2%)	84 866
	СЧЭ	-132±42 (-45±9%)	2,3±0,4 (25±5%)	-4,0±1,9 (18±4%)	15 068
COSMO	СЧЭ	-50	0,5±0,2 (6±2%)	-1,8±1,7 (-4±2%)	2 668 076
	СЧЭ	-100	1,1±0,5 (15±5%)	-4,0±3,7 (-9±5%)	2 684 304

Представленные эффекты сопоставимы с результатами, полученными в других исследованиях. В [Christensen et al., 2020] показано увеличение оптической толщины облаков на 28% и уменьшение эффективного радиуса облачных капель на 10% в условиях высокого  $N_{як}$ . Согласно работе [Liu et al., 2018], снижение содержания аэрозоля сопровождается увеличением  $R_{эфф}$  на 20-30% и снижением ОТО на 25%. Влияние локдауна на характеристики облачности над Московским регионом является значимым во всех случаях адвекции воздушных масс с севера. Данные изменения, пусть и не высокие, но достаточно выраженные. Основываясь на спутниковых данных для однотипных синоптических условий адвекции с севера, получено небольшое (на 15%) снижение  $N_{ок}$  весной 2020 года по сравнению с  $N_{ок}$  в 2018-2019 годах с увеличением эффективного радиуса капель на 8,1% и уменьшением оптической толщины облаков на 5,2%. Как упоминалось ранее, это можно объяснить снижением промышленных антропогенных выбросов на 20% [Кульбачевский и др., 2021], а также значительным

снижением транспортных выбросов, что, в свою очередь, повлияло на концентрацию аэрозоля [Chubarova et al., 2021; Гинзбург и др., 2020]. Структура антропогенных выбросов изменилась в период локдауна. Как показано во многих исследованиях для Москвы и других городов по всему миру, снижение транспортной активности является основным фактором сокращения эмиссий [Gubanova et al., 2020; Sokhi et al., 2021]. Наблюдается менее выраженное снижение  $N_{OK}$  по сравнению со снижением приземных концентраций  $PM_{10}$  примерно на 30-40% [Chubarova et al., 2021; Gubanova et al., 2020]. Это может быть связано с тем фактом, что наибольшему изменению подлежали антропогенные выбросы вблизи земной поверхности, а изменения на уровне нижней границы облака зависят от характеристик планетарного пограничного слоя над Москвой. Так, в исследовании [Su et al., 2020] отмечена сложная структура аэрозольного профиля и высокая зависимость аэрозоля от структуры планетарного пограничного слоя.

Оценка радиационных эффектов облачно-аэрозольного взаимодействия была проведена на основе данных CERES и наземных наблюдений в МО МГУ. Все синхронные измерения МО МГУ и CERES (всего - 73 случая) за апрель–май 2018-2020 годов представлены на рисунке 4.3.

Измерения в МО МГУ осреднены для 15-минутного интервала, соответствующего периоду спутниковых наблюдений. Цветом указано расстояние между центром подспутникового пикселя и точкой МО МГУ. Данные CERES согласуются с наземными измерениями с коэффициентом корреляции 0,84. Суммарная радиация по данным CERES в среднем на  $11 \pm 27$  Вт/м<sup>2</sup> (2%) ниже относительно измерений в МГУ. Однако различия между спутниковыми и наземными наблюдениями возрастают с увеличением расстояния между точками. На расстоянии до 3 км стандартное отклонение различий составляет 87 Вт/м<sup>2</sup>, а на расстоянии до 5 км оно увеличивается до 119 Вт/м<sup>2</sup>. Таким образом, в радиусе до 2 км данные CERES хорошо согласуются с наземными измерениями и могут быть использованы при дальнейшем анализе.

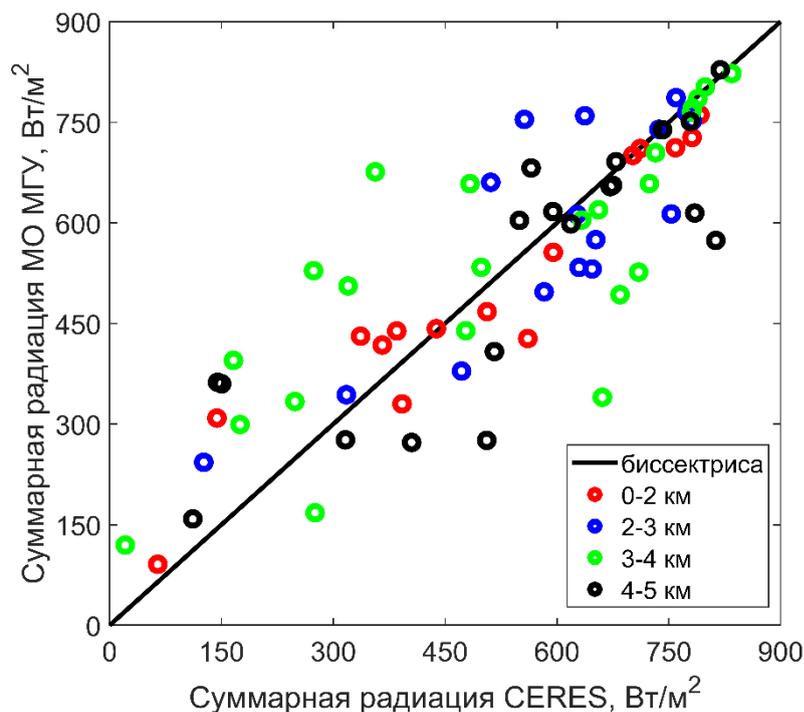


Рисунок 4.3 – Синхронные измерения суммарной радиации у земной поверхности CERES и МО МГУ имени М.В. Ломоносова в апреле-мае 2018-2020 гг., цветом указано расстояние между точками наблюдений

Измерения MODIS были объединены с данными CERES в 20-минутном временном окне для тех пикселей, которые были расположены на расстоянии до 1 км, чтобы проанализировать облачные характеристики и суммарную радиацию вместе. Принимая во внимание пространственное разрешение данных CERES, количество случаев в выборках значительно уменьшилось (все случаи – 1428 пикселей, ССА – 847, СЧЭ – 105). Средние значения уменьшенных выборок с 95% доверительными интервалами для  $N_{\text{ок}}$ ,  $R_{\text{эфф}}$ , ОТО и влагосодержания атмосферы (WVP) представлены на рисунке 4.4а,б. Влагосодержание атмосферы составляло около  $14,6 \pm 1,2 \text{ кг/м}^2$  для всех случаев 2018-2019 гг., в то время как в 2020 году из-за преобладающей адвекции с севера в течение локдауна, оно составляло  $11,0 \pm 1,4 \text{ кг/м}^2$ . При адвекции воздушных масс с севера в 2018-2019 годах и в 2020 году влагосодержание составило  $11,4 \pm 1,3 \text{ кг/м}^2$  и  $9,5 \pm 1,2 \text{ кг/м}^2$  соответственно. Эти значения согласуются с данными для трансформированных арктических воздушных масс [Nomokonova et al., 2020]. Влагосодержание атмосферы является индикатором адвекции с севера, а различия WVP не повлияли на различия в водосодержании облаков. Весной 2020 года по сравнению с предыдущими годами при уменьшении счётной

концентрации облачных капель эффективный радиус капель увеличился на 1 мкм и 4 мкм для ССА и СЧЭ выборок соответственно (Таблица 4.1). В то же время, водосодержание облаков для ССА и СЧЭ выборок в 2020 году было в среднем выше на 15 г/м<sup>2</sup> и 36 г/м<sup>2</sup> соответственно по сравнению с 2018-2019 годами. Принимая во внимание сочетание этих двух факторов, оптические толщины облаков для ССА и СЧЭ в 2018-2019 и 2020 годах мало отличаются (Рисунок 4.4б). Для СЧЭ выборки оптическая толщина облаков в 2020 году в среднем ниже, чем в 2018-2019 годах, но при этом изменчивость ОТО возросла.

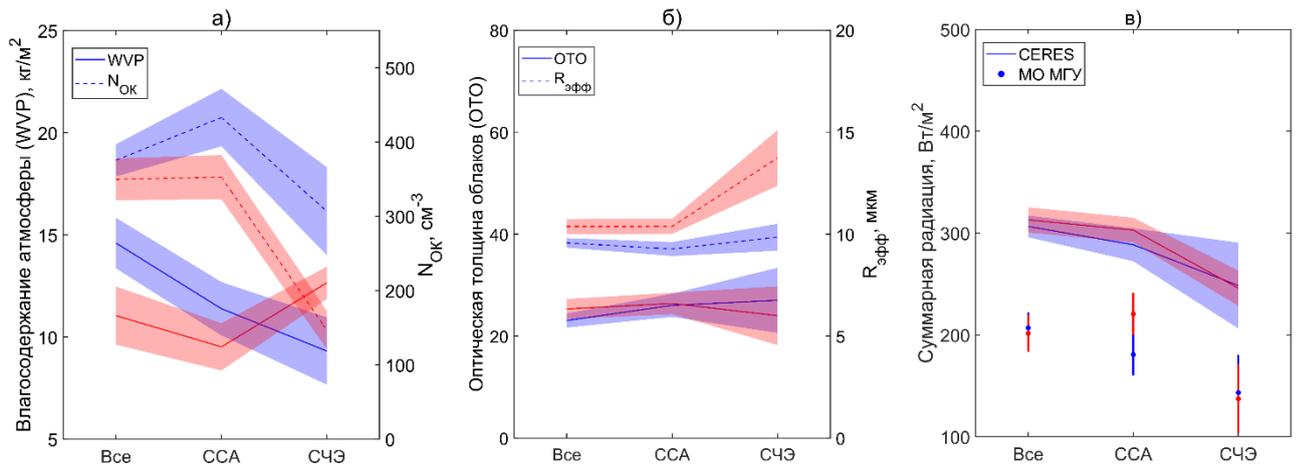


Рисунок 4.4 – Изменение в период локдауна весной 2020 года (красным цветом) по сравнению с 2018-2019 гг. (синим цветом): а) влагосодержания атмосферы (WVP) и счётной концентрации облачных капель ( $N_{OK}$ ), б) оптической толщины облаков (ОТО) и эффективного радиуса облачных капель ( $R_{эфф}$ ), в) суммарной радиации у земной поверхности; показаны среднее арифметическое (линии) и доверительные интервалы (заливка) по данным измерений MODIS (а, б), CERES и МО МГУ (в) для всей выборки (все), случаев адвекции воздушных масс с севера (ССА) и случаев для численных экспериментов (СЧЭ)

Данные о суммарной радиации CERES были приведены к высоте Солнца 40°, чтобы исключить влияние небольших различий высоты Солнца в выборках на результаты (Рисунок 4.4в). В среднем суммарная радиация была выше на 14 Вт/м<sup>2</sup> в 2020 году по сравнению с 2018-2019 гг. для ССА выборки. В то же время разница была незначительной для СЧЭ выборки, поскольку влияние более низких счётных концентраций облачных капель было компенсировано более высокими значениями влагосодержания атмосферы и водосодержания облаков для этих дней в 2020 году, что продемонстрировало возможные

эффекты адвекции более тёплой и влажной воздушной массы для отобранных случаев (Рисунок 4.4а). Также была проанализирована суммарная радиация МО МГУ для условий сплошной облачности (Рисунок 4.4в). При адвекции с севера наземные наблюдения, а также данные CERES показывают рост суммарной радиации на 20-40 Вт/м<sup>2</sup> в 2020 году по сравнению с предыдущими годами. По данным CERES суммарная радиация выше относительно измерений в МО МГУ (Рисунок 4.4в). Это связано с тем, что для наблюдений CERES не применялось условие сплошного облачного покрова, так как это критически отразилось бы на размере выборки.

Рассмотрим суммарную радиацию у земной поверхности по данным COSMO при различных  $N_{\text{ЯК}}$  в диапазоне 100-300 см<sup>-3</sup> с шагом 50 см<sup>-3</sup>. Из результатов численных экспериментов получено снижение водосодержания облаков на 4-6% (3-6 г/м<sup>2</sup>) при снижении  $N_{\text{ЯК}}$  на 50-100 см<sup>-3</sup>. Для оценки прямой зависимости суммарной радиации от  $N_{\text{ЯК}}$  были рассмотрены случаи сплошного облачного покрова при высоте Солнца 40°. Смоделированная суммарная радиация была осреднена в интервале водосодержания от 200 до 400 г/м<sup>2</sup>, чтобы избежать влияния за счёт изменения водосодержания на результаты. Таким образом, рассматривается явное влияние  $N_{\text{ЯК}}$  на суммарную радиацию через размер облачных капель без учёта воздействия высоты Солнца и водосодержания облаков. Можно видеть квазилинейную зависимость между суммарной радиацией и  $N_{\text{ЯК}}$  (Рисунок 4.5а) с уменьшением на 5-9 Вт/м<sup>2</sup> (9-11%) при каждом увеличении  $N_{\text{ЯК}}$  на 50 см<sup>-3</sup>.

Изменение суммарной радиации у земной поверхности приводит к изменению температуры воздуха. На рисунке 4.5б представлен суточный ход эффекта от снижения  $N_{\text{ЯК}}$  (на 50, 100, 150 и 200 см<sup>-3</sup>) на температуру воздуха на 2 м, рассчитанный относительно  $N_{\text{ЯК}}$  300 см<sup>-3</sup>. На рисунке приведены результаты, осреднённые по всей области моделирования и отобранным дням СЧЭ выборки. Максимальный температурный эффект проявляется в 14 часов местного времени за счёт максимального вклада суммарной радиации в тепловой баланс атмосферы. За исключением первых 3 часов прогноза, снижение  $N_{\text{ЯК}}$  на 50 см<sup>-3</sup> и 100 см<sup>-3</sup> приводит к росту температуры воздуха в среднем на 0,18° и 0,24°, соответственно.

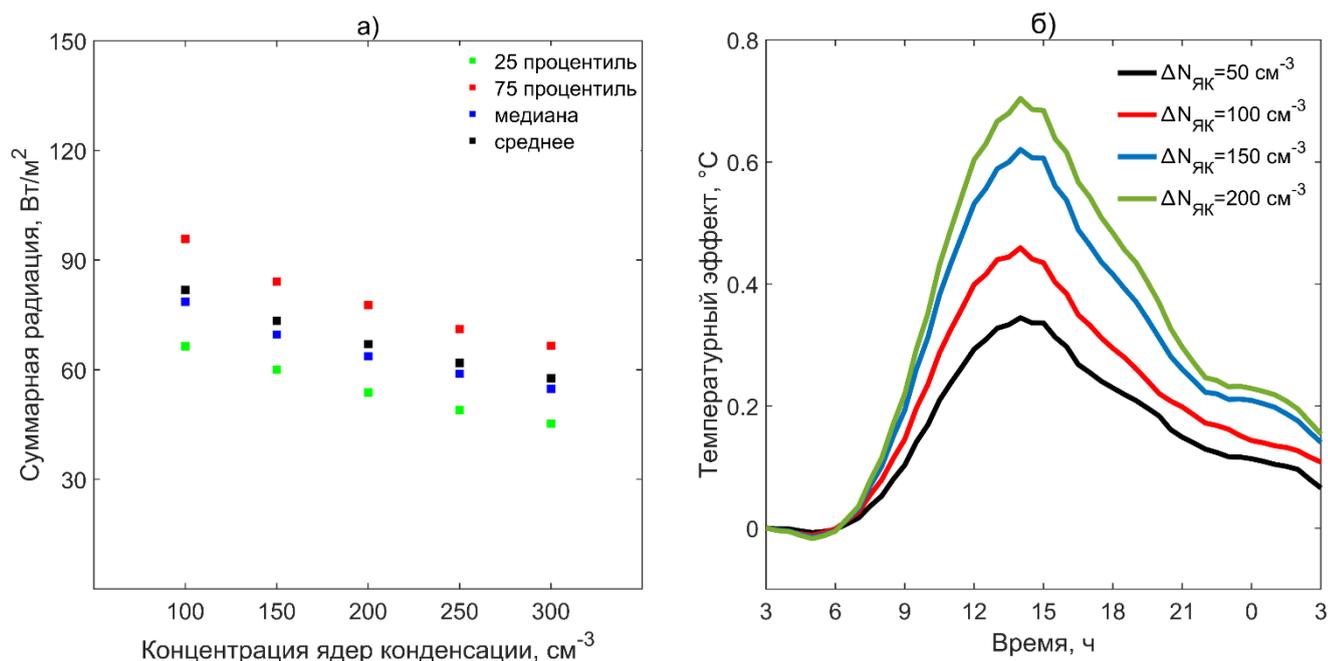


Рисунок 4.5 – Влияние счётной концентрации ядер конденсации в модели COSMO (ЧЭ №5) на: а) суммарную радиацию у земной поверхности при сплошном облачном покрове и водосодержании облаков в интервале 200-400 г/м<sup>2</sup> с высотой Солнца 40°, б) температуру воздуха на уровне 2 м (расчёты относительно  $N_{\text{як}} 300 \text{ см}^{-3}$ ); осреднение результатов по области моделирования

Схема облачно-радиационного взаимодействия CLOUDRAD воспроизводит первый непрямой эффект аэрозоля, а также связанный с этим квазилинейный рост суммарной радиации в среднем на 10% при увеличении  $N_{\text{як}}$  на каждые  $50 \text{ см}^{-3}$ . Таким образом, можно сделать вывод о полезности применения схемы CLOUDRAD в моделях численного прогноза погоды.

#### 4.1.3. Применение схемы CLOUDRAD модели COSMO в расчётах солнечной радиации для домена Центрального федерального округа

В предыдущем разделе было показано, что схема облачно-радиационного взаимодействия CLOUDRAD способна воспроизводить реальные эффекты влияния облачно-аэрозольного взаимодействия на облачные характеристики и суммарную радиацию у земной поверхности. Теперь рассмотрим, как применение схемы CLOUDRAD в прогнозе по Центральному федеральному округу способно улучшить точность прогноза суммарной радиации и температуры воздуха на 2 м относительно оперативной облачно-радиационной схемы [Шатунова и др., 2020]. При этом сначала

остановимся на результатах коротких, 3-часовых экспериментов (ЧЭ №3, Таблица 2.2). Малая заблаговременность объясняется возможностью рассмотреть изменения в прогнозе за счёт физических процессов, снизив адвективные изменения метеорологических величин. Цель экспериментов – анализ отклика модели к схеме CLOUDRAD относительно оперативной схемы, а также анализ влияния заданной в CLOUDRAD счётной концентрации ядер конденсации на суммарную радиацию у земной поверхности. Следуя работе [Segal and Khain, 2006], в CLOUDRAD были заданы следующие счётные концентрации ядер конденсации:  $100 \text{ см}^{-3}$  (морская облачность),  $400 \text{ см}^{-3}$  (промежуточная) и  $1700 \text{ см}^{-3}$  (континентальная облачность).

На рисунке 4.6 показаны профили осреднённых величин эффективного радиуса облачных капель (а) и оптической толщины капельных облаков (б) по результатам коротких экспериментов для узла МО МГУ.

