

Федеральная служба
по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды

ТРУДЫ
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ
им. А. И. Воейкова

Выпуск

582

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

Санкт-Петербург
2016

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

Редакционная коллегия

Д-р физ.-мат. наук В. М. Катцов, д-р физ.-мат. наук Е. Л. Генихович,
канд. физ.-мат. наук А. С. Зайцев, д-р физ.-мат. наук, профессор И Л. Кароль,
д-р геогр. наук, профессор Н. В. Кобышева, д-р физ.-мат. наук В. П. Мелешко,
д-р геогр. наук А. В. Мещерская, д-р техн. наук А. А. Синькевич,
канд. физ.-мат. наук С. С. Чичерин,
канд. геогр. наук Е. Л. Махоткина (секретарь редколлегии)

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

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

Рекомендуется аспирантам и студентам старших курсов соответствующих специальностей.

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

Proceedings of Voeikov Main Geophysical Observatory

Editorial board

Dr. V. M. Kattsov, Dr. E. L. Genihovich, Dr. A. S. Zaitsev, Dr. I. L. Karol,
Dr. N. V. Kobysheva, Dr. V. P. Meleshko, Dr. A. V. Mescherskaya,
Dr. A. A. Sinkevich, Dr. S. S. Chicherin, Dr. E. L. Makhotkina
(Editorial board secretary)

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

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

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

© Федеральное государственное бюджетное
учреждение «Главная геофизическая обсерватория
им. А.И. Воейкова»,
2016

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Ю. А. Довгалюк, Н. Е. Веремей, С. А. Владимиров, А. С. Дрофа, М. А. Затевахин, А. А. Игнатьев, В. Н. Морозов, Р. С. Пастушков, А. А. Синькевич, А. В. Шаповалов.</i> Концепция разработки численной нестационарной трехмерной модели эволюции осадкообразующего конвективного облака в естественных условиях и при активных воздействиях.	7
<i>Н. Е. Веремей, Ю. А. Довгалюк, М. А. Затевахин, А. А. Игнатьев, В. Н. Морозов, Р. С. Пастушков.</i> Описание базовой численной нестационарной трехмерной модели конвективного облака.	45
<i>Ю. А. Довгалюк, Н. Е. Веремей, М. А. Затевахин, А. А. Игнатьев, А. А. Синькевич, М. А. Торопова.</i> Пример результатов расчетов эволюции осадкообразующего конвективного облака с помощью полной трехмерной модели.	92
<i>С. А. Владимиров, Р. С. Пастушков.</i> Комплексный метод активных воздействий на конвективные облака с целью регулирования осадков. Трехмерное численное моделирование	116
<i>Р. С. Пастушков.</i> Модель активных воздействий на конвективные облака льдообразующими аэрозолями. Современное состояние и перспективы развития.	128
<i>Б. А. Ашабоков, А. Х. Кагермазов, А. В. Шаповалов, В. А. Шаповалов.</i> Об одном подходе к формированию начальных условий при моделировании конвективных облаков.	159

<i>Б. А. Ашабоков, А. В. Шаповалов, З. С. Гаева, Л. Д. Новикова, В. А. Шаповалов, И. Х. Машуков, М. М. Шериева.</i> Численное моделирование параметров градовых облаков при воздействии кристаллизующим реагентом. Перспективы развития полной трехмерной модели конвективного облака.	174
<i>Л. К. Белова, А. С. Дрофа.</i> Исследование воздействия гигроскопическими реагентами на конвективное облако по результатам численного моделирования.	184
<i>Ю. А. Довгалюк, Н. Е. Веремей, С. А. Владимиров, А. С. Дрофа М. А. Затевахин, А. А. Игнатьев, В. Н. Морозов, Р. С. Пастушков, А. А. Синькевич, А. В. Шаповалов.</i> Перспективы развития полной трехмерной модели конвективного облака.	202
<i>А. В. Байдин, В. П. Мелешко, Т. В. Павлова, В. А. Говоркова.</i> Изменяется ли усиление потепления в Арктике при сокращении ледяного покрова?	214
<i>Е. Д. Надёжина, И. М. Школьник, Р. С. Бортковский, А. В. Стернзат.</i> Пространственно-временная структура изменений потоков CO_2 и O_2 через поверхность раздела «вода–воздух» в арктических морях России при потеплении климата.	230
<i>В. М. Ивахов, Н. Н. Парамонова, В. И. Привалов, А. В. Зинченко.</i> Анализ данных непрерывных наблюдений атмосферной концентрации метана на арктической станции Тикси с 2010 по 2015 гг.	261