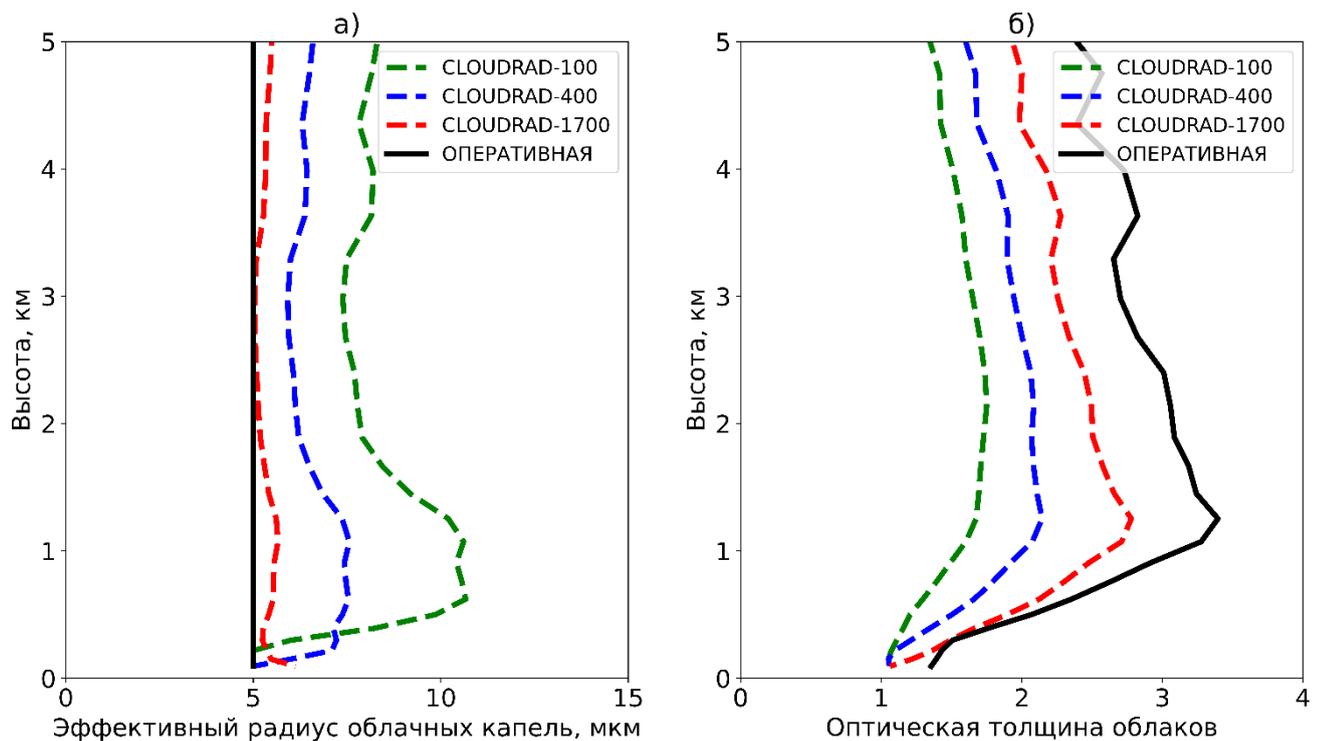


Рисунок 4.6 – Вертикальные профили среднего арифметического: (а) эффективного радиуса облачных капель и (б) оптической толщины капельных облаков по данным экспериментов модели COSMO (ЧЭ №3) с оперативной облачно-радиационной схемой и схемой CLOUDRAD при различных счётных концентрациях ядер конденсации ( $100$ ,  $400$  и  $1700 \text{ см}^{-3}$ ) для узла МО МГУ (30-минутные данные, 126 случаев)

При использовании CLOUDRAD оптическая толщина капельных облаков снижается по сравнению с оперативной схемой в среднем от 15% при  $N_{\text{ЯК}}=1700 \text{ см}^{-3}$  до 41% при  $N_{\text{ЯК}}=100 \text{ см}^{-3}$ . Это связано с учётом первого непрямого эффекта аэрозоля, из-за чего эффективный радиус облачных капель в CLOUDRAD в среднем выше их радиуса в оперативной схеме от 7% при  $N_{\text{ЯК}}=1700 \text{ см}^{-3}$  до 63% при  $N_{\text{ЯК}}=100 \text{ см}^{-3}$ .

При этом полученные в экспериментах средние значения эффективного радиуса капель при разных  $N_{\text{ЯК}}$  лежат в диапазоне от 5 до 10 мкм – диапазоне типичных значений, которые не превышают пороговый эффективный радиус осадкообразующей облачности, равный 14 мкм [Freud and Rosenfeld, 2012]. В результате, в схеме CLOUDRAD капельная облачность становится менее оптически плотной (Рисунок 4.7а).

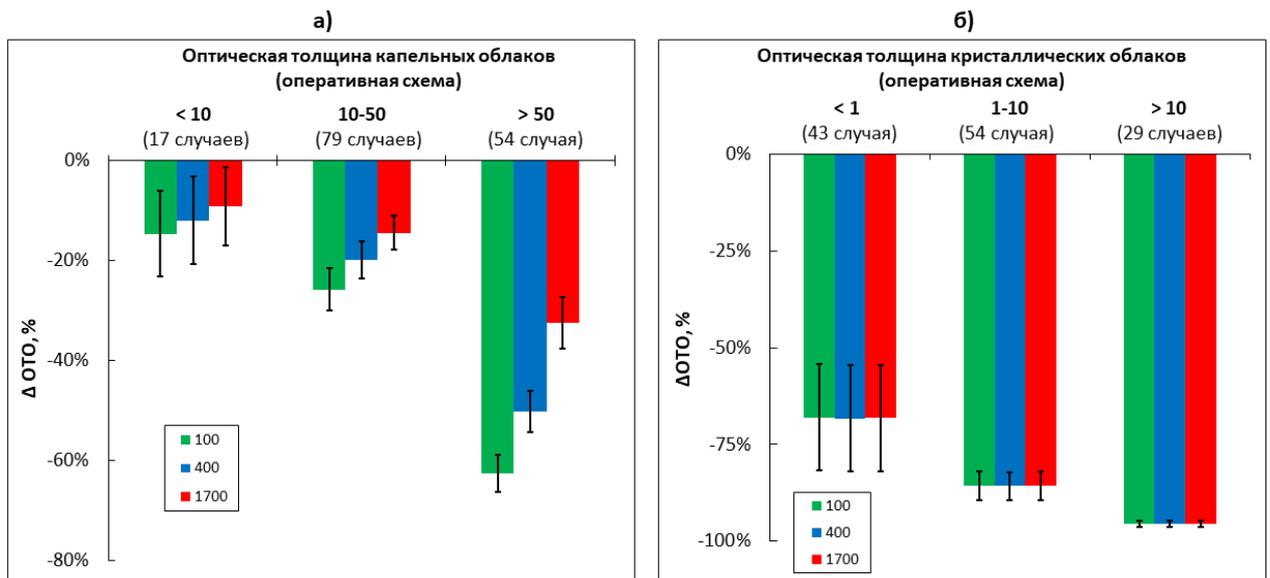


Рисунок 4.7 – Относительное изменение оптической толщины ( $\Delta\text{OTO}$ , %) капельных (а) и кристаллических (б) облаков, в схеме CLOUDRAD с разными  $N_{\text{ЯК}}$  (100, 400 и  $1700 \text{ см}^{-3}$ ) по сравнению с оперативной схемой по данным экспериментов COSMO (ЧЭ №3, 30-минутные данные, 126 случаев) для узла МО МГУ, 95% доверительные интервалы показаны линиями

Наибольший эффект схемы отмечается при оптически плотной облачности ( $\text{OTO}>50$ ), когда в среднем снижение оптической толщины капельных облаков превышает 30% даже при высокой  $N_{\text{ЯК}}=1700 \text{ см}^{-3}$ . Следует отметить, что для точки МО МГУ в схеме CLOUDRAD с  $N_{\text{ЯК}}=400 \text{ см}^{-3}$  66% случаев оптической толщины капельных облаков приходится на значения менее 25, а значения выше 100 не встречаются вовсе. В

то же время в оперативной схеме на  $OTO < 25$  приходится 47% случаев, а в 8% случаев  $OTO$  превышает 100. В случае оптически тонкой облачности ( $OTO < 10$ ) различия результатов двух схем не превышают 15%. Также следует отметить, что с ростом оптической толщины капельных облаков увеличиваются различия между результатами CLOUDRAD с разными заданными  $N_{як}$ . Использование высокого  $N_{як}$  сближает результаты CLOUDRAD и оперативной схемы, так как эффективный радиус облачных капель снижается с ростом концентрации капель и становится близок к 5 мкм.

Кристаллическая облачность в схеме CLOUDRAD также становится менее оптически плотной (Рисунок 4.76). Для точки МО МГУ оптическая толщина кристаллических облаков в CLOUDRAD в 100% случаев не превысила 2, в то время как в оперативной схеме – лишь в 48% случаев. Наблюдается снижение оптической толщины кристаллических облаков более чем на 50% даже при очень низкой  $OTO$  (менее 1). В результате при использовании CLOUDRAD суммарная радиация у земной поверхности в среднем увеличивается на  $19 \pm 6$  Вт/м<sup>2</sup> при  $N_{як} = 1700$  см<sup>-3</sup>, на  $30 \pm 7$  Вт/м<sup>2</sup> при  $N_{як} = 400$  см<sup>-3</sup>, на  $42 \pm 8$  Вт/м<sup>2</sup> при  $N_{як} = 100$  см<sup>-3</sup> по сравнению с оперативной схемой.

Рассмотрим результаты схемы CLOUDRAD относительно наблюдений (Рисунок 4.8). Положительный эффект от применения схемы прослеживается при оптически тонкой облачности, когда приходящая к земной поверхности суммарная радиация превышает 100 Вт/м<sup>2</sup>. При оптически плотной облачности водность облака является более весомым фактором, чем размер облачных капель. Оперативная схема облачно-радиационного взаимодействия в большей степени применима к оптически плотной облачности. Погрешность суммарной радиации в COSMO при моделировании с оперативной схемой составляет в среднем  $-36 \pm 14\%$ , а с CLOUDRAD –  $-19 \pm 12\%$  при  $N_{як} = 100$  см<sup>-3</sup>,  $-5 \pm 12\%$  при  $N_{як} = 400$  см<sup>-3</sup> и  $-14 \pm 13\%$  при  $N_{як} = 1700$  см<sup>-3</sup>.

Теперь рассмотрим результаты численных экспериментов с заблаговременностью 18 часов (ЧЭ №4). Для анализа привлечены результаты оперативного прогноза модели COSMO [Ривин и др., 2019] с шагом вычислительной сетки 2,2 км. На рисунке 4.9 приведены осреднённые разности суммарной радиации между CLOUDRAD и оперативной схемой для разных интервалов высот Солнца. Показаны результаты только за июнь-октябрь 2018 года, так как база данных оперативных прогнозов суммарной радиации за апрель и май 2018 года была частично утеряна по техническим причинам.

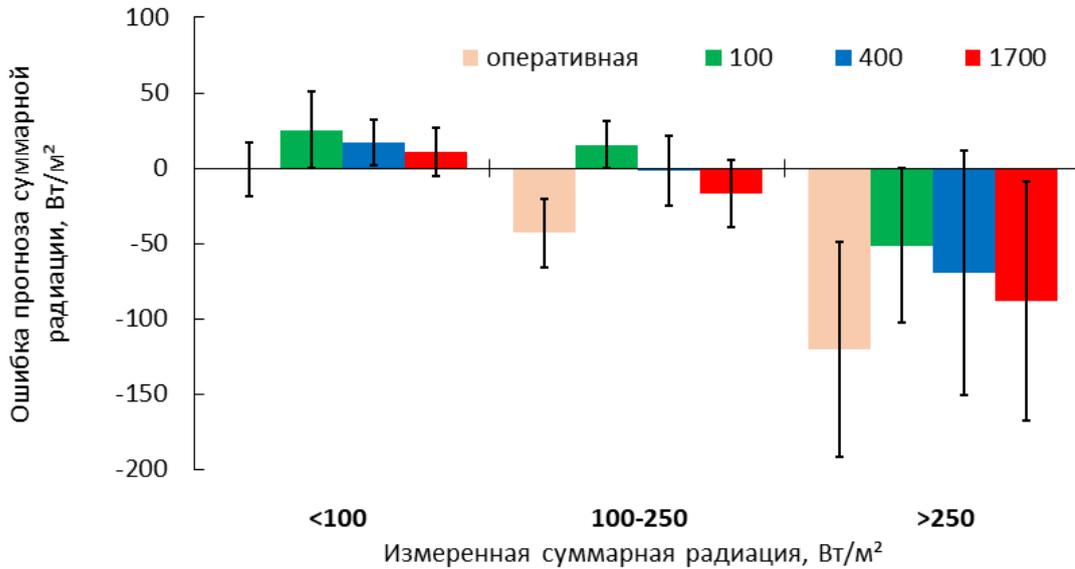


Рисунок 4.8 – Ошибка прогноза суммарной радиации в модели COSMO (ЧЭ №3) с оперативной схемой и схемой CLOUDRAD (при  $N_{\text{ЯК}}$  100, 400 и 1700  $\text{см}^{-3}$ ) в сравнении с измерениями в МО МГУ (30-минутные данные, 126 случаев), 95% доверительные интервалы показаны линиями

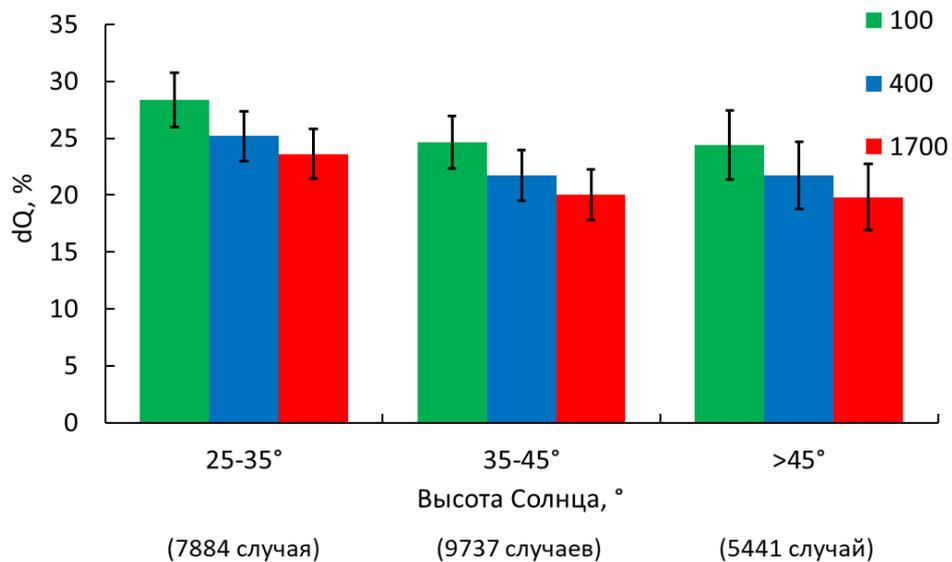


Рисунок 4.9 – Относительные различия смоделированной суммарной радиации «CLOUDRAD минус оперативная схема, нормированные на расчёты с оперативной схемой» при различных  $N_{\text{ЯК}}$  (100, 400 и 1700  $\text{см}^{-3}$ ) по результатам системы верификации ОЧКП; среднее арифметическое для разных интервалов высот Солнца с 95% доверительными интервалами; данные COSMO – по ЧЭ №4 за июнь-октябрь 2018 года

Суммарная радиация со схемой CLOUDRAD выше, чем с оперативной схемой, в среднем на  $26\pm 3\%$  при  $N_{\text{ЯК}}=100 \text{ см}^{-3}$ , на  $23\pm 2\%$  при  $N_{\text{ЯК}}=400 \text{ см}^{-3}$  и на  $21\pm 2\%$  при  $N_{\text{ЯК}}=1700 \text{ см}^{-3}$ . Важно отметить, что в оперативном прогнозе модели COSMO в 2018 году использовалась климатология оптических свойств аэрозоля [Tanre et al., 1984]. В работе [Chubarova et al., 2018b] показано, что использование подобной климатологии [Tanre et al., 1984] приводит к снижению суммарной радиации в безоблачных условиях в среднем на 7,5% относительно климатических значений [Tegen et al., 1997], которые были использованы во всех экспериментах данной работы. Для того, чтобы нивелировать эффект климатологии оптических свойств аэрозоля [Tanre et al., 1984] на результаты Рисунка 4.9, суммарная радиация оперативных прогнозов была увеличена на 7,5%.

В результате различие суммарной радиации между её значениями в экспериментах с CLOUDRAD и оперативными прогнозами остаётся значимым. Суммарная радиация, полученная от CLOUDRAD, в среднем выше оперативной на  $17\pm 1\%$  при  $N_{\text{ЯК}}=100 \text{ см}^{-3}$ , на  $14\pm 1\%$  при  $N_{\text{ЯК}}=400 \text{ см}^{-3}$  и на  $13\pm 1\%$  при  $N_{\text{ЯК}}=1700 \text{ см}^{-3}$ . Дополнительно были рассмотрены случаи суммарной радиации при сплошной облачности. При этом на рассматриваемые случаи наложено условие полного отсутствия прямой радиации по данным всех экспериментов в единый момент времени, чтобы исключить наличие оптически тонкой облачности и взаимосвязь «оптическая толщина облаков – прямая радиация». В результате выборка 30-минутных данных расчётов сократилась до 195 случаев. Для сокращённой выборки различия между схемами невелики: от  $+9\pm 3 \text{ Вт/м}^2$  при  $N_{\text{ЯК}}=100 \text{ см}^{-3}$  до  $-2\pm 3 \text{ Вт/м}^2$  при  $N_{\text{ЯК}}=1700 \text{ см}^{-3}$ . Это согласуется с результатами Рисунков 4.7-4.8, что свидетельствует о близости результатов оперативной схемы и CLOUDRAD в случае оптически плотной облачности.

Рассмотрим результирующее влияние схем облачно-радиационного взаимодействия на температуру воздуха на уровне 2 м для периода с июня по октябрь 2018 года. Согласно анализа данных модели COSMO для территории Центрального федерального округа в дневные часы, когда солнечная радиация имеет существенный вклад в тепловой баланс атмосферы, различия между схемами значимы. Средняя абсолютная ошибка оперативного прогноза температуры воздуха на 2 м в модели COSMO составляет от  $1,1^\circ\text{C}$  в 6 ч МСК до  $2,2^\circ\text{C}$  в 21 ч МСК, в то время как с CLOUDRAD ошибка снижается и составляет от  $1,1^\circ\text{C}$  в 9 ч МСК до  $1,9^\circ\text{C}$  в 21 ч МСК (Рисунок 4.10а). Таким образом, применение схемы CLOUDRAD позволяет снизить среднюю абсолютную

ошибку температуры воздуха на 2 м на 0,2-0,4°C в период с 9 до 18 ч МСК. По данным оперативного счета ошибка в первые часы прогноза (от 3 до 9 ч МСК) ниже, чем в экспериментах с CLOUDRAD, что может быть связано с работой системы усвоения данных [Ривин и др., 2019]. В ситуациях со сплошной облачностью положительный эффект выражен слабее (Рисунок 4.10б). Это логически соответствует результатам, полученным для суммарной радиации у земной поверхности в условиях сплошной облачности.

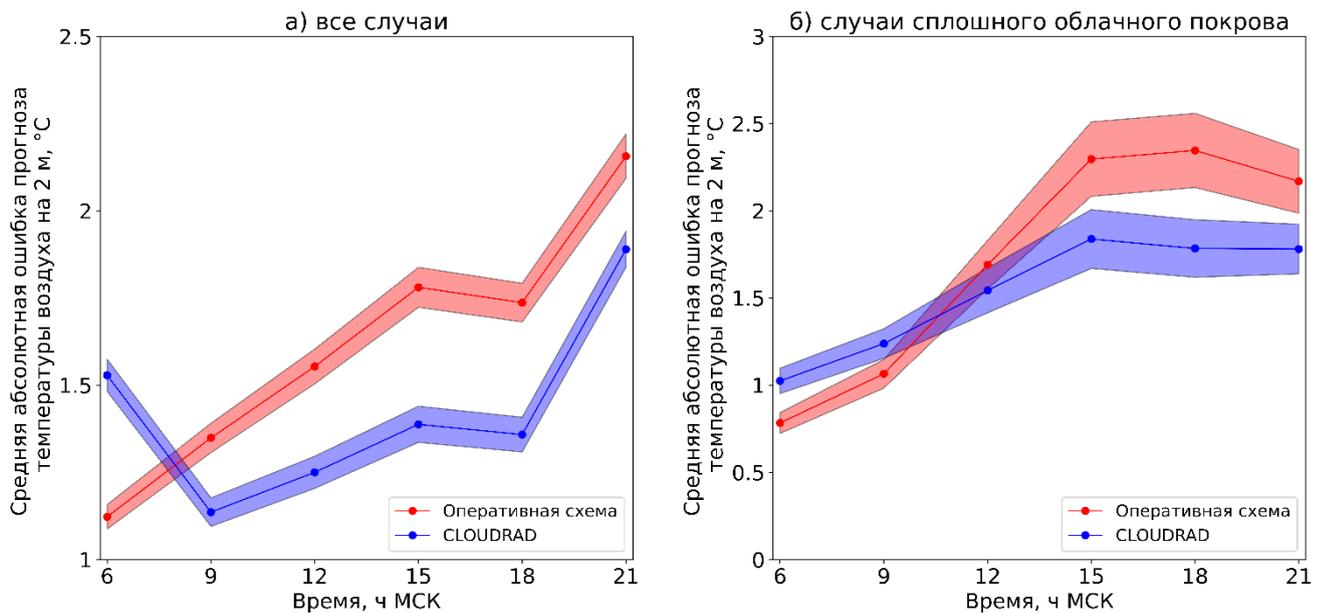


Рисунок 4.10 – Суточный ход средней абсолютной ошибки прогноза температуры воздуха на уровне 2 м в Центральном Федеральном округе по расчётам модели COSMO (ЧЭ №4, июнь-октябрь 2018 г.) с оперативной облачно-радиационной схемой (результаты оперативных прогнозов) и схемой CLOUDRAD (при  $N_{\text{ЯК}}=400 \text{ см}^{-3}$ ) для: (а) всех случаев и (б) случаев сплошного облачного покрова; верификация системы ОЧКП с использованием наблюдений на 110 гидрометеорологических станциях; 95% доверительные интервалы показаны заливкой

В таблице 4.2 приведена средняя абсолютная ошибка прогноза температуры воздуха на 2 м в COSMO, рассчитанная для интервала 9-18 ч местного времени, по данным оперативных прогнозов и численных экспериментов с CLOUDRAD с июня по октябрь 2018 года. Для всех рассматриваемых месяцев прослеживается снижение ошибки прогноза температуры воздуха с применением CLOUDRAD в среднем на 0,2-0,4°C. При сравнении ошибок прогноза температуры воздуха на 2 м в COSMO со схемой

CLOUDRAD не было обнаружено значимых различий между экспериментами с различными  $N_{\text{як}}$ . По этой причине наиболее целесообразным кажется задание  $N_{\text{як}}=400 \text{ см}^{-3}$  в схеме CLOUDRAD по двум причинам. Во-первых, ошибка прогноза суммарной радиации у земной поверхности при  $N_{\text{як}}=400 \text{ см}^{-3}$  минимальна среди всех рассмотренных концентраций ядер конденсации (Рисунок 4.8). Во-вторых, использование  $N_{\text{як}}=400 \text{ см}^{-3}$  обоснованно с физической точки зрения, так как счётная концентрация ядер конденсации порядка  $400 \text{ см}^{-3}$  близка к фоновому значению для Европейской территории России [Quaas et al., 2006; Li et al., 2018].

Таблица 4.2 – Средняя абсолютная ошибка прогноза температуры воздуха на уровне 2 м [ $^{\circ}\text{C}$ ] в Центральном Федеральном округе по расчётам модели COSMO (ЧЭ №4, июнь-октябрь 2018 г.) с оперативной облачно-радиационной схемой и схемой CLOUDRAD при  $N_{\text{як}}=400 \text{ см}^{-3}$  в период 9-18 ч местного времени; система верификации ОЧКП

Схема/месяц	6	7	8	9	10
Оперативная	1,8	1,7	1,5	1,4	1,7
CLOUDRAD	1,4	1,5	1,2	1,1	1,3
Число случаев	18616	19176	19146	18491	18048

Таким образом, применение схемы облачно-радиационного взаимодействия CLOUDRAD способствует значимому снижению средней абсолютной ошибки прогноза температуры воздуха на 2 м. Влияние схемы на температуру выражено через вклад суммарной радиации в тепловой баланс и достигается за счёт двух факторов:

1. воспроизведение в модели COSMO первого непрямого эффекта аэрозоля позволяет уменьшить оптическую толщину капельных облаков и, в целом, увеличить диапазон воспроизводимых оптических толщин в модели;
2. введение новой параметризации оптической толщины кристаллических облаков, где облачные кристаллы представлены гексагональными призмами, а не сферическими частицами, позволяет уменьшить оптическую толщину облаков.

## 4.2. Суммарная радиация в модели ICON

### 4.2.1. Схема радиационного переноса ecRad

В отличие от COSMO, в модели ICON была использована более совершенная схема радиационного переноса ecRad [Hogan and Bozzo, 2016]. Облачно-радиационное взаимодействие в ICON представлено схемами, отличными от тех, что используются в модели COSMO. Поэтому прогноз суммарной радиации в ICON рассмотрен отдельно. В облачной атмосфере суммарная радиация у земной поверхности определяется, в первую очередь, двумя характеристиками: оптической толщиной облаков и баллом облачности.

Как было показано в Главе 3, водосодержание облаков в модели ICON ниже измеренного CLOUDNET. Выполнен анализ оптической толщины облаков, суммарного лёдо- и водосодержания в модели ICON по сравнению с измерениями спектрорадиометра MODIS (Таблица 4.3) с помощью системы верификации MET (Model Evaluation Tool) [Newman et al., 2022], которая позволяет сравнивать сеточные данные.

Таблица 4.3 – Результаты анализа суммарного водо- и лёдосодержания (CWP) и оптической толщины облаков (ОТО) в модели ICON (ЧЭ №6, март-октябрь 2021 г., 32 дня) по сравнению с измерениями MODIS, выполненного с помощью системы верификации MET, область – Центральная Европа

Характеристика	Порог	Число случаев	Среднее значение		Средняя ошибка прогноза	Средняя абсолютная ошибка
			MODIS	ICON		
CWP	1 г/м <sup>2</sup>	8 642 685	168,7	116,7	-52,1	136,7
ОТО	0,1	13 429 115	17,6	13,4	-4,2	12,3

Рассматривались только пиксели с ошибкой наблюдений суммарного водо- и лёдосодержания и оптической толщины облаков не более 20% по оценкам погрешностей данных MODIS, приводимых разработчиками продукции [Platnick et al., 2016]. Из анализа также были исключены случаи с зенитным углом прибора более 50°, при которых погрешность измерений велика [Grosvenor et al., 2018].

В системе MET пороговые значения верификации были установлены равными 1 г/м<sup>2</sup> для водосодержания и 0,1 для оптической толщины облаков во избежание анализа значений ниже чувствительности спектрорадиометра [Platnick et al., 2016]. Измеренная и смоделированная оптическая толщина облаков соответствует длине волны излучения 700

нм. Функция «grid-stat» системы MET проводит верификацию только для данных на одной сетке, поэтому данные ICON и MODIS были линейно интерполированы с неструктурированных сеток на широтно-долготную сетку. Данная функция предусматривает группирование сеточных данных в пары «прогноз-наблюдение» и дальнейший расчёт непрерывных оценок [Киктев и др., 2021] на основе сформированных пар. Для 130 моментов времени (моментов измерений) сопоставлены смоделированные поля и измерения MODIS оптической толщины облаков и суммарного лёдо- и водосодержания (13429115 пикселей).

Суммарное лёдо- и водосодержание облаков в модели ICON в среднем ниже измеренного MODIS на  $52 \pm 0,1$  г/м<sup>2</sup>. В результате оптическая толщина облаков в среднем ниже измеренной на  $4,2 \pm 0,2$  (24%). Выясним, связано ли это с занижением водосодержания облаков или с неточностью самой схемы расчёта оптической толщины облаков.

Для анализа точности параметризации оптической толщины капельных облаков (ОТО<sub>кап</sub>) SOCRATES [Edwards and Slingo, 1996] в модели ICON были отобраны случаи с абсолютным значением разности водосодержания облаков менее 15% («прогноз минус измерение», 391770 пикселей) в каждой точке. Данная оценка осуществлялась уже вне системы MET. Для этих случаев медиана ОТО<sub>кап</sub> и ее межквартильный диапазон (в скобках) составляют 13,3 (12) и 13,5 (11) по данным MODIS и ICON, соответственно. Средняя ошибка смоделированного ОТО<sub>кап</sub> составляет  $+0,04 \pm 0,03$  (0,02%). Таким образом, схема SOCRATES показывает хорошее качество прогноза при успешно спрогнозированном водосодержании облаков. В данной работе не проводилось исследование параметризации оптической толщины кристаллической облачности. Это связано с тем, что оптическую толщину кристаллических облаков по данным MODIS можно восстановить только в отсутствие капельной фазы облачности. В отобранных случаях оптически плотной облачности только кристаллическая фаза облаков наблюдалась нечасто или перемежалась случаями облаков смешанной фазы.

По сравнению с ОТО, анализ балла облаков с использованием наблюдений является более сложной задачей по ряду причин. Во-первых, визуальные и инструментальные измерения балла облачности сопряжены с большими погрешностями, чем многие другие характеристики облаков [Utrillas et al., 2022]. Во-вторых, стандартные подходы верификации метеорологических полей не применимы для балла облаков

[Morcrette et al., 2012]. Однако аналогом балла облачности может служить доля прямой радиации в суммарной радиации на горизонтальную поверхность ( $R$ ). При часовом осреднении данных измерений и численных экспериментов,  $R$  отражает пространственную неоднородность облачности [Мулламма и др., 1972]. Рассмотрим суммарную радиацию в облачных условиях при высоте Солнца более  $15^\circ$ . Оценки, выполненные по данным МО Линденберга сети BSRN, показали, что смоделированная ICON среднечасовая суммарная радиация выше измеренной в среднем на  $46 \pm 15$  Вт/м<sup>2</sup> (18%), а  $R$  выше измеренного на  $0,13 \pm 0,02$  (51%) [Shuvalova et al., 2023].

На рисунке 4.11 представлена суммарная радиация ( $Q$ ), водосодержание облаков (LWP) и  $R$ , осреднённые в различных интервалах значений измеренного  $R$  (Рисунок 4.11а), измеренного и смоделированного  $R$  (Рисунок 4.11б). Дополнительно на рисунок добавлены балл облачности нижнего яруса (CLCL, пунктирные линии) и общий балл облачности (CLCT, крестики). Смоделированные значения  $R$  выше наблюдаемых (Рисунок 4.11а). При сплошной облачности, когда измеренная  $R$  равна нулю, смоделированная  $R$  в среднем составляет  $0,2 \pm 0,04$ . В результате суммарная радиация в ICON выше измеренной. Измеренная  $R$  от интервала к интервалу (горизонтальная ось) увеличивается намного быстрее смоделированной. Ожидаемо, что при отборе случаев на основе измеренного и смоделированного  $R$  различия между смоделированной и измеренной суммарной радиацией снижаются (Рисунок 4.11б). При этом смоделированное водосодержание облаков остаётся ниже наблюдений CLOUDNET для всех интервалов  $R$ . Таким образом, повышение точности прогноза доли прямой радиации в суммарной радиации способствует снижению ошибки прогноза суммарной радиации даже при занижении водосодержания облаков. Влияние занижения водосодержания облаков на суммарную радиацию выражено слабее, чем влияние  $R$ . Это связано с нелинейной связью суммарной радиации к оптической толщине облаков, так называемым "эффектом накопления" [Тарасова и Чубарова, 1994].

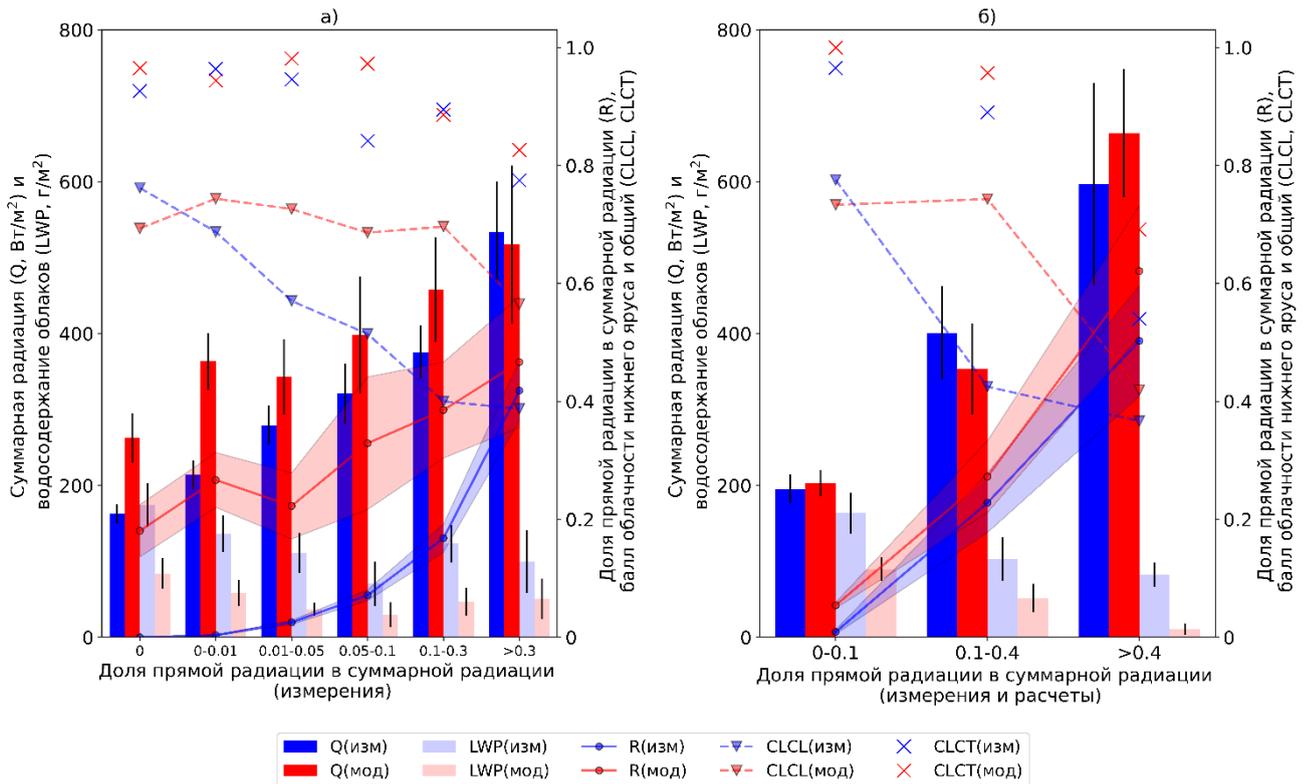


Рисунок 4.11 – Суммарная радиация у земной поверхности ( $Q$ ), водосодержание облаков ( $LWP$ ), балл облачности нижнего яруса ( $CLCL$ ), общий балл облачности ( $CLCT$ ) и доля прямой радиации в суммарной радиации ( $R$ ) по данным измерений (изм) и численных экспериментов (мод) в зависимости от: (а) значений измеренной  $R$  (214 случаев), (б) измеренной и смоделированной  $R$  (84 случая); данные ICON (ЧЭ №6, март-октябрь 2021 г., 32 дня) и измерений в Линденберге при высоте Солнца более  $25^\circ$ ; 95% доверительные интервалы представлены заливкой для  $R$  и линиями для других переменных

Общий балл облачности по данным ICON в целом соответствует наблюдениям, в то время как балл облачности нижнего яруса ( $CLCL$ ) выше измеренного. Коэффициенты линейной корреляции  $CLCL$  и  $Q$  составляют  $-0,26$  и  $-0,23$  согласно наблюдениям и результатам численных экспериментов соответственно, в то время как коэффициенты корреляции между  $R$  и  $Q$  составляют  $0,78$  и  $0,86$ .

Важно отметить, что ошибка прогноза доли прямой радиации в суммарной радиации носит комплексный характер. Во-первых, прямая радиация в схеме  $esRad$  зависит от распределения балла облаков с высотой. Балл облаков рассчитывается в модели диагностически (см. Раздел 2.1.3) на основе лёдности, водности облаков и

абсолютной влажности воздуха. При этом абсолютная влажность рассчитывается с достаточной точностью (см. Раздел 3.3), что возвращает нас к проблеме занижения водосодержания облаков.

Во-вторых, доля прямой радиации в суммарной радиации зависит от применяемой схемы облачного перекрытия. В экспериментах использована экспоненциально-случайная схема, которая, согласно [Hogan and Illingworth, 2000], отличается наилучшим качеством прогноза из всех схем *ecRad*. Однако в различных исследованиях [Hill P., 2012] показано, что параметр корреляции экспоненциально-случайной схемы (Уравнение 1.37) зависит от многих факторов (широта места, профиль балла облаков, горизонтальное и вертикальное разрешения модели и т.д.), что отражается на неопределённости параметра.

В-третьих, ошибки могут возникать за счёт самой схемы *ecRad*. Применяемое в схеме двухпотокное приближение радиационного переноса упрощает перенос солнечной радиации в облачной среде относительно реальных условий. Однако, учитывая применение схемы *McICA* к каждому из 30 спектральных интервалов в отдельности, а также шаг вычислительной сетки модели *ICON* (1,1 км) и частоту вызова радиационной схемы *ICON* в эксперименте (каждые 10 минут), можно сделать вывод о том, что схема *McICA* нацелена на нивелирование недостатков двухпотокного приближения.

Важно также отметить, как полученные закономерности моделирования облачных характеристик и суммарной радиации в *ICON* отражаются на прогнозе температуры воздуха на 2 м при конфигурации модели *ICON* со схемой радиационного переноса *ecRad* и методом *McICA* для облачных условий. На рисунке 4.12 приведена средняя арифметическая ошибка прогноза температуры воздуха на 2 м на основе данных наблюдений на 522 гидрометеорологических станциях Центральной Европы. В первые часы прогноза наблюдается занижение температуры до  $0,49^{\circ}\text{C}$ , что связано как со «spin-up» периодом (период «раскрутки»), так и с проведением численных экспериментов без системы усвоения данных. В часы, когда солнечная радиация вносит значимый вклад в тепловой баланс атмосферы, ошибка прогноза невелика и составляет от  $-0,08^{\circ}\text{C}$  до  $0,07^{\circ}\text{C}$ . В ночные часы температуры воздуха в среднем выше измеренной до  $0,53^{\circ}\text{C}$  в первые сутки и до  $0,74^{\circ}\text{C}$  на заблаговременности 36 ч. Температура воздуха – комплексная величина, так как она является результатом совместной работы всех физических схем модели ЧПП. На основании полученных результатов можно сделать вывод о том, что имеющаяся ошибка прогноза солнечной радиации у земной поверхности компенсируется

ошибками других процессов в модели.

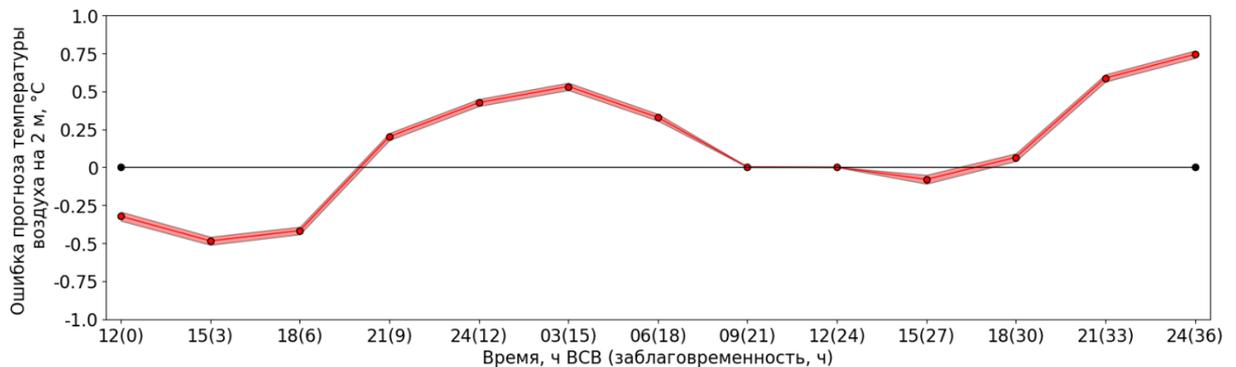


Рисунок 4.12 – Средняя арифметическая ошибка прогноза температуры воздуха на уровне 2 м в модели ICON по данным ЧЭ №6 (март-октябрь 2021 г., 32 дня) по сравнению с 522 гидрометеорологическими станциями Центральной Европы; 95% доверительные интервалы показаны заливкой

#### 4.2.2. Эффекты облачно-аerosольного взаимодействия в модели ICON

В данном разделе рассмотрим, как изменения настроек схемы нуклеации облачных капель модели ICON отражаются на оптической толщине облаков и суммарной радиации у земной поверхности. Изменения в настройках схемы Сигала-Хаина касались:

- увеличения счётной концентрации ядер конденсации от  $250 \text{ см}^{-3}$  до  $1700 \text{ см}^{-3}$  (ЧЭ №7) [Shuvalova et al., 2023];
- внедрения параметризации подсеточной вертикальной скорости (ЧЭ №8) при счётной концентрации ядер конденсации  $250 \text{ см}^{-3}$ .

В Главе 3 показано, что увеличение счётной концентрации ядер конденсации в модели от  $250 \text{ см}^{-3}$  до  $1700 \text{ см}^{-3}$  (ЧЭ №7, Таблица 2.2) привело к росту водосодержания облаков. На Рисунке 4.13а приведены гистограммы водосодержания по данным модели с  $250 \text{ см}^{-3}$  и  $1700 \text{ см}^{-3}$  для области моделирования. При водосодержании облаков выше  $10 \text{ г/м}^2$  для случая 19 сентября 2021 года водосодержание увеличилось в среднем на 40%. В результате капельные облака стали более оптически плотными. На Рисунке 4.13б показаны случаи с оптической толщиной облаков более 5. Однако, принимая во внимание подсеточную облачность (см. Раздел 1.2.1, Главу 2), влияние ядер конденсации на оптическую толщину облаков менее выражено. Оптическая толщина капельных облаков увеличилась в среднем на 1 (8%). Суммарная радиация в условиях сплошной облачности

при высоте Солнца от  $25^\circ$  и оптической толщине капельных облаков более 5 снизилась в среднем на  $9 \text{ Вт/м}^2$  (12%) при росте  $N_{\text{ЯК}}$  от  $250 \text{ см}^{-3}$  до  $1700 \text{ см}^{-3}$ .