CONTENTS

<i>Dovgaluk Yu. A., Veremei N. E., Vladimirov S. A., Drofa A. S., Zatevakhin M. A., Ignatiev A. A., Morozov V. N., Pastushkov R. S., Sinkevich A. A., Shapovalov A. V.</i> The concept of development of numerical nonstationary three-dimensional model of precipitation forming convective cloud in natural conditions and during active modifications.	7
<i>Veremei N. E., Dovgaluk Yu. A., Zatevakhin M. A., Ignatiev A. A., Morozov V. N., Pastushkov R. S.</i> Evaluation of Water Resources Available for Active Modifications of Convective Clouds by Means of Hygroscopical Reagent.	45
<i>Dovgaluk Yu. A., Veremei N. E., Zatevakhin M. A., Ignatiev A. A., Sinkevich A. A., Toropova M. L.</i> The concept of development of numerical nonstationary three-dimensional model of precipitation forming convective cloud in natural conditions and during active modifications.	92
<i>Vladimirov S. A., Pastushkov R. S.</i> The complex method of convective cloud seeding for purposes to regulate precipitation. Three-dimensional numerical simulation.	116
<i>Pastushkov R. S.</i> The model of convective cloud modification with ice-forming aerosols. Present-day status and perspective.	128
<i>Ashabokov B. A., Kagermazov A. H., Shapovalov A. V., Shapovalov V. A.</i> About one approach to formation of conditions at modeling of the convective clouds.	159
<i>Ashabokov B. A., Shapovalov A. V., Gaeva Z. S., Novikova L. D., Shapovalov V. A., Mashukov I. H., Sherieva M. M.</i> Numerical modeling of the hail clouds when seeding with forming reagents.	174

<i>Belova L. K., Drofa A. S.</i> Studying an Effect of Seeding with Hygroscopic Agents on a Convective Cloud Based on the Results of Numerical Simulation.	184
<i>Dovgaluk Yu. A., Veremei N. E., Vladimirov S. A., Drofa A. S., Zatevakhin M. A., Ignatiev A. A., Morozov V. N., Pastushkov R. S., Sinkevich A. A., Shapovalov A. V.</i> Perspectives of the further development of three-dimensional convective cloud model.	202
<i>Baidin A. V., Meleshko V. P., Pavlova T. V., Govorkova V. A.</i> Does Arctic amplification change when sea ice declines?	214
<i>Nadyozhina E.D., Shkolnik I. M., <u>Bortkovskii R. S.</u>, Sternzat A. V.</i> Spatiotemporal structure of changes in carbon dioxide and oxygen fluxes through the surface of Arctic Seas due to climate warming.	230
<i>Ivakhov V. M., Paramonova N. N., Privalov V. I., Zinchenko A. V.</i> Analysis of continuous observations data of atmospheric methane concentration at Arctic station Tiksi during 2010-2015.	261

**КОНЦЕПЦИЯ РАЗРАБОТКИ
ЧИСЛЕННОЙ НЕСТАЦИОНАРНОЙ ТРЕХМЕРНОЙ МОДЕЛИ
ЭВОЛЮЦИИ ОСАДКООБРАЗУЮЩЕГО
КОНВЕКТИВНОГО ОБЛАКА
В ЕСТЕСТВЕННЫХ УСЛОВИЯХ
И ПРИ АКТИВНЫХ ВОЗДЕЙСТВИЯХ**

*Ю. А. Довгалюк¹, Н. Е. Веремей¹, С. А. Владимиров³, А. С. Дрофа⁶,
М. А. Затевахин², А. А. Игнатьев², В. Н. Морозов¹, Р. С. Пастушков^{3,4},
А. А. Синькевич¹, А. В. Шаповалов⁵*

¹Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова
194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7
e-mail: dovgaluk35@mail.ru, veremey@gmail.com,
vp_morozov@inbox.ru, sinkevich51@mail.ru

²АО «Атомпроект»
191036 Санкт-Петербург, 2-я Советская ул., 9/2а
e-mail: ignat2000@gmail.com, mike2404@yandex.ru

³Центральная аэрологическая обсерватория
141707 Долгопрудный, ул. Первомайская, 3
e-mail: vlaser753@mail.ru, idreamdinadreami@mail.ru

⁴Московский физико-технический институт
141700 Долгопрудный, ул. Первомайская, 9
idreamdinadreami@mail.ru

⁵Высокогорный геофизический институт
360030 КБР, Нальчик, пр. Ленина, д.2;
e-mail: atajuk@mail.ru

⁶– Научно-производственное объединение «Тайфун»
249038 Калужская обл., Обнинск, ул. Победы, 4
e-mail: adrofa@rpatyphoon.ru

Поступила в редакцию 6.06.2016
Поступила после доработки 4.07.2016

Введение

Характерной особенностью атмосферы Земли является наличие в ней воды в трех ее агрегатных состояниях. Это, в частности, проявляется в образовании облаков различных форм. Особый интерес представляют конвективные облака, так как они в значительной степени ответственны за вертикальный перенос тепла, влаги и количества движения в атмосфере. С этими облаками связаны наиболее опасные явления погоды (ливни, грозы, град, шквалы, смерчи).