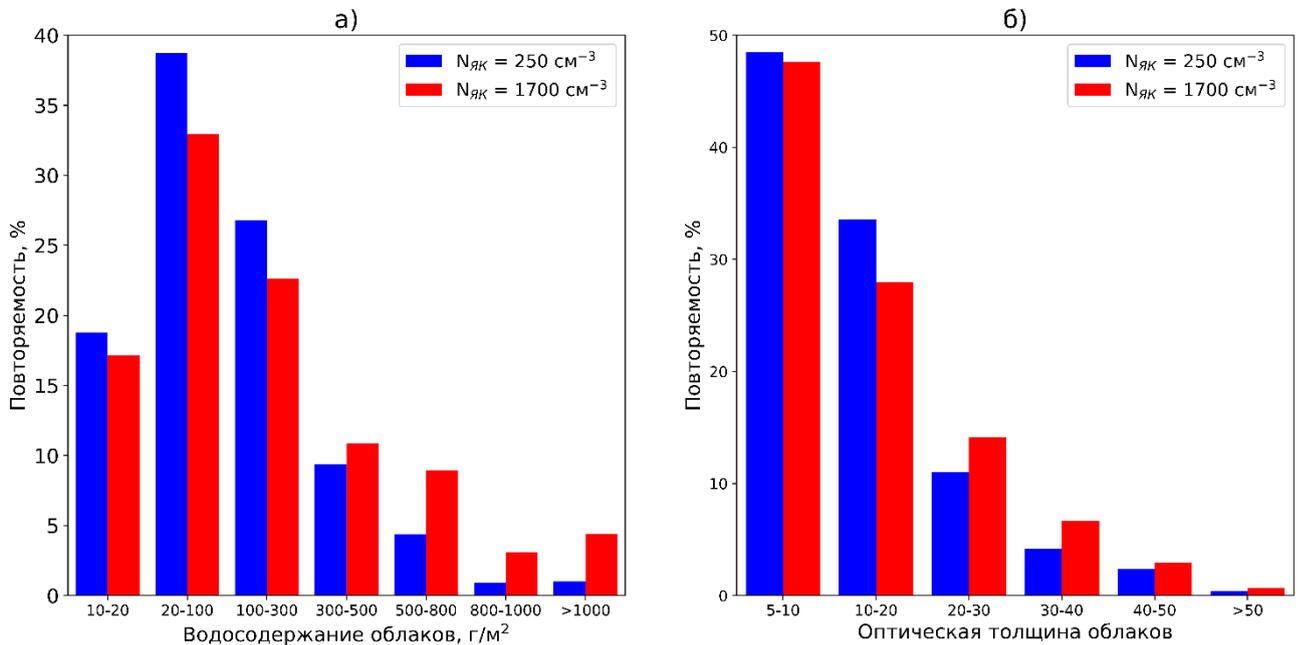


Рисунок 4.13 – Эффекты увеличения счётной концентрации ядер конденсации на примере 19 сентября 2021 года по результатам ЧЭ №7 модели ICON для всей области моделирования: а) гистограммы водосодержания облаков при  $N_{\text{ЯК}} 250 \text{ см}^{-3}$  и  $1700 \text{ см}^{-3}$ ; б) гистограммы оптической толщины облаков при  $N_{\text{ЯК}} 250 \text{ см}^{-3}$  и  $1700 \text{ см}^{-3}$ ; область – Центральная Европа

Другое изменение в схеме нуклеации облачных капель – внедрение параметризации вертикальной скорости, привело к росту водосодержания облаков на 20%. Подробно эффект параметризации на характеристики микрофизической схемы рассмотрен в Разделе 3.8. На рисунке 4.14 представлены гистограммы водосодержания (а) и оптической толщины облаков (б) по результатам численных экспериментов без параметризации и с параметризацией. Рисунок выполнен аналогично Рисунку 4.13. С ростом водосодержания наблюдается рост оптической толщины облаков в среднем на 1 (6%). Суммарная радиация при высоте Солнца от  $25^\circ$  и в условиях сплошной облачности снижается в среднем на  $5 \text{ Вт/м}^2$  (4%).

Следует отметить, что влияние увеличения  $N_{\text{ЯК}}$  на суммарную радиацию выражен сильнее, чем эффект от параметризации вертикальной скорости. Это связано с тем, что выбранная  $N_{\text{ЯК}}$  для численных экспериментов ( $1700 \text{ см}^{-3}$ ) очень высока и соответствует

загрязнённой облачности, а значит, потенциально возможен наиболее интенсивный рост счётной концентрации облачных капель.

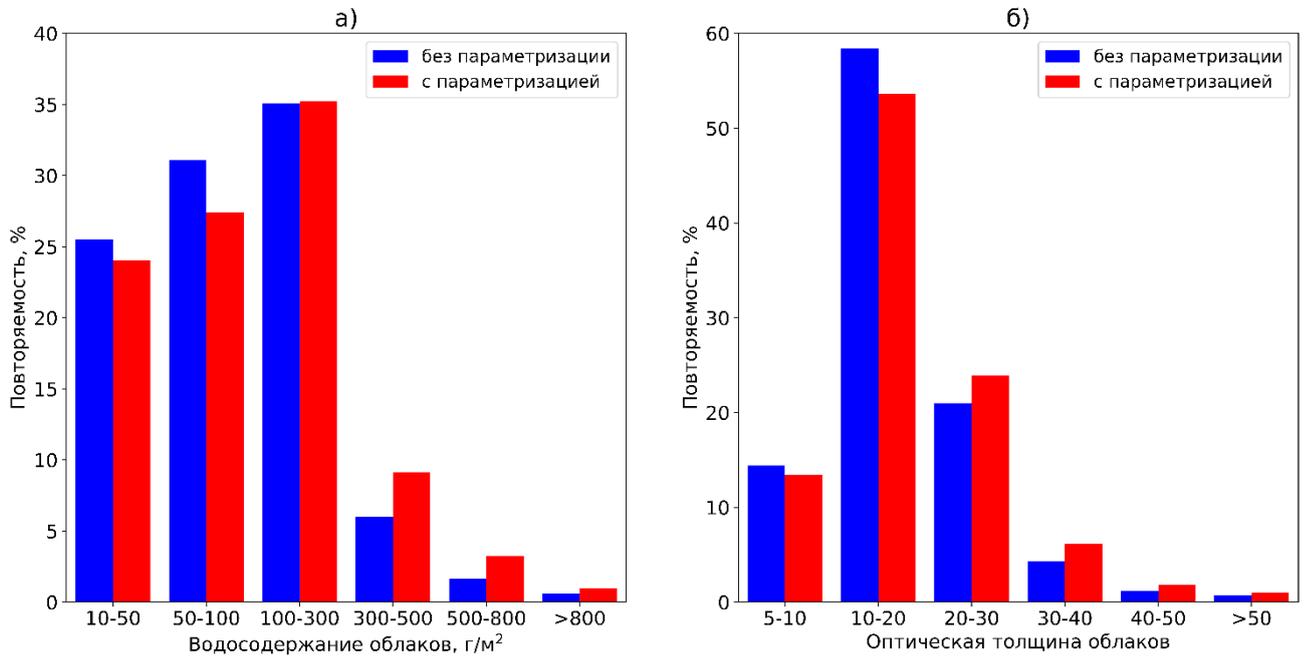


Рисунок 4.14 – Эффекты от внедрения параметризации вертикальной скорости – результаты без параметризации (синим цветом) и с параметризацией (красным цветом) по результатам ЧЭ №8 (март-октябрь 2021 г., 10 дней, заблаговременность – до 72 ч) в модели ICON для всей области моделирования: (а) гистограммы водосодержания облаков; б) гистограммы оптической толщины облаков; область – Центральная Европа

Эффекты увеличения счётной концентрации ядер конденсации на примере 19 сентября 2021 года по результатам ЧЭ №7 модели ICON для всей области моделирования: а) гистограммы водосодержания облаков при  $N_{\text{як}} 250 \text{ см}^{-3}$  и  $1700 \text{ см}^{-3}$ ; б) гистограммы оптической толщины облаков при  $N_{\text{як}} 250 \text{ см}^{-3}$  и  $1700 \text{ см}^{-3}$ ; область – Центральная Европа

### 4.3. Выводы по Главе 4

- В модели COSMO в облачных условиях суммарная радиация у земной поверхности значительно ниже измеренной суммарной радиации. Показано, что это связано, в том числе, с погрешностями параметризаций оптической толщины капельных и кристаллических облаков в оперативной облачно-радиационной схеме модели.
- На примере весны 2020 года в Москве показано, что модель COSMO со

схемой облачно-радиационного взаимодействия CLOUDRAD воспроизводит первый непрямой эффект аэрозоля по сравнению с данными спутниковых и наземных наблюдений. В COSMO снижение счётной концентрации ядер конденсации на каждые  $50 \text{ см}^{-3}$  приводит к увеличению суммарной радиации у земной поверхности в среднем на 10% в условиях сплошной облачности и при водосодержании 200-400 г/м<sup>2</sup>.

- Применение схемы облачно-радиационного взаимодействия CLOUDRAD позволяет уменьшить оптическую плотность облаков в модели COSMO и, тем самым, увеличить суммарную радиацию у земной поверхности. В результате средняя абсолютная ошибка прогноза температуры воздуха на уровне 2 м в Центральном федеральном округе снижается на 0,2-0,4°C в период с 9 до 18 ч местного времени. Использование схемы CLOUDRAD над Европейской территорией России наиболее целесообразно со счётной концентрацией ядер конденсации  $400 \text{ см}^{-3}$ .

- Схема CLOUDRAD является удобным инструментом для учёта процессов облачно-аэрозольного взаимодействия и может быть использована в радиационных схемах моделей численного прогноза погоды.

- Суммарная радиация в модели ICON выше наблюдаемой на станции Линденберг сети BSRN, что связано с низкой оптической толщиной облаков и завышением смоделированной доли прямой радиации в суммарной радиации.

- При внедрении параметризации вертикальной скорости рост счётной концентрации облачных капель в модели приводит к увеличению оптической толщины облаков в среднем на 6% и снижению суммарной радиации в условиях сплошной облачности на 4%.

- Параметризация оптической толщины капельных облаков SOCRATES модели ICON показывает хорошее качество прогноза при сравнении с наблюдениями MODIS.

## Заключение

В ходе диссертационной работы были исследованы облачные характеристики и облачно-аэрозольное взаимодействие в системе краткосрочного численного прогноза погоды COSMO-Ru на основе негидростатических конечно-разностных моделей COSMO и ICON. Были получены следующие основные результаты:

1. Обнаружено, что водосодержание облаков в моделях COSMO и ICON ниже по сравнению с наземными и спутниковыми наблюдениями при использовании как одномоментной, так и двухмоментной микрофизических схем. В двухмоментной схеме занижение водосодержания связано, в том числе, с низкой интенсивностью нуклеации облачных капель из-за применения прогностической вертикальной скорости в схеме нуклеации капель. Внедрение в схему нуклеации облачных капель параметризации вертикальной скорости, основанной на характеристическом подходе, привело к росту счётной концентрации облачных капель в среднем на 49% и водосодержания облаков на 20%.

2. Параметризация оптической толщины облаков SOCRATES модели ICON показывает хорошее качество прогноза по сравнению со спутниковыми измерениями MODIS. Средняя ошибка смоделированной оптической толщины капельных облаков составляет менее 1%.

3. Суммарная радиация в модели ICON в среднем выше измеренной на сети BSRN, что связано как с ошибкой прогноза водосодержания облаков, так и с высокой долей прогнозируемой прямой радиации в суммарной радиации. При включении параметризации вертикальной скорости в микрофизическую схему модели ICON в условиях сплошной облачности суммарная радиация снижается в среднем на  $5 \text{ Вт/м}^2$  (4%) при высоте Солнца от  $25^\circ$ .

4. В схеме радиационного переноса модели COSMO с оперативной схемой облачно-радиационного взаимодействия наблюдается занижение суммарной радиации на фоне низкого водосодержания облаков в модели по сравнению с данными измерений. Применение схемы, способной воспроизводить облачно-аэрозольные связи, способствует росту прогнозируемой суммарной радиации у земной поверхности в условиях сплошной облачности в среднем от 13% до 17% при уменьшении счётной концентрации ядер конденсации от  $1700$  до  $100 \text{ см}^{-3}$ . В результате в тёплый период года средняя абсолютная

ошибка прогноза температуры воздуха на 2 м снижается в среднем на 0,2-0,4°C в период 9-18 ч местного времени. Над территорией Центрального федерального округа в схеме радиационного переноса модели COSMO оптимально задавать счётную концентрацию ядер конденсации  $400 \text{ см}^{-3}$ .

5. На примере весенних периодов 2018-2020 гг. изучен первый не прямой эффект аэрозоля в Москве. Показано, что счётная концентрация облачных капель над городом в весенний период составляет около 200-300  $\text{см}^{-3}$ . В период локдауна в 2020 году в квазиоднородных метеорологических условиях адвекции воздуха с севера обнаружено снижение концентрации облачных капель на 14-16% (40-50  $\text{см}^{-3}$ ) по сравнению с теми же условиями в 2018-2019 годах. Это привело к росту эффективного радиуса облачных капель в среднем на 8% и уменьшению оптической толщины облаков в среднем на 5%. В модели COSMO суммарная радиация у земной поверхности увеличивается на 10% при снижении счётной концентрации облачных капель на каждые 50  $\text{см}^{-3}$  в условиях сплошной облачности при высоте Солнца  $40^\circ$  и водосодержании облаков от 200 до 400  $\text{г/м}^2$ .

### Список сокращений

ЕЦСПП	Европейский центр среднесрочных прогнозов погоды
МО МГУ	Метеорологическая обсерватория Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова [Сайт МО МГУ]
НГО	Нижняя Граница Облачности
ОТО	Оптическая толщина облаков
ССА	Случаи адвекции воздушных масс с севера
СЧЭ	Случаи для численных экспериментов
ЦФО	Центральный федеральный округ
ЧПП	Численный прогноз погоды
ЧЭ	Численные эксперименты
ЯК	Ядра конденсации
ЯКР	Ядра кристаллизации
BSRN	Baseline Surface Radiation Network, название наземной сети регулярных высокоточных измерений радиационных потоков у земной поверхности [сайт BSRN]
CERES	Clouds and the Earth's Radiant Energy System, система измерений радиационных потоков на базе спутников Terra и Aqua
CLOUDNET	CLOUD NETwork, название наземной сети регулярных измерений физических характеристик облачности [Illingworth et al., 2007]
CLOUDRAD	Название схемы расчёта оптической толщины облаков в модели COSMO, схема учитывает облачно-аэрозольные процессы [Muskatel et al., 2021]
COSMO	Consortium of Small-scale Modelling, название негидростатической конечно-разностной модели атмосферы [Doms et al., 2021]
COSMO-Ru	Система краткосрочного прогноза погоды на основе негидростатических моделей атмосферы COSMO и ICON, реализованная в Российской Федерации в Гидрометеорологическом научно-исследовательском центре РФ [Ривин и др., 2019]

EMEP	European Monitoring and Evaluation Programme, название базы данных выбросов загрязняющих веществ в атмосферу в Европе [Сайт EMEP]
HYSPLIT	Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory model, название модели по расчёту траекторий переноса атмосферных частиц [Сайт HYSPLIT]
ICON	Название негидростатической конечно-разностной модели атмосферы (ICOsahedral Nonhydrostatic) [Prill et al., 2023]
LWP	Водосодержание облаков [ $\text{г}/\text{м}^2$ ]
MET	Model Evaluation Tool, название системы для верификации результатов ЧПП [Newman et al., 2022]
MODIS	MODerate resolution Imaging Spectroradiometer, название спектрорадиометра, базирующегося на спутниках Terra и Aqua [Сайт MODIS]
$N_{\text{ок}}$	Счётная концентрация облачных капель [ $\text{см}^{-3}$ ]
$N_{\text{як}}$	Счётная концентрация ядер конденсации [ $\text{см}^{-3}$ ]
$R_{\text{эфф}}$	Эффективный радиус облачных капель [мкм]
TNO MACC II	Nederlandse Organisatie voor Toegepast Natuurwetenschappelijk Onderzoek - Monitoring Atmospheric Composition and Climate Interim Implementation, название базы данных выбросов загрязняющих веществ в атмосферу [Сайт TNO]
WVP	Влагосодержание атмосферы [ $\text{кг}/\text{м}^2$ ]

## Словарь терминов

**Абсолютная влажность атмосферы:** массовая концентрация водяного пара в единице объёма воздуха [ $\text{кг}/\text{м}^3$ ].

**Влагосодержание атмосферы:** содержание водяного пара в атмосферном столбе [ $\text{кг}/\text{м}^2$ ].

**Водность облаков:** массовая концентрация облачных капель в единице объёма воздуха [ $\text{г}/\text{м}^3$ ].

**Водосодержание облаков:** содержание облачных капель в атмосферном столбе ( $\text{г}/\text{м}^2$ ).

**Прогностическая величина:** сеточная переменная (grid-scale) в модели численного прогноза погоды, то есть величина, рассчитываемая согласно уравнению Навье-Стокса [Белов и др., 1989].

**Лёдность облаков:** массовая концентрация облачных кристаллов в единице объёма воздуха [ $\text{г}/\text{м}^3$ ].

**Лёдосодержание облаков:** содержание облачных кристаллов в атмосферном столбе [ $\text{г}/\text{м}^2$ ].

**Оптическая толщина облаков:** интенсивность ослабления радиационного потока облачными каплями и кристаллами в атмосферном столбе [безразмерная].

**Подсеточная величина:** диагностическая переменная (subgrid-scale) в модели численного прогноза погоды, то есть величина, рассчитываемая на основе параметризаций [Белов и др., 1989].

**Прямая радиация:** радиация, приходящая к земной поверхности непосредственно от диска Солнца.

**Суммарная радиация:** приходящая к земной поверхности солнечная радиация, являющаяся суммой прямой и рассеянной радиации.

**Эффективный радиус:** средневзвешенное значение распределения облачных капель по размерам. Впервые определено в [Hansen and Travis, 1974].

**Ядра конденсации:** атмосферный аэрозоль размером от 0,1 до 10 мкм, на котором возможна конденсация водяного пара при низком пересыщении воздуха.

**Ядра кристаллизации:** атмосферный аэрозоль, на котором возможна сублимация водяного пара при низком пересыщении воздуха.

**Список используемых источников и литературы**

1. Астафуров, В.Г. Статистическая модель текстуры изображений облачного покрова по спутниковым данным / В.Г. Астафуров, К.В. Курьянович, А.В. Скороходов // Метеорология и гидрология. – 2017. – №.4. – С.53-66.
2. Белов, П.Н. Численные методы прогноза погоды: Учебное пособие / П.Н. Белов, Е.П. Борисенков, Б.Д. Панин. – Ленинград: Гидрометеиздат, 1989. – 376 с.
3. Будыко, М.И. Тепловой баланс земной поверхности / М.И. Будыко. – Ленинград: Гидрометеорологическое издательство, 1956. – 256 с.
4. Васильев, А.В. Численные методы теории переноса излучения: Учебно-методическое пособие / А.В. Васильев, В.П. Огибалов, Ю.М. Тимофеев. – Санкт-Петербург: «НИЦ АРТ», 2017. – 305 с.
5. Володин, Е.М. Равновесная чувствительность модели климата к увеличению концентрации CO<sub>2</sub> в атмосфере при различных методах учета облачности / Е.М. Володин // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2021. – Т.57. – №.2. – С.139-145.
6. Володин, Е.М. Аэрозольный блок в климатической модели ИВМ РАН / Е.М. Володин, С.В. Кострыкин // Метеорология и гидрология. – 2016. – №.8. – С.5-17.
7. Гинзбург, А.С. Влияние ограничений, обусловленных COVID-19, на качество воздуха в Москве / А.С. Гинзбург и др. // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. – 2020. – Т.495. – №.1. – С.74-79.
8. Гордов, Е.П. Вычислительно-информационные технологии мониторинга и моделирования климатических изменений и их последствий / Е.П. Гордов, В.Н. Лыкосов, В.Н. Крупчатников, И.Г. Окладников, А.Г. Титов, М.Г. Шульгина // ИФ «Наука», Новосибирск. – 2013. – 199 с.
9. Губанова, Д.П. Временные вариации состава атмосферного аэрозоля в Москве весной 2020 года / Д.П. Губанова, А.А. Виноградова, М.А. Иорданский, А.И. Скороход // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2021. – Т.57. – №.3. – С.334-348.
10. Довгалюк, Ю.А. Применение полуторамерной модели для решения фундаментальных и прикладных задач физики облаков / Ю.А. Довгалюк, Н.Е. Веремей, А.А. Синькевич. – Санкт-Петербург: ФГБУ «Главная геофизическая обсерватория им. А.И. Воейкова», 2013. – 218 с.
11. Довгалюк, Ю.А. Концепция разработки трехмерной модели осадкообразующего конвективного облака. II. Микрофизический блок модели / Ю.А. Довгалюк и др. // Труды

ГГО. – 2010. – Т.562. – С.7-39.

12. Журавлева, Т.Б. Влияние 3D-эффектов облаков на пространственно-угловые характеристики поля отраженной солнечной радиации / Т.Б. Журавлева, И.М. Насртдинов, Т.В. Русскова // Оптика атмосферы и океана. – 2016. – Т.29. – №.9. – С.758-766.
13. Ивлев, Л.С. Физика атмосферных аэрозольных систем / Л.С.Ивлев, Ю.А. Довгалюк. – Санкт-Петербург: НИИХ СПбГУ, 1999. – 194 с.
14. Калинин, Н.А. Мониторинг, моделирование и прогноз состояния атмосферы в умеренных широтах / Н.А. Калинин. – Пермь: ПГНИУ, 2015. – 308 с.
15. Калинин, Н.А. Анализ результатов численного прогноза ливневых осадков по модели WRF с применением различных параметризаций конвекции (на примере территории Пермского края) / Н.А. Калинин, А.Н. Шихов, А.В. Быков, А.В. Тарасов // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. – 2019. – №.3. – Т.373. – С.43-59.
16. Киктев, Д.Б. Методические рекомендации по верификации метеорологических прогнозов / Д.Б. Киктев, А.В. Муравьев, А.Ю. Бундель. – Москва: АМА ПРЕСС, 2021. – 94 с.
17. Кислов, А.В. Климатология. Учебник / А.В. Кислов. – Москва: ИЦ «Академия», 2011. – 224 с.
18. Кузнецова, И.Н. Неблагоприятные для качества воздуха метеорологические факторы / И.Н. Кузнецова и др. // Труды Гидрометцентра России. – 2014. – Т.351. – С.154.
19. Кульбачевский, А.О. О состоянии окружающей среды в городе Москве в 2020 году / А.О. Кульбачевский и др. – Москва, 2021. – 330 с.
20. Мулламма, Ю.-А. Р. Стохастическая структура полей облачности и радиации / Ю.-А.Р. Мулламма, М.А. Сулев, В.К. Пылдмаа, и др // Исследования по физике атмосферы, АН ЭССР Ин-т физики и астрономии. – 1972. – №.18. – 281 с.
21. Ривин, Г.С. Система краткосрочного численного прогноза высокой детализации COSMO-Ru, ее развитие и приложения / Г.С.Ривин и др. // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. – 2019. – Т.374. – №.4. – С.37-53.
22. Ривин, Г.С. Система COSMO-Ru негидростатического мезомасштабного краткосрочного прогноза погоды Гидрометцентра России: второй этап реализации и развития / Г.С.Ривин и др. // Метеорология и гидрология. – 2015. – №.6. – С.58-70.
23. Розинкина, И.А. Конфигурация COSMO-Ru2Vu модели COSMO: успешность и

методология оценки численных прогнозов  $\beta$ - и  $\gamma$ -мезомасштабных атмосферных процессов / И.А. Розинкина и др. // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. – 2023. – Т.388. – №.2. – С.6-34.

24. Тарасова, Т.А. Определение оптической толщины сплошной облачности среднего и нижнего ярусов по измерениям потоков излучения в трех интервалах солнечного спектра на поверхности Земли при отсутствии снежного покрова / Т.А. Тарасова, Н.Е. Чубарова // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 1994. – Т.30. – №.2. – С.267-271.

25. Терпугова, С.А. Соотношения между оптическими и микрофизическими параметрами конденсационной изменчивости приземного аэрозоля / С.А. Терпугова и др. // Оптика атмосферы и океана. – 2009. – Т.22. – №.7. – С.629-634.

26. Толстых, М.А. Система моделирования атмосферы для бесшовного прогноза. Под ред. М.А. Толстых / М.А. Толстых и др. – Москва: Триада лтд, 2017. – 166 с.

27. Филей, А.А. Восстановление оптической толщины и эффективного радиуса частиц облачности по данным дневных измерений спутникового радиометра МСУ-МР / А.А. Филей // Оптика атмосферы и океана. – 2019. – Т.32. – №.8. – С.650-656.

28. Хлестова, Ю.О. Влияние концентрации ядер конденсации на прогноз радиационных потоков в моделях COSMO-Ru и ICON-Ru / Ю.О. Хлестова, Чубарова Н.Е., Шатунова М.В. // Сборник международной конференции и школы молодых ученых по измерениям, моделированию и информационным системам для изучения окружающей среды ENVIROMIS-2022. – 2022. – С. 95-98.

29. Чернокульский, А.В. Климатология параметра облачного перекрытия / А.В. Чернокульский, А.В. Елисеев // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2017. – Т.14. – №.1. – С.216-225.

30. Шатунова, М.В. Прогноз микрофизических и оптических характеристик крупномасштабной облачности и ее радиационного воздействия с помощью мезомасштабной модели численного прогноза погоды / Шатунова М.В., Хлестова Ю.О., Чубарова Н.Е. // Оптика атмосферы и океана. – 2019. – Т.32. – №.10. – С.824-831.

31. Шатунова, М.В. Глава 3. Оценка влияния облачно-аэрозольного взаимодействия на прогноз метеорологических характеристик / Шатунова М.В., Хлестова Ю.О., Чубарова Н.Е., Ривин Г.С. // Аэрозольное загрязнение городов и его эффекты на прогноз погоды, региональный климат и геохимические процессы. – Москва, 2020. – С.251-286.

32. Шишко, В.А. Совместное использование лидара и радара при исследовании

- микрофизических характеристик перистых облаков / В.А. Шишко и др. // Труды XXVII Всероссийской открытой научной конференции. Распространение радиоволн. – 2021. – С.471-476.
33. Юнге, Х. Химический состав и радиоактивность атмосферы / Пер. с англ. В.Н. Петрова, А.Я. Прессмана. – Москва: Мир, 1965. – 424 с.
34. Abraham, №.L. Unified Model Documentation Paper No. 84: United Kingdom Chemistry and Aerosol (UKCA) Technical Description MetUM Version 8.2. / №.L. Abraham et al. // UK, 2012. – 70 pp.
35. Albrecht, B.A. Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness / B.A. Albrecht // Science. – 1989. – №.245. – P.1227-1230.
36. Aligo, E.A. Modified NAM microphysics for forecasts of deep convective storms / E.A. Aligo, B. Ferrier, J.R. Carley // Mo№.Weath. Rev. – 2018. – №.146. – P.4115-4153.
37. Arakawa, A. Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA General Circulation Model / A. Arakawa, V.R. Lamb // The UCLA General Circulation Model. – 1977. – P.173-265.
38. Austin, P.H. Small-scale variability in warm continental cumulus clouds / P.H. Austin, A. Arakawa, V.R. Lamb // Journal of the Atmospheric Science. – 1985. – Vol.42. – P.1123-1138.
39. Bae, S.Y. Development of a single-moment cloud microphysics scheme with prognostic hail for the weather research and forecasting (WRF) model / S.Y. Bae, S.-Y. Hong, W.-K. Tao // Asia-Pacific J. of Atm. Sci. – 2019. – №.55. – P.233-245.
40. Bai, J. Assessment and calibration of MODIS precipitable water vapor products based on GPS network over China / J. Bai, Y. Lou, W. Zhang, Y. Zhou, Z. Zhang, C. Shi // Atmospheric Research. – 2021. – Vol.105504. – P.1-10.
41. Baklanov, A. Enviro-HIRLAM online integrated meteorology-chemistry modelling system: strategy, methodology, developments and applications (v.7.2) / A. Baklanov et al. // Geosci. Mod. Dev. – 2017. – №.10. – P.2971-2999.
42. Bangert, M. Regional scale effects of the aerosol cloud interaction simulated with an online coupled comprehensive chemistry model / M. Bangert et al. // Atmospheric Chemistry and Physics. – 2011. – Vol.11. – P.4411-4423.
43. Baran, A.J. A coupled cloud physics-radiation parameterization of the bulk optical properties of cirrus and its impact on the Met Office Unified Model Global Atmosphere 5.0 configuration / A.J. Baran et al. // J. of Clim. – 2014. – №.27. – P.7725-7752.

44. Baran, A.J. The impact of two coupled cirrus microphysics-radiation parameterizations on the temperature and specific humidity biases in the tropical tropopause layer in a climate model / A.J. Baran et al. // *J. of Clim.* – 2016. – Vol.29. – №.14. – P.5299-5316.
45. Bauer, P. The quiet revolution of numerical weather prediction / P. Bauer, A. Thrope, G. Brunet // *Nature.* – 2015. – Vol.525. – P.47-55.
46. Beheng, K. A parameterization of warm cloud microphysical conversion processes / K. Beheng // *Atmospheric Research.* – 1994. – №.33. – P.193-206.
47. Bennartz, R. Global and regional estimates of warm cloud droplet number concentration based on 13 years of AQUA-MODIS observations / R. Bennartz, J. Rausch // *Atmospheric Chemistry and Physics.* – 2017. – Vol.17. – P.9815–9836.
48. Blahak, U. Development of a new seamless prediction system for very short range convective-scale forecasting at DWD / U. Blahak et al. // *EGU General Assembly Conference Abstracts.* – 2018.
49. Bleck, R. A Fast, Approximative Method for Integrating the Stochastic Coalescence Equation / R. Bleck // *J. of Geoph. Res.* – 1970. – Vol.75. – №.27. – P.5165-5171.
50. Bougiatioti, A. Drivers of cloud droplet number variability in the summertime in the southeastern United States / A. Bougiatioti et al. // *Atmospheric Chemistry and Physics.* – 2020. – Vol.20. – P.12163-12176.
51. Brenguier, J.L. Radiative properties of boundary layer clouds: Droplet effective radius versus number concentration / J.L. Brenguier et al. // *J.A.S.* – 2000. – Vol.57. – P.803–821.
52. Bresson, H. Case study of a moisture intrusion over the Arctic with the ICON model: Resolution dependence of its representation / H. Bresson, A. Rinke, M. Mech, D. Reinert, V. Schemann, K. Ebell, et al. // *Atmos. Chem. Phys.* – 2022. – Vol.22. – P.173–196.
53. Bühl, J. Combined vertical-velocity observations with Doppler lidar, cloud radar and wind profiler / J. Bühl et al. // *Atm. Meas. Tech.* – 2015. – Vol.8. – P.3527-3536.
54. Bush, M. The first Met Office Unified Model – JULES Regional Atmosphere and Land Configuration, RAL1 / M. Bush et al. // *Geosci. Model Dev.* – 2020. – Vol.13. – P.1999-2029.
55. Carrio, G.G. Investigations of aerosol impacts on hurricanes: virtual seeding flights / G.G. Carrio, W.R. Cotton // *Atm. Chem. And Phys.* – 2011. – №.11. – P.2557-2567.
56. Chou, M.-D. A solar radiation parameterization (CLIRAD-SW) for atmospheric studies // M.-D. Chou, M.J. Suarez // *Nasa Tech. Memo.* – 1999. – Vol.104606. – №.15. – 40 pp.
57. Chou, M.-D. A thermal infrared radiation parameterization for atmospheric studies / M.-D.

Chou et al. // Nasa Tech. Memo. – 2001. – Vol.104606. – №.19. – 68 pp.

58. Christensen, M.W. Aerosols enhance cloud lifetime and brightness along the stratus-to-cumulus transition / M.W. Christensen, W.K. Jones, P.Stier // PNAS. – 2020. – Vol.117. – №.30. – P.17591-17598.
59. Chuang, P.Y. Kinetic limitations on droplet formation in clouds / P.Y. Chuang, R.J. Charlson, J.H. Seinfeld // Nature. – 1997. – №.390. – P.594-596.
60. Chubarova, №.Ye. The dynamics of the atmospheric pollutants during the COVID-19 pandemic 2020 and their relationship with meteorological conditions in Moscow / №.Ye. Chubarova, Ye.Ye. Androsova, Ye.A. Lezina // Geography, Environment, Sustainability. – 2021. – Vol.14. – №.4. – P.168-182.
61. Chubarova, №.Cloud characteristics and cloud radiative effects according to COSMO mesoscale model and measurements / №.Chubarova, J. Khlestova, M. Shatunova, et al. // Proceedings of SPIE, 24th International Symposium on Atmospheric and Oceanic Optics: Atmospheric Physics. – 2018a. – Vol.10833. – P.108331№.
62. Chubarova, №.Clear-sky radiative and temperature effects of different aerosol climatologies in the COSMO model / №.Chubarova et al. // Geography, Environment, Sustainability. – 2018b. – Vol.11. – №.1. – P.74-84.
63. CLU, 2023. Cloud profiling products: Classification, Liquid water content, Categorize; cloud profiling measurements: Microwave radiometer; 2021-03-01 to 2021-10-31; from Jülich, Lindenberg, Munich. Generated by the cloud profiling unit of the ACTRIS Data Centre, (<https://hdl.handle.net/21.12.132/2.117b713d7c04494e>).
64. Cohard, J.-M. A comprehensive two-moment warm microphysical bulk scheme. I: description and tests / J.-M. Cohard, J.P.Pinty // Q.J.R.M.S. – 2000. – №.126. – P.1815-1842.
65. Cooper, W.A. Ice initiation in natural clouds / W.A. Cooper // Precipitation enhancement – A scientific challenge. – 1986. – P.29-32.
66. COSMO-WG5 Common Verification Plots / Report JJA2018-MAM2019, 2019. – 33 c.
67. COSMO-WG5 Common Verification Plots / Report JJA2019-MAM2020, 2020. – 38 c.
68. Cotton, W.R. Numerical simulation of the effects of varying ice crystal nucleation rates and aggregation processes on orographic snowfall / W.R. Cotton et al. // J. of Clim. And Appl. Met. – 1986. – P.1658-1680.
69. Crewell, S. A systematic assessment of water vapor products in the Arctic: from instantaneous measurements to monthly means / S. Crewell et al. //Atm. Meas. Tech. – 2021. –

Vol.14. – P.4829-4856.

70. Crueger, T. ICON-A, the atmosphere component of the ICON Earth system model: II. Model evaluation / T. Crueger et al. // *J.A.M.E.S.* – 2018. – Vol.10. – P.1638–1662.
71. Curry, J.A. Assessment of some parameterizations of heterogeneous ice nucleation in cloud and climate models / J.A. Curry, V.I. Khvorostyanov // *Atm. Chem. and Phys.* – 2012. – №.12. – P.1151-1172.
72. Deardorff J.W. A numerical study of three-dimensional turbulent channel flow at large Reynolds numbers / J.W. Deardorff // *Journal of Fluid Mathematics.* – 1970. – Vol.41. – №.2. – P.453-480.
73. DeMott, P.J. Predicting global atmospheric ice nuclei distributions and their impacts on climate / P.J. DeMott et al. // *PNAS.* – 2010. – Vol.107. – №.25. – P.11217-11222.
74. De Lucia, C. A sensitivity study on high resolution NWP ICON-LAM model over Italy / C. De Lucia et al. // *Atmosphere.* – 2022. – Vol.13. – P.540.
75. Dipu, S. Implementation of aerosol-cloud interactions in the regional atmosphere-aerosol model COSMO-MUSCAT(5.0) and evaluation using satellite data / S. Dipu et al. // *Geos. Mod. Dev.* – 2017. – Vol.10. – №.6. – P.2231-2246.
76. Dobbie, J.S. Two- and four-stream optical properties for water clouds and solar wavelengths / J.S. Dobbie, J. Li, P.Chylek // *J. Geophys. Res.* – 1999. – №.104. – P.2067-2079.
77. Doms, G. A description of the Nonhydrostatic Regional COSMO-Model. Part I. Dynamics and Numerics / G. Doms, M. Baldauf // *Deutscher Wetterdienst Publisher.* – 2021. – 162 pp.
78. Doms, G. A description of the Nonhydrostatic Regional COSMO-Model. Part II: physical parametrizations / G. Doms et al. // *Deutscher Wetterdienst Publisher.* – 2021. – 171 pp.
79. Edwards, J.M. Studies with a flexible new radiation code. I: Choosing a configuration for a large-scale model / J.M. Edwards, A. Slingo // *Q. J. Met. Soc.* – 1996. – Vol.122. – №.531. – P.689-719.
80. Fanourgakis, G.S. Evaluation of global simulations of aerosol particle and cloud condensation nuclei number, with implications for cloud droplet formation / G.S. Fanourgakis et al. // *Atmospheric Chemistry and Physics.* – 2019. – №.19. – Vol.13. – P.8591-8617.
81. Fix, E. Discriminatory analysis, nonparametric estimation: Consistency properties / E. Fix, J.L. Hodges // *US Air Force Sch. Aviat. Med.* – 1951. – Vol.4. – P.21-49.
82. Fletcher, F. *The Physics of Rainclouds* / F. Fletcher // London: Cambridge University Press, 1962. – 389 pp.

83. Fomin, B.A. Model for an investigation of radiative transfer in cloudy atmosphere / B.A. Fomin, I.P.Mazin // *Atmospheric Research*. – 1998. – Vol.47-48. – P.127-153.
84. Fovell, R.G. Impact of cloud microphysics on hurricane track forecasts / R.G. Fovell, H. Su // *Geophysical Research Letters*. – 2007. – Vol.34. – P.L24810.
85. Freud, E. Linear relation between convective cloud drop number concentration and depth for rain initiation / E. Freud, D. Rosenfeld // *J. of Geoph. Res.* – 2012. – Vol.117. – P.D02207.
86. Fu, Q. An accurate parametrization of the solar radiative properties of Cirrus clouds for climate models / Q. Fu // *Journal of Climate*. – 1996. – Vol.9. – №.9. – P.2058-2082.
87. Fu, Q. An accurate parameterization of the infrared radiative properties of cirrus clouds for climate models / Q. Fu, P.Yang, W.B. Sun // *Journal of Climate*. – 1998. – Vol.11. – №.9. – P.2223-2237.
88. Gaussiat, N. Accurate liquid water path retrieval from low-cost microwave radiometers using additional information from a lidar ceilometer and operational forecast models / N. Gaussiat, R.J. Hogan, A.J. Illingworth // *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. – 2007. – Vol.24. – №.9. – P.1562-1575.
89. Geleyn, J.F. An economical, analytical method for the computation of the interaction between scattering and line absorption of radiation / J.F. Geleyn, A. Hollingsworth // *Contrib. Atmos. Phys.* – 1979. – Vol.52. – P.1-16.
90. Georgakaki, P. On the drivers of droplet variability in alpine mixed-phase clouds / P. Georgakaki et al. // *Atmospheric Chemistry and Physics*. – 2021. – Vol.21. – P.10993-11012.
91. George, R.C. Subseasonal variability of low cloud radiative properties over the southeast Pacific Ocean / R.C. George, R. Wood // *Atm. Chem. and Phys.* – 2010. – Vol.10. – P.4047-4063.
92. Ghan, S.J. Prediction of cloud droplet number in a general circulation model / S.J. Ghan, L.R. Leung, R.C. Easter // *Journal of Geophysical Research*. – 1997. – Vol.102. – P.777-794.
93. Giorgetta, M.A. ICON-A, the atmosphere component of the ICON Earth system model: I. Model description / M.A. Giorgetta et al. // *J.A.M.E.S.* – 2018. – Vol.10. – P.1613–1637.
94. Gofa, F. Common Area Results 2020-2021. COSMO-WG5: Verification and case studies / F. Gofa // *COSMO Newsletter*. – 2022. – № 21. – P.28-38.
95. Gofa, F. Common Area Results 2021-2022. COSMO-WG5: Verification and case studies / F. Gofa // *COSMO Newsletter*. – 2023. – № 22. – P.8-18.
96. Görndorf, U. A 35-GHz Polarimetric Doppler Radar for Long-Term Observations of

Cloud Parameters – Description of System and Data Processing / U. Görndorf et al. // *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. – 2015. – Vol.32. – №.4. – P.675-690.