Направления исследования конвективных облаков подразделяются на натурные, лабораторные, а также численное моделирование, цикл статей о котором представлен в настоящем сборнике.

Роль численного моделирования в изучении образования и развития облаков и осадков неуклонно возрастает. Применительно к исследованию конвективных облаков роль численного моделирования особенно важна, так как экспериментальные исследования крайне дороги и могут проводиться лишь в ограниченном объеме.

Развитие вычислительных технологий и стремительный рост быстродействия вычислительной техники способствуют динамичному развитию численных моделей. Использование современных быстродействующих вычислительных машин обеспечивает возможность расчетов характеристик облаков за относительно короткое время.

В настоящее время появилась возможность выполнять трехмерное численное моделирование конвективных облаков. Особенностью условий образования таких облаков является наличие значительных вертикальных потоков. Описание эволюции конвективных облаков опирается на систему уравнений гидротермодинамики многофазной многокомпонентной среды (Мейсон, 1961; Шишкин, 1964; Шмeтер, 1972; Матвеев, 1981; Шмeтер, 1987; Довгалюк, Веремей, Синькевич, 2013; Ашабоков и др., 2013; Zatevakhin, 2014; Ашабоков, Шаповалов, 2008).

Следуя авторам (Коган, Мазин и др., 1984), под численной моделью здесь и далее подразумевается:

- 1) система уравнений;
- 2) совокупность начальных и граничных условий;
- 3) численный алгоритм решения системы уравнений;
- 4) программа для ЭВМ, реализующая указанный алгоритм и вывод результатов расчетов.

В настоящем сборнике представлен цикл работ, посвященных созданию и развитию отечественной численной нестационарной трехмерной модели конвективного облака, разработанной по заказу Росгидромета коллективом ведущих профильных институтов под руководством ГГО. В разработке участвовали ГГО, ЦАО, ВГИ и НПО «Тайфун».

Модель предназначена для исследования эволюции конвективного облака как в естественных условиях, так и при активных воздействиях (АВ), осуществляемых с разными целями разными способами, а также для разработки методики оценки эффекта АВ и оптимизации технологии их проведения.

В настоящей (вводной) статье представлен обзор существующих моделей конвективных облаков, сформулированы основные требования к описываемой трехмерной модели, ее физическая концепция, а также общая структура.

1. Постановка задачи

В настоящее время в России продолжают регулярные работы по активным воздействиям (АВ) на конвективные облака с целью регулирования осадков, а также предотвращения (ослабления) опасных явлений, связанных с развитием конвективных облаков (ливни, грозы, град, шквалы) (Абшаев, Малкарова, 2006; Ашабоков, Шаповалов, 2008; Ашабоков и др., 2013). Можно выделить мероприятия по метеозащите крупных городов и промышленных центров с целью обеспечения благоприятной погоды при проведении массовых мероприятий (Шметер, Берюлев, 2005; Синькевич и др., 2010; Колосков и др., 2008, 2011; Козлов и др., 2012).

Работы по созданию модели были начаты в 2007 году. Планировалось, что модель должна была обеспечивать возможность исследования развития осадкообразующего конвективного облака при

естественном развитии и при АВ с последующей оценкой эффекта воздействия. В нее требовалось включить учет основных облачных процессов (динамика воздушных потоков; фазовые переходы влаги, коагуляция и иное взаимодействие облачных элементов; электрическое заряджение капель и ледяных частиц; пространственное распределение электрических зарядов; физические процессы, связанные с АВ). При этом необходимо было обеспечить выполнение расчетов за разумное время при наличии высокопроизводительной электронно-вычислительной техники (в частности, предоставляющей возможность параллельных вычислений).

В результате расчетов по модели должно получаться пространственно-временное распределение таких физических величин, как составляющие скорости движения паровоздушной среды; ее температура, давление и плотность; содержание воды и льда; радиолокационная отражаемость, объемная плотность распределения электрических зарядов, напряженность электростатического поля и др.