97. Görndorf, U. Custom collection of classification, and radar data from Juelich, Lindenberg, and Munich between 1 Mar 2020 and 1 Nov 2021, ACTRIS Cloud remote sensing data centre unit (CLU) / U. Görndorf et al. – 2023. (<https://doi.org/10.60656/c68cde41e2fe44c2>).

98. Grosvenor, D.P. Remote sensing of droplet number concentration in warm clouds: A review of the current state of knowledge and perspectives / D.P. Grosvenor et al. // *Rev. Geophys.* – 2018. – Vol.56. – P.409–453.

99. Gruber, S. A process study on thinning of Arctic winter Cirrus clouds with high-resolution ICON-ART simulations / S. Gruber et al. // *JGR: Atmospheres*. – 2019. – №.124. – P.5860-5888.

100. Gryspeerdt, E. The impact of sampling strategy on the cloud droplet number concentration estimated from satellite data / E. Gryspeerdt et al. // *Atmos. Meas. Tech.* – 2022. – Vol.15. – P.3875–3892.

101. Gubanova, D.P. Physical and chemical properties of atmospheric aerosols in Moscow and its suburb for climate assessments / D.P. Gubanova et al. // *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*. – 2020. – Vol.606. – P.1-10.

102. Guerreiro, C.B.B. Air quality status and trends in Europe / C.B.B. Guerreiro, V. Foltescu, F. de Leeuw // *Atmospheric Environment*. – 2014. – Vol.98. – P.376-384.

103. Guevara, M. Time-resolved emission reductions for atmospheric chemistry modelling in Europe during the COVID-19 lockdowns / M. Guevara et al. // *Atmospheric Chemistry and Physics*. – 2021. – Vol.21. – P.773-797.

104. Gupta, S.K. The Langley parameterized shortwave algorithm (LPSA) for surface radiation budget studies. Version 1.0. / S.K. Gupta et al. // Hampton: Langley Research Center, 2001. – 31 pp.

105. Haiden, T. The skill of ECMWF cloudiness forecast / T. Haiden, R.M. Forbes, M. Ahlgrimm, A. Bozzo // *ECMWF Newsletter*. – 2015. – №.143. – P.1-7.

106. Heize, R. Large-eddy simulations over Germany using ICON: A comprehensive evaluation / R. Heize et al. // *Q.J.R.M.S.* – 2017. – Vol.143. – P.69–100.

107. Hande, L.B. Seasonal variability of Saharan desert dust and ice nucleating particles over Europe / L.B. Hande et al. // *Atm. Chem. and Phys.* – 2015. – №.15. – P.4389-4397.

108. Hande, L.B. Parameterizing cloud condensation nuclei concentrations during HOPE / L.B. Hande, C. Engler, C. Hoose, I. Tegen // *Atmospheric Chemistry and Physics*. – 2016. –

Vol.16. – №.18. – P.12059-12079.

109. Hansen, J.E. Light scattering in planetary atmospheres / J.E. Hansen, L.D. Travis // *Space Science Reviews*. – 1974. – Vol.16. – P.527-610.
110. Herring, J.R. Subgrid scale modeling – An introduction and overview / J.R. Herring et al. // *Turbulent Shear Flows I*. – 1979. – P.347.
111. Hill, P. Representing cloud structure in the radiation scheme of the Met Office model: thesis degree of D. of Ph. / Hill Peter. – Reading, 2012. – 133 p.
112. Hogan, R. J. ECRAD: A new radiation scheme for the IFS / R.J. Hogan, A. Bozzo // *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*, 2016. 35 pp.
113. Hogan, R.J. Deriving cloud overlap statistics from radar / R.J. Hogan, A.J. Illingworth // *J. Atmos. Sci.* – 2000. – Vol.126. – P.2903-2909.
114. Hogan, R.J. Representing 3-D cloud radiation effects in two-stream schemes: 2. Matrix formulation and broadband evaluation / R.J. Hogan et al. // *J. of Geoph. Res.: Atmospheres*. – 2016. – Vol.121. – №.14. – P.8583-8599.
115. Hogan, R.J. The retrieval of ice water content from radar reflectivity factor and temperature and its use in evaluating a mesoscale model / R.J. Hogan, M.P. Mittermaier, A.J. Illingworth // *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. – 2006. – Vol.45. – P.301-317.
116. Hong, S.-Y. A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parametrization of clouds and precipitation / S.-Y. Hong, J. Dudhia, S.-H. Chen // *MoNo. Weath. Rev.* – 2004. – №.132. – P.103-132.
117. Hoose, C. A classical-theory-based parameterization of heterogeneous ice nucleation by mineral dust, soot, and biological particles in a global climate model / C. Hoose // *J. of the Atm. Sci.* – 2010. – Vol.67. – №.8. – P.2483-2503.
118. Hoose, C. Heterogeneous ice nucleation on atmospheric aerosols: a review of results from laboratory experiments / C. Hoose, O. Möhler // *Atm. Chem. And Phys.* – 2012. – №.12. – P.9817-9854.
119. Huang, D. Statistical characteristics of cloud variability. Part 2: Implication for parameterizations of microphysical and radiative transfer processes in climate models / D. Huang, Y. Liu // *J. of Geophys. Res.: Atmos.* – 2014. – Vol.119. – №.10. – P.10829-10843.
120. Iacono, M.J. Impact of an improved longwave radiation model, RRTM, on the energy budget and thermodynamic properties of the NCAR community climate model, CCM3 / M.J. Iacono, E.J. Mlawer, S.A. Clough // *Journal of Geophysical Research*. – 2000. – Vol.105. –

№.D11. – P.14873-14890.

121. IFS documentation №.Cy49r1. Part IV: Physical processes. – Reading: ECMWF, Shinfield Park, 2023. – 266 p.

122. Illingworth, A.J. Cloudnet -Continuous Evaluation of Cloud Profiles in Seven Operational Models Using Ground-Based Observations / A.J. Illingworth et al. // Bull. Amer. Met. Soc. – 2007. – Vol.88. – P.883-898.

123. Illingworth, R.J. Facilitating cloud radar and lidar algorithms: the Cloudnet Instrument Synergy/Target Categorization product / R.J. Illingworth, E.J. O'Connor. – 2004. – P.1-14.

124. Ivanova, I.T. Aerosol-cloud interactions in a mesoscale model, Part I: sensitivity to activation and Collision-coalescence / I.T. Ivanova, H.G. Leighton // J. of the Atm. Sci. – 2008. – Vol.65. – P.289-308.

125. Jing, X. A multimodel study on warm precipitation biases in global models compared to satellite observations / X. Jing et al. // J. of Geoph. Res.: Atmospheres. – 2017. – Vol.122. – P.11806-11824.

126. Jungclaus, J.H. The ICON Earth System Model Version 1.0 / J.H. Jungclaus et al. // J.A.M.E.S. – 2022. – Vol.14. – P.e2021MS002813.

127. Kärcher, B. Physically based parameterization of cirrus cloud formation for use in global atmospheric models / Kärcher B. et al. // J. Geophys. Atmos. – 2006. – Vol.111. – P.1-11.

128. Kerschgens, M. A modified two-stream approximation for computations of the solar radiation budget in a cloudy atmosphere / M. Kerschgens, U. Pilz, E. Raschke // Tellus. – 1978. – Vol.30. – P.429-435.

129. Kessler, E. On the distribution and continuity of water substance in the atmospheric circulations / E. Kessler // Met. Mo№., AMS. – 1969. – Vol.32. – №.10.

130. Khain, A.P. Representation of microphysical processes in cloud-resolving models: Spectral (bin) microphysics versus bulk parametrization / A.P.Khain et al. // Reviews of Geophysics. – 2015. – №.53. – P.247-322.

131. Khain, A.P. Simulation of a supercell storm in clean and dirty atmosphere using weather research and forecast model with spectral bin microphysics / A.P.Khain, B. Lynn // J. of Geoph. Res. – 2009. – Vol.114. – P.D19209.

132. Khain, A.P. Physical processes in clouds and cloud modeling / A.P.Khain, M. Pinsky // Cambridge: Cambridge University Press, 2018. – 626 pp.

133. Khain, P. Warm-phase spectral-bin microphysics in ICON: reasons of sensitivity to aerosols

/ P.Khain, J. Shpund, Y. Levi, A. Khain // *Atmos. Res.* – 2022. – Vol.279. – P.1-30.

134. Khairoutdinov, M. A new cloud physics parameterization in a large-eddy simulation model of marine stratocumulus / M. Khairoutdinov, Y. Kogan // *MoNo. Wea. Rev.* – 2000. – №.128. – P.229-243.

135. Khaniani, A.S. Evaluation of MODIS near-IR water vapor product over Iran using ground-based GPS measurements / A.S. Khaniani, Z. Nikraftar, S. Zakeri // *Atmospheric Research.* – 2020. – Vol.104657. – P.1-12.

136. Khlestova, J. Radiative and temperature effects of experimental cloud-radiation interaction scheme of COSMO model / J. Khlestova, №.Chubarova, M. Shatunova, et al. // *Proceedings of SPIE, 26th International Symposium on Atmospheric and Oceanic Optics: Atmospheric Physics.* – 2020. – Vol.11560. – P.115600C.

137. Khvorostyanov, V.I. Terminal velocities of droplets and crystals: power laws with continuous parameters over the size spectrum / V.I. Khvorostyanov, J.A. Curry // *Journal of the Atmospheric Sciences.* – 2002. – Vol.59. – P.1872-1884.

138. Kiszler, T. A Performance Baseline for the Representation of Clouds and Humidity in Cloud-Resolving ICON-LEM Simulations in the Arctic / T. Kiszler, K. Ebell, V. Schemann // *Journal of Advances in Modeling Earth Systems.* – 2023. – №.15. – P.1-14.

139. Köhler, H. The nucleus in and the growth of hygroscopic droplets / H. Köhler // *Trans. of the Far. Soc.* – 1936. – №.32. – P.1152-1161.

140. Köhler, F. Towards 3D prediction of supercooled liquid water for aircraft icing: Modifications of the microphysics in COSMO-EU / F. Köhler, U. Görtsdorf // *Meteorol. Zeit.* – 2014. – Vol.23. – P.253-262.

141. Kourtidis, K. A study of the impact of synoptic weather conditions and water vapor on aerosol-cloud relationships over major urban clusters of China / K. Kourtidis et al. // *Atm.Chem.Phys.* – 2015. – Vol.15. – P.10955-10964.

142. Krämer, M. A microphysics guide to cirrus clouds – Part 1: Cirrus types / M. Krämer et al. // *Atm. Chem. And Phys.* – 2016. – №.16. P.3463-3483.

143. Kratz, D.P. Validation of the CERES edition-4A surface-only flux algorithms / D.P.Kratz et al. // *J. of Appl. Met. and Clim.* – 2020. – Vol.59. – P.281-295.

144. Kretschmar, J. Employing airborne radiation and cloud microphysics observations to improve cloud representation in ICON at kilometer-scale resolution in the Arctic / J. Kretschmar et al. // *Atm. Chem. and Phys.* – 2020. – Vol.20. – P.13145-13165.

145. Kumjian, M.R. The anatomy and physics of DZR columns: Investigating a polarimetric radar signature with a spectral bin microphysical model / M.R. Kunjian et al. // *J. Appl. Meteorol. Climatol.* – 2014. – №.53. – P.1820-1843.
146. Lebo, Z.J. Are simulated aerosol-induced effects on deep convective clouds strongly dependent on saturation adjustment? / Z.J. Lebo, H. Morrison, J.H. Seinfeld // *Atm. Chem. and Phys.* – 2012. – №.12. – P.9941-9964.
147. Lebrun, R. A consistent representation of cloud overlap and cloud subgrid vertical heterogeneity / R. Lebrun, J.-L. Dufresne, N. Villefranc // *J.A.M.E.S.* – 2023. – Vol.15. – №.6. – P.1-65.
148. Li, J. Long-term variation of cloud droplet number concentrations from Space-based Lidar / J. Li et al. // *Remote Sens. Environ.* – 2018. – №.213. – P.144-161.
149. Li, X. The role of initial cloud condensation nuclei concentration in hail using the WRF NSSL 2-moment microphysics scheme / X. Li, Q. Zhang, H. Xue // *Adv. In Atm. Sci.* – 2017. – №.34. – P.1106-1120.
150. Liang, L. View-angle consistency in reflectance, optical thickness and spherical albedo of marine water clouds over the northeastern Pacific through MISR-MODIS fusion / L. Liang, L. Di Girolamo, S. Platnick // *Geophysical Research Letters.* – 2009. – Vol.36. – P.L09811.
151. Lim, K.-S. Development of an effective double-moment cloud microphysics scheme with prognostic cloud condensation nuclei (CCN) for weather and climate models / K.-S. Lim, S.-Y. Hong // *Mon. Weath. Rev.* – 2010. – №.138. – P.1587-1612.
152. Lin, Y.-L. Bulk parametrization of the snow field in a cloud model / Y.-L. Lin, R.D. Farley, H.D. Orville // *J. of Climate and Appl. Meteorol.* – 1983. – №.22. – P.1065-1092.
153. Lindner, T.H. Parameterization of the optical properties for water clouds in the infrared / T.H. Lindner, J. Li // *Journal of Climate.* – 2000. – №.13. – P.1797-1805.
154. Liu, J. First surface-based estimation of the aerosol indirect effect over a site in southeastern China / J. Liu, Z. Li // *Advances in Atmospheric Sciences.* – 2018. – Vol.35. – P.1691-181.
155. Liu, Y. Parameterization of the autoconversion process. Part I: Analytical formulation of the Kessler-type parameterizations / Y. Liu, P.H. Daum // *J. of the Atm. Sci.* – 2004. – Vol.61. – №.13. – P.1539-1548.
156. Liu, X. Inclusion of ice microphysics in the NCAR Community Atmospheric Model Version 3 (CAM3) / X. Liu, J.E. Penner, S.J. Ghan, M. Wang // *Journal of Climate.* – 2007. – №.20. – P.4526-4547.

157. Liu, Z. Evaluation of cloud and precipitation response to aerosols in WRF-Chem with satellite observations / Z. Liu et al. // *JGR Atmospheres*. – 2022. – №.125. – P.1-25.
158. Liou, K. On the correlation between ice water content and ice crystal size and its application to radiative transfer and general circulation models / K. Liou et al. // *Geophysical Research Letters*. – 2008. – №.35. – P.L13805.
159. Löhnert, U. JOYCE: Jülich observatory for cloud evolution / U. Löhnert et al. // *Bulletin of the American Meteorological Society*. – 2015. – Vol.96. – №.7. – P.1157-1174.
160. Lohmann, U. Prediction of the number of cloud droplets in the ECHAM GCM / U. Lohmann et al. // *Journal of Geophysical Research*. – 1999. – Vol.104. – P.9169-9198.
161. Lohmann, U. First interactive simulations of cirrus clouds formed by homogeneous freezing in the ECHAM general circulation model / U. Lohmann, B. Kärcher // *J. of Geoph. Res.* – 2002. – Vol.107. – №.D10. – P.AAC-8-1-8.
162. Lohmann, U. Cloud microphysics and aerosol indirect effects in the global climate model ECHAM5-HAM / U. Lohmann et al. // *Atm. Chem. And Phys.* – 2007. – №.7. – P.3425-2446.
163. Lorenz, E. Energy and Numerical Weather Prediction / E. Lorenz et al. // *Tellus*. – 1960. – Vol.12. – №.4. – P.364-373.
164. Ma, Z. Application and Evaluation of an Explicit Prognostic Cloud-Cover Scheme in GRAPES Global Forecast System / Z. Ma et al. // *J.A.M.E.S.* – 2018. – Vol.10. – №.3. – P.652-667.
165. Mace, G.G. Cloud-layer overlap characteristics derived from long-term cloud radar data / G.G. Mace, S. Benson-Troth // *Journal of Climate*. – 2002. – Vol.15. – P.2505-2515.
166. Majewski, D. Dokumentation des EM/DM-Systems / D. Majewski, R. Schrodin // *Deutscher Wetterdienst*. – 1995. (На немецком языке).
167. Malavelle, F.F. A method to represent subgrid-scale updraft velocity in kilometer-scale models: Implication for aerosol activation / F.F. Malavelle et al. // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. – 2014. – Vol.119. – P.4149-4173.
168. Marinescu, P.J. Impacts of varying concentrations of cloud condensation nuclei on deep convective cloud updrafts – A multimodel assessment / P.J. Marinescu et al. // *J. of the Atm. Sci.* – 2021. – Vol.78. – P.1147-1171.
169. Marshak, A. 3D Radiative Transfer in Cloudy Atmosphere / A. Marshak, A.B. Davis // *Berlin: Springer-Verlag*, 2005. – 686 p.
170. Martin, G.M. The measurement and polarization of effective radius of droplets in warm

- stratocumulus clouds / G.M. Martin, D.W. Johnson, A. Spice // *J. of the Atm. Sci.* – 1994. – Vol.51. – №.13. – P.1823-1842.
171. Matvienko, G.G. Complex experiment on studying the microphysical, chemical, and optical properties of aerosol particles and estimating the contribution of atmospheric aerosol-to-earth radiation budget / G.G. Matvienko et al. // *Atmospheric Measurement Technique.* – 2015. – Vol.8. – P.4507-4520.
172. Maurer, V. Domain Nesting in ICON and its Application to AMIP Experiments with Regional Refinement / V. Maurer et al. // *J.A.M.E.S.*– 2022. – P.1-26.
173. McArthur, L. J. B. World Climate Research Programme-Baseline Surface Radiation Network (BSRN)-Operations Manual Version 2.1 / L.J.B. McArthur. – WMO/TD, 2005, 1274.
174. McComiskey, A. An assessment of aerosol-cloud interactions in marine stratus clouds based on surface remote sensing / A. McComiskey et al. // *J. Geophys. Res. Atmos.* – 2009. – №.114. – P.D09203.
175. McFarquhar, G.M. The definition and significance of an effective radius for ice clouds / G.M. McFarquhar, A.J. Heymsfield // *J. of the Atm.Sci.* – 1998. – Vol.55. – №.11. – P.2039-2052.
176. Mellor, G. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems / G. Mellor, T. Yamada // *Rev. Geophys. and Space Phys.* – 1974. – №.20. – P.851-875.
177. Merk, D. Investigation of the adiabatic assumption for estimating cloud micro- and macrophysical properties from satellite and ground observations / D. Merk, H. Deneke, B. Pospichal, P.Seifert // *Atmospheric Chemistry and Physics.* – 2016. – Vol.16. – P.933-952.
178. Meyers, M.P. New primary ice-nucleation parametrizations in an explicit cloud model / M.P.Meyers, P.J. DeMott, W.R. Cotton // *J. of Appl. Met.* – 1992. – №.31. – P.708-721.
179. Mie, G. Grundlaren einer Theorie der Materie / G. Mie // *An№.Phys.* – 1913. – Bd. 40. – S.1. (На немецком языке).
180. Mikhailov, E. F. Cloud Condensation Nuclei Activity of the Aitken Mode Particles near St. Petersburg, Russia / E.F. Mikhailov et al. // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics.* – 2017. – Vol.53. – №.3. – P.326-333.
181. Milbrandt, J.A. A multimoment bulk microphysics parametrization №.Part II: A proposed three-moment closure and scheme description / J.A. Milbrandt, M.K. Yau // *J. of the Atm. Sci.* – 2005. – №.62. – P.3065-3081.
182. Miller, S.D. Estimating three-dimensional cloud structure via statistically blended satellite

- observations / S.D. Miller et al. // *J. of Appl. Met. and Clim.* – 2014. – Vol.53. – P.437-455.
183. Mlawer, E.J. Radiative transfer for homogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave / E.J. Mlawer et al. // *J. Geophys. Res.: Atmos.* – 1997. – Vol.102. – №.D14. – P.16663-16682.
184. Morcrette, C.J. Evaluation of two cloud parametrization schemes using ARM and Cloud-Net observations / C.J. Morcrette, E.J. O'Connor, J.C. Petch // *Q. J. R. Met. Soc.* – 2012. – Vol.665. – №.138. – P.964-979.
185. Morrison, H. A new two-moment bulk stratiform cloud microphysics scheme in the Community Atmosphere Model, Version 3 (CAM3), Part I: Description and numerical tests / H. Morrison, A. Gettelman // *Journal of Climate.* – 2008. – Vol.21. – P.3642-3659.
186. Muench, S. Developing a Cloud Scheme With Prognostic Cloud Fraction and Two Moment Microphysics for ECHAM-HAM / S. Muench, U. Lohmann // *J.A.M.E.S.* – 2020. – Vol.8. – №.12. – P.1-37.
187. Muskatel, H.B. Parametrizations of liquid and ice clouds' optical properties in operational numerical weather prediction models / H.B. Muskatel et al. // *Atmosphere.* – 2021. – Vol.12. – №.1. – P.89.
188. Newman, K. The MET Version 10.1.2 User's Guide / K. Newman et al. // Development Testbed Center, 2022. – 528 pp.
189. Nielsen, K.P. Radiation sensitivity tests of the HARMONIE 37h1 NWP model / K.P.Nielsen, E. Gleeson, L. Rontu // *Geosci. Mod. Dev.* – 2014. – №.7. – P.1433-1449.
190. Nomokonova, T. The influence of water vapor anomalies on clouds and their radiative effect at Ny-Alesund / T. Nomokonova et al. // *Atmospheric Chemistry and Physics.* – 2020. – Vol.20. – P.5157-5173.
191. Ori, D. Evaluation of ice particle growth in ICON using statistics of multi-frequency Doppler cloud radar observations / D. Ori et al. // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* – 2020. – Vol.146. – P.3830–3849.
192. Painemal, D. Reducing uncertainties in satellite estimates of aerosol-cloud interactions over the subtropical ocean by integrating vertically resolved aerosol observations / D. Painemal et al. // *Atmospheric Chemistry and Physics.* – 2020. – №.20. – Vol.12. – P.7167-7177.
193. Palmer, T. №. The ECMWF Ensemble Prediction System: Looking Back (more than) 25 Years and Projecting Forward 25 Years / T. №. Palmer // *Q.J. of the R.Met.Soc.* – 2018. – Vol.145.

194. Paluch, I.R. Mixing and the evolution of cloud droplet size spectra in a vigorous continental cumulus / I.R. Paluch, C.A. Knight // *Journal of the Atmospheric Science*. – 1984. – Vol.41. – P.1801-1815.
195. Phillips, V.T.J. An empirical parameterization of heterogeneous ice nucleation for multiple chemical species of aerosol / V.T.J. Phillips, P.J. De Mott, C. Andronache // *J. of the Atm. Sci.* – 2008. – №.65. – P.2757-2783.
196. Pincus, R. A fast, flexible, approximate technique for computing radiative transfer in inhomogeneous cloud fields / R. Pincus, H.W. Barker, J.J. Morcrette // *J. Geophys. Res.: Atmos.* – 2003. – Vol.108. – №.D13.
197. Pinsky, M.B. Effects of in-cloud nucleation and turbulence on droplet spectrum formation in cumulus clouds / M.B. Pinsky, A.P.Khain // *Q. J. of the R. Met. Soc.* – 2002. – Vol.580. – №.128. – P.501-533.
198. Pinsky, M. Analytical estimation of droplet concentration at cloud base / M. Pinsky, A. Khain, I. Mazin, A. Korolev // *Journal of Geophysical Research*. – 2012. – Vol.117. – P.D18211.
199. Pinsky, M. Stochastic effects of cloud droplet hydrodynamic interaction in a turbulent flow / M. Pinsky, A. Khain, M. Shapiro // *Atmospheric Research*. – 2000. – №.53. – P.131-169.
200. Platnick, S. The MODIS cloud products: Algorithms and examples from Terra / S. Platnick et al. // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* – 2003. – Vol.41. – P.459–473.
201. Platnick, S. Multilayer Cloud Detection in the MODIS Collection 5 Cloud Product / S. Platnick et al. // *Hyperspectral Imaging Sound. Environ.* – 2007. – P.JWA15.
202. Platnick, S. The MODIS cloud optical and microphysical products: Collection 6 updates and examples from Terra and Aqua / S. Platnick et al. // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* – 2016. – Vol.55. – P.502–525.
203. Price, D.J. A study of probability distributions of boundary-layer humidity and associated errors in parametrized cloud-fraction / D.J. Price // *Q. J. of the R. Met. Soc.* – 2001. – Vol.127. – №.573. – P.739-758.
204. Prill, F. CON Tutorial. Working with the ICON Model / F. Prill, D. Reinert, D. Rieger, G. Zängl // *Deutscher Wetterdienst Publisher*. – 2023. – 272 pp.
205. Pruppacher, H.R. Microphysics of clouds and precipitation. Second revised and expanded edition with an introduction to cloud chemistry and cloud electricity / H.R. Pruppacher, J.D. Klett // *Springer*. – 2010. – 954 pp.
206. Quaas, J. Constraining the total aerosol indirect effect in the LMDZ and ECHAM4 GCMs

- using MODIS satellite data / J. Quaas, O. Boucher, U. Lohmann // *Atmospheric Chemistry and Physics*. – 2006. – №.6. – Vol.4. – P.947-955.
207. Raesänen, P. The Monte Carlo Independent Column Approximation's conditional random noise: impact on simulated climate / P. Raesänen, H.W. Barker, J. S. Cole // *J. of Clim.* – 2005. – №.18. – P.4715-4730.
208. Raschendorfer, M. The new turbulence parameterization of LM / M. Raschendorfer // *COSMO News Letter*. – 2001. – №.1. – P.89-97.
209. Rausch, J. Differences in liquid cloud droplet effective radius and number concentration estimates between MODIS collection 5.1 and 6 over global oceans / J. Rausch, K. Meyer, R. Bennratz, S. Platnick // *Atmospheric measurement Techniques*. – 2017. – Vol.10. – P.2105-2116.
210. Reutter, P. Aerosol- and updraft-limited regimes of cloud droplet formation: influence of particle number, size and hygroscopicity on the activation of cloud condensation nuclei (CCN) / P. Reutter et al. // *Atm. Chem. And Phys.* – 2009. – Vol.9. – P.7067-7080.
211. Rinke, A. Trends of vertically integrated water vapor over the Arctic during 1979-2016: Consistent moistening all over? / A. Rinke et al. // *Journal of Climate*. – 2019. – Vol.32. – P.6097-6116.
212. Ritter, B. A comprehensive radiation scheme for numerical weather prediction models with potential applications in climate simulations / B. Ritter, J.-F. Geleyn // *MoWea. Rev.* – 1992. – №.120. – P.303-325.
213. Roebeling, R. A. Validation of cloud liquid water path retrievals from SEVIRI using one year of CloudNET observations / R.A. Roebeling, H.M. Deneke, A.J. Feijt // *J. Appl. Meteorol. And Climatol.* – 2007. №.1. – Vol.47. – P.206-222.
214. Roeckner, E. The atmospheric general circulation model ECHAM5. Model description / E. Roeckner et al. – Hanburg: Max Planck Institute for Meteorology, 2003. – №.349. – 140 pp.
215. Rosenfeld, D. Satellite-based insights into precipitation formation processes in continental and maritime convective clouds / D. Rosenfeld, I.M. Lensky // *Bull. Of the Amer. Met. Soc.* – 1998. – Vol.79. – №.11. – P.2457-2476.
216. Rosenfeld, D. Satellite retrieval of cloud condensation nuclei concentrations by using clouds as CCN chambers / D. Rosenfeld et al. // *Proceedings of the National Academy of Sciences*. – 2016. – Vol.21. – №.113. – P.5828-5834.
217. Rothenberg, D. On the representation of aerosol activation and its influence on model-

- derived estimates of the aerosol indirect effect / D. Rosenfeld, A. Avramov, C. Wang // *Atmospheric Chemistry and Physics*. – 2018. – Vol.18. – P.7961-7983.
218. Rutledge, S.A. The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in Midlatitude cyclones. XII: a diagnostic modeling study of precipitation development in narrow cold-frontal rainbands / S.A. Rutledge, P.V. Hobbs // *J. of the Atm. Sci.* – 1984. – Vol.41. – №.20. – P.2949-2972.
219. Salzmänn, M. Two-moment bulk stratiform cloud microphysics in the GFDL AM3 GCM: description, evaluation, and sensitivity tests / M. Salzmänn et al. // *Atmospheric Chemistry and Physics*. – 2010. – Vol.10. – P.8037-8064.
220. Sassen, K. Homogeneous nucleation rate for highly supercooled cirrus droplets / K. Sassen, G.C. Dodd // *J. of Atm. Sci.* – 1988. – Vol.45. – №.8. – P.1357-1369.
221. Schäfer, S.A.K. Representing 3-D cloud radiation effects in two-stream schemes: 1. Longwave considerations and effective cloud edge length / S.A.K. Schäfer et al. // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. – 2016. – Vol.121. – №.14. – P.8567-8582.
222. Schäfer, S.A.K. Current work on ecRad in ICON / S.A.K. Schäfer et al. // COSMO General Meeting, Working group WG3a. 2021, 9 September.
223. Schulz, J.-P. Evaluation of the ground heat flux simulated by a multi-layer land surface scheme using high-quality observations at grass land and bare soil / J.-P. Schulz et al. // *Met. Zeit.* – 2016. – Vol.25. – №.5. – P.607-620.
224. Schwenkel, J. Large-eddy simulation of radiation fog with comprehensive two-moment bulk microphysics: impact of different aerosol activation and condensation parameterizations / J. Schwenkel, B. Maronga // *Atm. Chem. and Phys.* – 2019. – №.19. – P.7165-7181.
225. Segal, Y. Dependence of droplet concentration on aerosol conditions in different cloud types: application to droplet concentration parametrization of aerosol conditions / Y. Segal, A. Khain // *J. of Geoph. Res.* – 2006. – №.111. – P.D15204.
226. Seifert, A. Parametrisierung Wolkenmikrophysikalischer Prozesse und Simulation konvektiver Mischwolken: Doktors der Naturwissenschaften / Seifert Axel. – K., 2002. – 240 pP. (На немецком языке).
227. Seifert, A. Uncertainty and complexity in cloud microphysics / A. Seifert // *ECMWF Workshop on Model Uncertainty*, 20-24 June 2011. – 2011. – P.77-86.
228. Seifert, A. A double-moment parametrization for simulating autoconversion, accretion and selfcollection / A. Seifert, K. Beheng // *Atm. Res.* – 2001. – №.59-60. – P.265-281.

229. Seifert, A. A two-moment cloud microphysics parametrization for mixed-phase clouds. Part 1: model description / A. Seifert, K. Beheng // *Met. and Atm. Phys.* – 2006. – №.92. – P.45-66.
230. Seifert, A. Aerosol-cloud-precipitation effects over Germany as simulated by a convective-scale numerical weather precipitation model / A. Seifert, C. Köhler, K.D. Beheng // *Atmos. Chem. Phys.* – 2012. – Vol.12. – P.709-725.
231. Seifert, A. Turbulence effects on warm-rain autoconversion in precipitating shallow convection / A. Seifert, L. Nuijens, B. Stevens // *Q. J. of the R. Met. Soc.* – 2010. – Vol.136. – P.1753-1762.
232. Seity, Y. The AROME-France convective –scale operational model / Y. Seity et al. // *MoNo.Wea. Rev.* – 2010. – №.139. – P.976-991.
233. Shinozuka, Y. The relationship between cloud condensation nuclei (CCN) concentration and light extinction of dried particles: Indications of underlying aerosol processes and implications for satellite-based CCN estimates / Y. Shinozuka et al. // *Atmos. Chem. Phys.* – 2015. – Vol.15. – P.7585–7604.
234. Shonk, J.K.P. Tripleclouds: An efficient method for representing horizontal cloud inhomogeneity in 1D radiation schemes by using three regions at each height / J.K.P. Shonk, R.J. Hogan // *Journal of Climate.* – 2008. – Vol.21. – №.11. – P.2352-2370.
235. Shuvalova, J. Impact of Cloud Condensation Nuclei Reduction on Cloud Characteristics and Solar Radiation during COVID-19 Lockdown 2020 in Moscow / J. Shuvalova, №.Chubarova, M. Shatunova // *Atmosphere.* – 2022. – Vol.13. – №.10. – P.1710.
236. Shuvalova, J. Cloud Characteristics and Their Effects on Solar Irradiance According to the ICON Model, CLOUDNET and BSRN Observations / J. Shuvalova, №.Chubarova, M. Shatunova // *Atmosphere.* – 2023. – Vol.14. – №.12. – P.1769.
237. Shuvalova, J. Solar Irradiance and Cloud-radiation Interaction According to the ICON-Ru and COSMO-Ru Simulations, Ground-based and Satellite Observations / J. Shuvalova, №.Chubarova, M. Shatunova // *AIP Conference Proceedings.* – 2024. – Vol.2988. – P.080002.
238. Simmons, A.J. An energy and angular-momentum conserving vertical finite-difference scheme and hybrid vertical coordinates / A.J. Simmons, D.M. Burridge // *MoNo.Wea. Rev.* – 1981. – Vol.109. – №.4. – P.758-766.
239. Singh, A. Prediction of fog/visibility over India using NWP Model / A. Singh, J.R. George, G.R. Iyengar // *J. Earth Syst. Sci.* – 2018. – Vol.127. – №.26. – P.1-13.

240. Slingo, A. A GCM parameterization for the shortwave radiative properties of water clouds / A. Slingo // *J. of the Atm. Sci.* – 1989. – Vol.46. – №.10. – P.1419-1427.
241. Slingo, A. On the shortwave radiative properties of stratiform water clouds / A. Slingo // *Q. J. R. Met. Soc.* – 1982. – №.108. – P.407-426.
242. Slingo, J.M. The development and verification of a cloud prediction scheme for the ECMWF model / J.M. Slingo // *Q. J. of the R. Met. Soc.* – 1987. – Vol.113. – №.477. – P.899-927.
243. Soong, S.-T. A comparison between axisymmetric and slab-symmetric Cumulus cloud models / S.-T. Soong, Y. Ogura // *J. of the Atm. Sci.* – 1973. – №.30. – P.879-893.
244. Sokhi, R.S. A global observational analysis to understand changes in air quality during exceptionally low anthropogenic emission conditions / R.S. Sokhi et al. // *Environment International.* – 2021. – Vol.157. – P.106818.
245. Sotiropoulou, R.-E. Cloud condensation nuclei prediction error from application of Köhler theory: Importance for the aerosol indirect effect / R.-E. Sotiropoulou, A. Nenes, P.J. Adams, J.H. Seinfeld // *Journal of Geophysical Research.* – 2007. – Vol.112. – P.D12202.
246. Steinke, S. Assessment of small-scale integrated water vapour variability during HOPE / S. Steinke et al. // *Atmospheric Chemistry and Physics.* – 2015. – №.15. – P.2675-2692.
247. Stephens, G.L. Optical properties of eight water cloud types // Melbourne, CSIRO. – 1979.
248. Stevens, B. Untangling aerosol effects on clouds and precipitation in a buffered system / B. Stevens, G. Feingold // *Nature.* – 2009. – Vol.461. – P.607-613.
249. Su, T. The significant impact of aerosol vertical structure on lower atmosphere stability and its critical role in aerosol-planetary boundary layer (PBL) interactions / T. Su et al. // *Atmospheric Chemistry and Physics.* – 2020. – Vol.20. – P.3713-3724.
250. Sun, Z. Parametrization of effective sizes of cirrus-cloud particles and its verification against observations. Comments to reply / Z. Sun et al. // *Q. J. R. Met. Soc.* – 2000. – P.267-271.
251. Sundqvist, H. A parametrization scheme for non-convective condensation including prediction of cloud water content / H. Sundqvist et al. // *Q.J.R.Met.Soc.* – 1978. – №.104. – P.677-690.
252. Takahashi, T. Vapor diffusional growth of free-falling snow crystals between -3 and -23 C / T. Takahashi et al. // *J. of the Met. Soc. of JaP.* – 1991. – Vol.69. – №.1. – P.15-30.
253. Tao, W.-K. An ice-water saturation adjustment / W.-K. Tao, J. Simpson, M. McCumber //

MoNo. Weath. Rev. – 1989. – №.117. – P.231-235.

254. Tanre, D. First results of the introduction of an advanced aerosol-radiation interaction in the ECMWF low resolution global model / D. Tanre, J.-F. Geleyn, J.M. Slingo // Proc. Of the Meetings Experts on Aerosols and their Climatic Effects, Williamsburg, VA. WMO and IAMAP.– 1984. – P.133-177.

255. Tapiador, F.J. Empirical values and assumptions in the microphysics of numerical models / F.J. Tapiador, J.-L. Sanchez, E. Garcia-Ortega // Atmospheric Research. – 2019. – Vol.125. – P.214-238.

256. Tegen, I. Contribution of different aerosol species to the global aerosol extinction optical properties: Estimates from model results/ I. Tegen et al. // J. of Geophys. Res. – 1997. – Vol.102. – №.D20. – P.23895-23915.

257. Tiedke, M. A comprehensive mass flux scheme for cumulus parametrization in large-scale models / M. Tiedke // MoNo. Weath. Rev. – 1989. – №.117. – P.1779-1800.

258. Thompson, G. A study on aerosol impacts on clouds and precipitation development in a large winter cyclone / G. Thompson, T. Eidhammer // J. of the Atm. Sci. – 2014. – №.71. – P.3636-3658.

259. Tontilla, J. Cloud base vertical velocity statistics: a comparison between an atmospheric mesoscale model and remote sensing observations / J. Tontilla et al. // Atmospheric Chemistry and Physics. – 2011. – Vol.11. – P.9207-9218.

260. Twomey, S. The nuclei of natural cloud formation part II: the supersaturation in natural clouds and the variation of cloud droplet concentration / S. Twomey // Geofisica pura e applicata. – 1959. – P.243-249.

261. Twomey, S. The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds / S. Twomey // J. of the Atm. Sci. – 1977. – №.34. – P.1149-1152.

262. Ukkonen, P. Implementation of a machine-learned gas optics parametrization in the ECMWF Integrated Forecasting System: RRTMGP-NN 2.0 / P.Ukkonen, R.J. Hogan // EGU sphere. – 2022. – P.1-30.

263. Utrillas, M.P. Comparison of Cloud Amounts Retrieved with three automatic methods and visual observations / M.P.Utrillas et al. // Atmosphere. – 2022. – Vol.13. – №.6. – P.937.

264. Vali, G. Technical Note: a proposal for ice nucleation terminology / G. Vali, P.J. DeMott, O. Möhler, T.F. Whale // Atm. Chem. and Phys. – 2015. – №.15. – P.10263-10270.

265. Van Weverberg, K. A bimodal diagnostic cloud fraction parametrization №.Part I:

- motivating analysis and scheme description / K. Van Weverberg et al. // *MoNo.Weath. Rev.* – 2021. – №.149. – P.841-857.
266. Vie, B. LIMA (v.1.0): A quasi two-moment microphysical scheme driven by a multimodal population of cloud condensation and ice freezing nuclei / B. Vie, J.-P.Pinty, S. Berthet, M. Leriche // *Geosci. Mod. Dev.* – 2016. – №.9. – P.567-586.
267. Villefranque, №.Evidence for the 3D Radiative effects of Boundary-Layer Clouds From Observations of Direct and Diffuse Surface Solar Fluxes / №.Villefranque, R.J. Hogan // *Geophysical Research Letters.* – 2021. – Vol.48. – P.1-9.
268. Wang, Y. Improving bulk microphysics parameterizations in simulations of aerosol effects / Y. Wang et al. // *J. of Geophys. Res.: Atmos.* – 2013. – №.118. – P.5361-5379.
269. Wang, M. Aerosol indirect forcing in a global model with particle nucleation / M. Wang, J.E. Penner // *Atmospheric Chemistry and Physics.* – 2009. – Vol.9. – P.239-260.
270. Ware, R. A multichannel radiometric profiler of temperature, humidity, and cloud liquid / R. Ware et al. // *Radio Science.* – 2003. – Vol.38. – №.4. – P.44-1-13.
271. West, R.E.L. The importance of vertical velocity variability for estimates of the indirect aerosol effects / R.E.L. West et al. // *Atmospheric Chemistry and Physics.* – 2014. – Vol.14. – P.6369-6393.
272. Wild, M. The energy balance over land and oceans: an assessment based on direct observations and CMIP5 climate models / M. Wild et al. // *Clim.Dy№.* – 2015. – №.44. – P.3393-3429.
273. Wilkinson, J.M. Does the introduction of a simple cloud-aerosol interaction improve the representation of drizzle in the operational Met Office Unified Model? / J.M. Wilkinson, S.J. Abel, P.R. Field // *Proc. of the 13<sup>th</sup> AMS Conf. on Cloud Physics.* – 2010. – P.1-7.
274. Xie, S. Simulations of Arctic mixed-phase clouds in forecasts with CAM3 and AM2 for M-PACE / S. Xie et al. // *J. of Geoph.Res.* – 2008. – №.112. – P.D04211.
275. Yi, B. Influence of ice particle surface roughness on the global cloud radiative effect / B. Yi et al. // *J. Atmos. Sci.* – 2013. – №.70. – P.2794-2807.
276. Yushin, №.Mosses as Bioindicators of heavy metal air pollution in the lockdown period adopted to cope with the COVID-19 pandemic / №.Yushin, O. Chaligova, I. Zinicovscaia, K. Vergel, D. Grozdov // *Atmosphere.* – 2020. – Vol.11. – №.11. – P.1194.
277. Zängl, G. Modeling stable orographic precipitation at small scales: the impact of the autoconversion scheme / G. Zängl, A. Seifert, W. Wobrock // *Met. Zeit.* – 2010. – Vol.19. –

№.5. – P.405.-416.

278. Zängl, G. The ICON (ICOsahedral Non-hydrostatic) modelling framework of DWD and MPI-M: Description of the non-hydrostatic dynamical core / G. Zängl, D. Reinert, P. Ripodas, M. Baldauf // Q. J. of the R. Met. Soc. – 2015. – №.141. – P.563-579.

279. Zhang, S. On the characteristics of aerosol indirect effect based on dynamics regimes in global climate models / S. Zhang et al. // Atmos. Chem. Phys. – 2016. – №.16. – P.2765-2783.

280. Zhu, Y. Under What Conditions Can We Trust Retrieved Cloud Drop Concentrations in Broken Marine Stratocumulus? / Y. Zhu, D. Rosenfeld, Z. Li // J. Geophys. Res. Atmos. – 2018. – Vol.123. – P.8754–8767.

281. Zhu, P. Parametrization of continental boundary layer clouds / P. Zhu, W. Zhao // Journal of Geophysical Research. – 2008. – Vol.113. – P.D10201.

282. Zinner, T. Remote sensing of stratocumulus clouds: uncertainties and biases due to inhomogeneity / T. Zinner, B. Mayer // J. of Geoph. Res. – 2006. – Vol.111. – P.D14209.

283. Zubler, E.M. Implementation and evaluation of aerosol and cloud microphysics in a regional climate model / E.M. Zubler et al. // Journal of Geophysical Research. – 2011. – Vol.116. – P.D02211.

284. Сайт модели COSMO // Официальный сайт: [сайт]. – 2023. – URL: <https://cosmo-model.org/content/model/cosmo/releaseNotes/default.htm> (дата обращения: 20.12.2023).

285. Облакомер Lufft // Сайт компании Lufft: [сайт]. – 2023. – URL: <https://www.lufft.com/products/cloud-height-snow-depth-sensors-288/ceilometer-chm-15k-nimbus-2300/> (дата обращения: 20.12.2023).

286. Сайт модели WRF // Официальный сайт: [сайт]. – 2023. – URL: [https://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/physics/phys\\_references.html](https://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/physics/phys_references.html) (дата обращения: 20.12.2023).

287. Сайт модели GRAPES // Официальный сайт: [сайт]. – 2023. – URL: [https://www.cma.gov.cn/en2014/research/GRAPES/202111/t20211110\\_4232972.html](https://www.cma.gov.cn/en2014/research/GRAPES/202111/t20211110_4232972.html) (дата обращения 20.12.2023).

288. Сайт МО МГУ // Официальный сайт: [сайт] – 2023. – URL: <https://www.momsu.ru/> (дата обращения: 20.12.2023).

289. Сайт BSRN // Официальный сайт: [сайт]. – 2023. – URL: <https://bsr№.awi.de/> (дата обращения: 20.12.2023).

290. Сайт ЕМЕП // Официальный сайт: [сайт]. – 2023. – URL: <https://www.ceip.at/> (дата обращения: 20.12.2023).
291. Сайт HYSPLIT // Сайт AERONET: [сайт]. – 2023. – URL: <https://aeronet.gsfc.nasa.gov/> (дата обращения: 20.12.2023).
292. Сайт MODIS // Официальный сайт: [сайт]. – 2023. – URL: <https://ladsweb.modaps.eosdis.nasa.gov/search/> (дата обращения: 20.12.2023).
293. Сайт TNO // Официальный сайт: [сайт]. – 2023. – URL: <https://eccad.aeris-data.fr/> (дата обращения: 20.12.2023).

### Приложение

Таблица П.1 – Краткая синоптическая характеристика дней для ЧЭ №2 модели COSMO  
по данным Метеорологической обсерватории Линденберга

№	Дата, 2018 год	Синоптическая ситуация у земной поверхности	Среднесуточная температура воздуха на 2 м, °С
1	13 апреля	Циклон	16
2	24 мая	Барический гребень	20
3	26 мая	МБП	20
4	27 мая	МБП	21
5	5 июня	МБП	18
6	8 июня	МБП	23
7	13 июня	Барический гребень	-
8	14 июня	Барический гребень	18
9	16 июня	МБП	22
10	20 июня	Барический гребень	-
11	24 июня	Антициклон	13
12	25 июня	Антициклон	17
13	28 июня	Антициклон	22
14	29 июня	Барический гребень	22
15	6 июля	МБП	-
16	12 июля	Барическая ложбина	-
17	21 июля	МБП	22
18	22 июля	МБП	22
19	23 июля	Барический гребень	23
20	1 сентября	МБП	16
21	2 сентября	Барический гребень	19
22	3 сентября	Барический гребень	23
23	3 октября	Циклон	11
24	4 октября	Антициклон	11
25	9 октября	Антициклон	12
26	19 октября	Антициклон	-
27	29 октября	Циклон	-

*Примечание: МБП – малоградиентное барическое поле*

Таблица П.2 – Краткая синоптическая характеристика дней для ЧЭ №3 модели COSMO по данным Метеорологической обсерватории МГУ имени М.В. Ломоносова

№	Дата, 2018 год	Краткая характеристика синоптической ситуации у земной поверхности	Среднесуточная температура воздуха на 2 м, °С
1	1 апреля	Антициклон	+2
2	3 апреля	Барическая ложбина	+3
3	7 апреля	Барическая ложбина	+5
4	18 апреля	Циклон	+10
5	22 апреля	Циклон	+3
6	26 апреля	Барическая ложбина	+9
7	20 мая	Антициклон	+10
8	22 мая	Циклон	+15
9	10 июня	МБП	+10
10	23 сентября	Барическая ложбина	+13
11	25 сентября	Циклон	+8
12	28 сентября	Циклон	+10
13	3 октября	МБП	+9
14	23 октября	Циклон	+4
15	24 октября	Циклон	+4
16	25 октября	Циклон	+3
17	29 октября	Антициклон	+1
18	31 октября	Антициклон	-1

Таблица П.3 – Краткая синоптическая характеристика дней для ЧЭ №5 модели COSMO по данным гидрометеорологических станций Москвы и спектрорадиометра MODIS; число станций/пикселей показано в скобках

Дата	22.04.2018	31.05.2018	08.05.2020	22.05.2020
Характеристика				
Температура воздуха на 2 м, °С	2,5 (31)	10,0 (31)	9,8 (31)	6,4 (31)
Влагосодержание атмосферы, кг/м <sup>2</sup>	8,5 (799)	10,2 (11841)	13,1 (6090)	12,2 (2408)

Таблица П.4 – Краткая синоптическая характеристика дней для ЧЭ №6-7 модели ICON  
по данным Метеорологической обсерватории Линденберга

№	Дата, 2021 год	Синоптическая ситуация у земной поверхности	Среднесуточная температура воздуха на 2 м, °С
1	7 марта	Малоградиентное барическое поле (МБП)	+3
2	20 марта	Антициклон (вост. периферия)	0
3	30 апреля	Холодный сектор циклона	+8
4	3 мая	МБП	+7
5	12 мая	Холодный сектор циклона	+15
6	14 мая	Циклон	+11
7	26 мая	Циклон	+11
8	4 июня	МБП	+18
9	13 июня	Антициклон (вост. периферия)	+14
10	15 июня	МБП	+20
11	22 июня	Холодный сектор циклона	+19
12	23 июня	МБП	+18
13	3 июля	МБП	+19
14	5 июля	Барическая ложбина	+20
15	8 июля	Барический гребень	+19
16	19 июля	Антициклон (вост. периферия)	+18
17	22 июля	Антициклон (вост. периферия)	+19
18	23 июля	МБП	+21
19	28 июля	Теплый сектор циклона	+21
20	1 августа	Холодный сектор циклона	+17
21	17 августа	Антициклон	+15
22	19 августа	Циклон	+19
23	20 августа	МБП	+18
24	21 августа	МБП	+19
25	22 августа	МБП	+19
26	25 августа	Антициклон (вост. периферия)	+15
27	4 сентября	МБП	+14
28	16 сентября	Барическая ложбина	+18
29	17 сентября	Циклон	+15
30	18 сентября	Барическая ложбина	+13
31	19 сентября	Барическая седловина	+12
32	20 сентября	Барическая седловина	+12

*Примечание: МБП – малоградиентное барическое поле*

Таблица П.5 – Краткая синоптическая характеристика дней для ЧЭ №8 модели ICON по данным Метеорологической обсерватории Линденберга

№	Дата, 2021 год	Синоптическая ситуация у земной поверхности	Средняя температура воздуха на 2 м за период, °С	Осадки, мм
1	21-23 марта	Антициклон	+5	2
2	29 апреля – 1 мая	Циклон	+10	5,5
3	12-14 мая	Циклон	+12	5,2
4	26-28 мая	Циклон	+11	5,5
5	23-25 июня	МБП	+18	3,2
6	19-21 июля	Барический гребень	+17	0
7	19-21 августа	МБП	+19	0
8	11-13 сентября	МБП	+18	0,9
9	16-18 сентября	Циклон	+15	0
10	19-21 сентября	МБП	+12	0

*Примечание: МБП – малоградиентное барическое поле*

Таблица П.6 – Данные измерений и их основные характеристики для периода ЧЭ №1 (март-октябрь 2016 года, 234 дня) в Центральной Европе; среднечасовые (CLOUDNET) и 15-минутные (BSRN) данные

Источник	Характеристика	Квантиль			Число случаев
		25%	50%	75%	
CLOUD- NET	Водосодержание облаков, г/м <sup>2</sup>	59	96	159	1538
	Лёдность облаков, г/м <sup>3</sup>	0,001	0,002	0,004	313833
	Влагосодержание атмосферы, кг/м <sup>2</sup>	13	18	24	5170
BSRN	Суммарная радиация (Q), Вт/м <sup>2</sup>	121	191	273	5528

Таблица П.7 – Данные измерений и их основные характеристики для периода ЧЭ №6 (март-октябрь 2021 года, 32 дня) в Центральной Европе; 10-минутные (CLOUDNET), 5-минутные (MODIS) и 10-минутные (BSRN) данные

Источник	Характеристика	Квантиль			Число случаев	Ошибка измерений
		25%	50%	75%		
CLOUDNET	Водность облаков, г/м <sup>3</sup>	0,04	0,10	0,24	11620 6	1,7 dBZ
	Водосодержание облаков, г/м <sup>2</sup>	57	106	219	3670	48 г/м <sup>2</sup>
	Лёдность облаков, г/м <sup>3</sup>	0,001	0,004	0,012	93008	1,7 dBZ
MODIS	Водосодержание облаков, г/м <sup>2</sup>	46	99	208	622 33 5 910	19%
	Эффективный радиус облачных капель, мкм	11	15	23		8%
	Оптическая толщина облаков	5	10	20		9%
BSRN	Суммарная радиация (Q), Вт/м <sup>2</sup>	140	225	350	2123	2% (5 Вт/м <sup>2</sup> )
	Рассеянная радиация, Вт/м <sup>2</sup>	129	191	287		2% (3 Вт/м <sup>2</sup> )

Таблица П.8 – Основные характеристики данных MODIS для периода ЧЭ №5 (апрель-май 2018-2020 гг.); медиана и межквартильный диапазон измеренных характеристик облачности показаны через косую черту “/”

Характеристика	Шаг сетки, км	Все случаи	Случаи северной адвекции (ССА)	Отобранные для численных экспериментов ССА (СЧЭ)
Эффективный радиус облачных капель ( $R_{эфф}$ ), мкм	1	9 / 4	9 / 4	11 / 4
Ошибка $R_{эфф}$ , %		7 / 2	6 / 1	6 / 1
Водосодержание облаков (LWP), г/м <sup>2</sup>		106 / 138	120 / 150	151 / 175
Ошибка LWP, %		16 / 6	16 / 6	15 / 4
Оптическая толщина капельных облаков (ОТО <sub>кап</sub> )		19 / 21	21 / 22	23 / 22
Ошибка ОТО <sub>кап</sub> , %		7 / 5	7 / 5	7 / 4
Число пикселей		338065	187152	28809
Число пикселей	5	19705	11979	1371
Число дней	Всего:	116	66	4
	2018 г:	26	11	22 апреля, 31 мая
	2019 г:	42	16	-
	2020 г:	48	39	8 мая, 22 мая

Таблица П.9 – Данные измерений и их основные характеристики для периода ЧЭ №8 (март-октябрь 2021 года, 32 дня) в Центральной Европе; 10-минутные данные CLOUDNET

Характеристика	Квантиль			Число случаев	Ошибка измерений
	25%	50%	75%		
Водность облаков, г/м <sup>3</sup>	0,03	0,09	0,21	102558	1,67 dBZ
Водосодержание облаков, г/м <sup>2</sup>	331	496	641	781	53 г/м <sup>2</sup>
Лёдность облаков, г/м <sup>3</sup>	0,001	0,004	0,012	269850	1,74 dBZ

Таблица П.10 – Суммарное число случаев верификации 6-часовых сумм осадков модели ICON (ЧЭ №6, март-октябрь 2021 года, 32 дня)

Заблаговременность, ч	12	18	24	30	36
Число случаев	14342	13983	14064	13556	14378

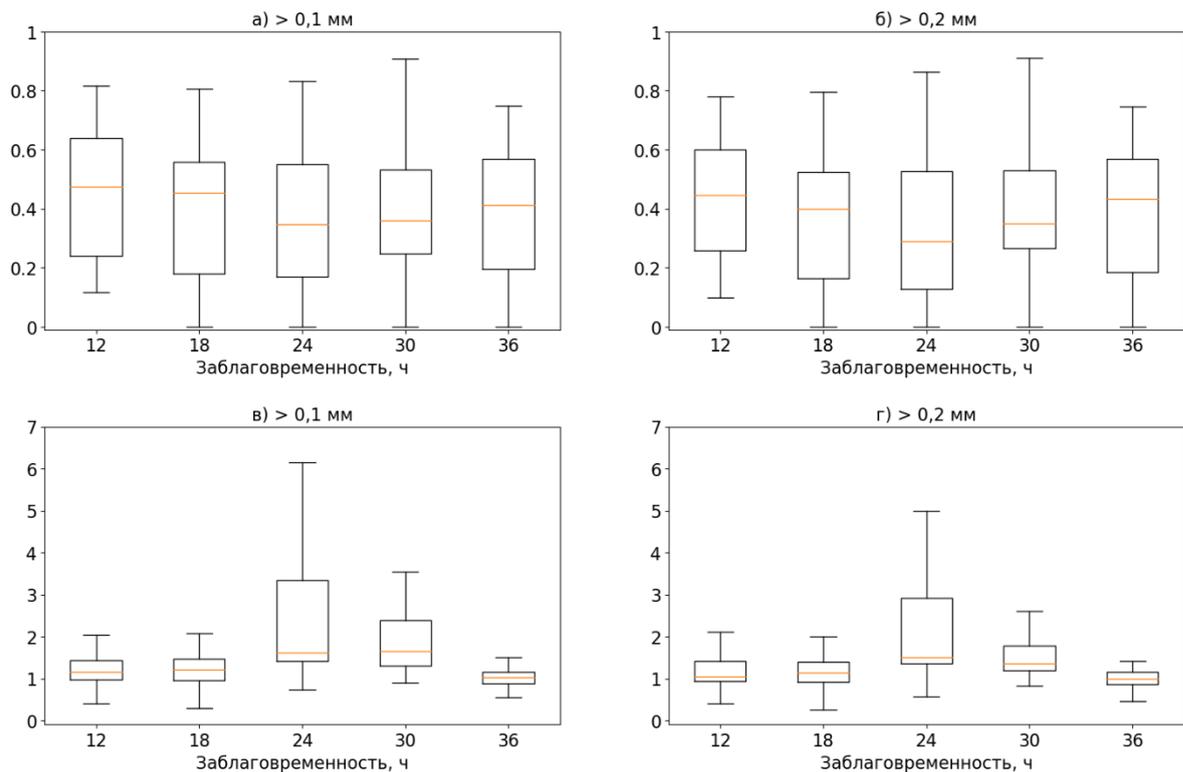


Рисунок П.1 – Диаграммы размаха индексов оценки угроз (а-б) и смещения частоты (в-г) для осадков разной заблаговременности (по горизонтали) по данным измерений 6-часовых сумм осадков и ЧЭ №6 модели ICON с пороговыми значениями верификации 0,1 мм (а, в), 0,2 мм (б, г); оценки по 25 ближайшим узлам сетки модели по сравнению с гидрометеорологическими станциями (чертой внутри показана медиана)

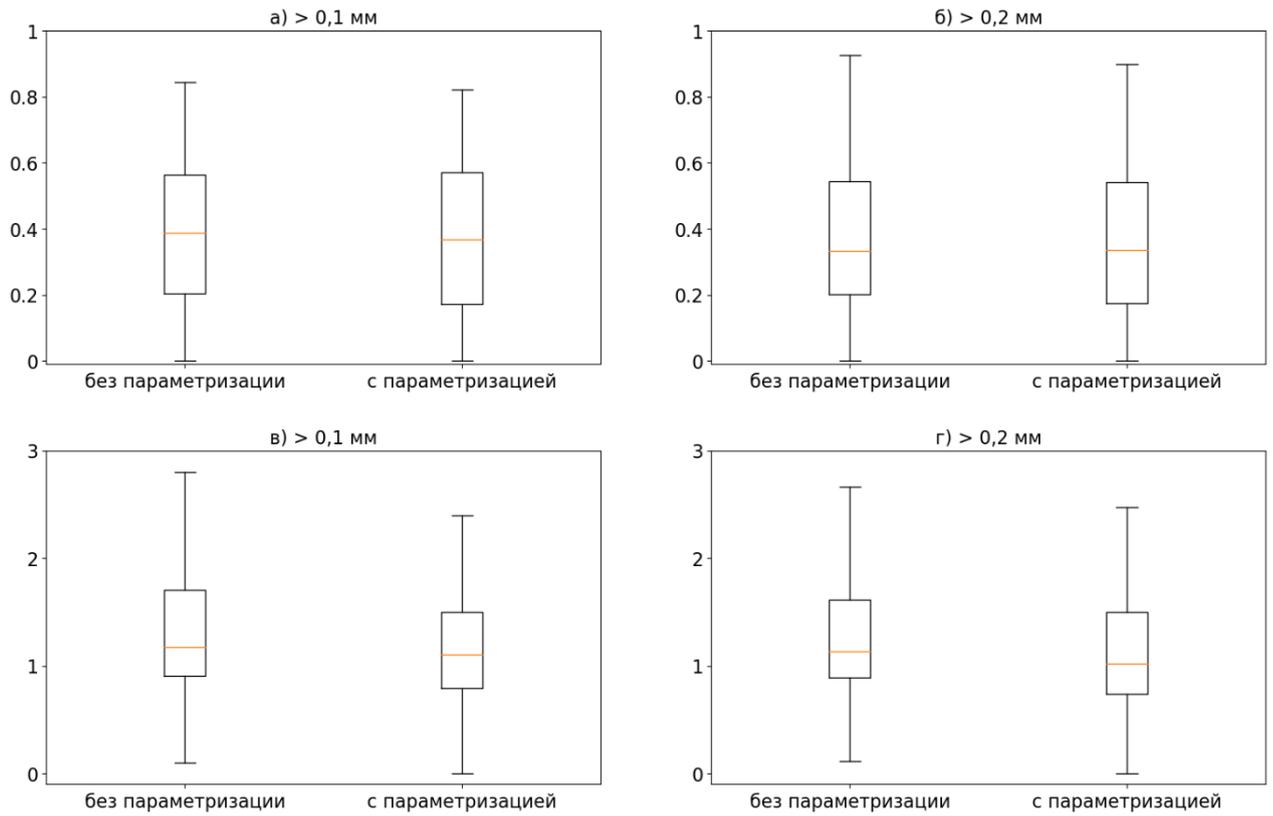


Рисунок П.2 – Диаграммы размаха индексов оценки угроз (а-б) и смещения частоты (в-г) по данным измерений 6-часовых сумм осадков и ЧЭ №8 модели ICON (заблаговременности 6-72 ч) с пороговыми значениями верификации 0,1 мм (а, в), 0,2 мм (б, г); оценки по 25 ближайшим узлам сетки модели по сравнению с гидрометеорологическими станциями (чертой внутри показана медиана)