2. Состояние вопроса

Существует два подхода к моделированию облачной конвекции: моделирование полей облаков и отдельно взятого облака.

В последние годы появилось значительное число мезомасштабных моделей полей облаков (McQueen et al, 1997; Grell et al, 1995; Skamarock и др., 2005; Steppeler и др., 2003; Trentmann и др., 2007). Для исследования свойств облаков пограничного слоя используется вихреразрешающее моделирование (LES — Large-Eddy Simulation — метод моделирования крупных вихрей) (Chlond, Wolkau, 2001; Neggers и др., 2003; Довгалюк, Игнатьев, 2011; Игнатьев, 2011; Матвеев, Матвеев, 2005), в том числе и с детальной микрофизикой (Khairoutdinov, Kogan, 1999).

Некоторые мезомасштабные модели в последние годы стали доступны широкому кругу пользователей через сеть Интернет (например, MM5 (Grell и др., 1995), WRF (Michalakes et al., 2001)). Однако применение таких моделей к описанию конвективных облаков

является сравнительно новым направлением и сталкивается с определенными трудностями.

Что касается моделей отдельно взятого конвективного облака, в этом направлении существуют значительные наработки как в России, так и за рубежом. Такие модели при прочих равных условиях потребляют сравнительно мало вычислительных ресурсов и могут использоваться в оперативной практике, в том числе и при моделировании АВ. В связи с этим было решено остановиться на рассмотрении моделей отдельно взятого облака.

К настоящему времени в мировой практике накоплен значительный опыт создания численных моделей разного уровня сложности. Модели отдельного конвективного облака различаются по размерности (нуль-, одно-, двух- и трехмерные), а также полноте учета тех или иных физических процессов (Коган, Мазин и др., 1984; Довгалюк, Ивлев, 1998). Следует особо выделить динамические модели (с подробным описанием динамики воздушных потоков и упрощенной параметризацией микрофизики) и микрофизические (с основным упором на описание микрофизических процессов при упрощенном задании динамики). В разных моделях различен способ описания динамики воздушных потоков, а также микрофизических процессов (с детальной и параметризованной микрофизикой). Помимо этого, в модели может входить описание различных дополнительных процессов (электризация и разделение зарядов, взаимодействие облака с газовыми или аэрозольными примесями, химические процессы в каплях и кристаллах и др.). Обзор моделей дан, например, в работах (Роджерс, 1979; Довгалюк, Ивлев, 1998; Довгалюк, Веремей, Синькевич, 2013; Шметер, 1972; Пастушков, 1973б; Шметер, 1987; Ашабоков и др., 2013).

Наиболее широко используемыми моделями, которые включают полное описание всех процессов, определяющих развитие конвективного облака, являются полуторамерные, т. е. фактически одномерные модели, в которых было учтено вовлечение за счет турбулентного перемешивания и направленного втекания (вытекания) (Asai, Kasahara, 1967; Scott, Hobbs, 1977; Shiino, 1978). Несмотря на математическую простоту, полнота описания физических процессов в

полуторамерных моделях такова, что они продолжают активно использоваться (Taylor, 1989; Alfonso et al., 1998; Довгальук и др., 2013). Эти модели позволяют хорошо предсказывать мощность облака и средние по его горизонтальному сечению параметры. Однако отсутствие разрешения внутренней структуры облака ограничивает их применимость для исследования процессов, в которых информация о такой структуре необходима. Для этой цели более пригодны двумерные модели (Ogura, 1963; Orville, 1965; Clark, 1973; Orville, Корр, 1977; Hall, 1980; Веремей, Довгальук, Станкова, 2007), в которых явно разрешается внутренняя область восходящего течения, процессы вовлечения и перемешивания на внешних границах облака.

Однако двумерные модели не позволяют (или позволяют лишь в ограниченной степени) воспроизводить эффекты, имеющие место в реальных условиях: сдвиг ветра, влияние силы Кориолиса и т. п. И хотя многие из этих эффектов могут расцениваться как второстепенные, однако детальный анализ, выполненный в работе (Miller et al., 1990) показал, что трехмерный характер течения может заметно влиять на микрофизические процессы, а, следовательно, и на всю картину эволюции облака и формирования осадков. Помимо этого отказ от трехмерности не позволит описывать целый ряд сугубо трехмерных процессов (взаимодействие облака с полем ветра, мультячейковые и суперячейковые облака, поля облаков, активные воздействия, шквалы, смерчи и др.), избегая серьезных упрощений.

К настоящему времени предложено большое число различных трехмерных моделей кучевых облаков, которые в основном очень близки между собой и зачастую различаются только несущественными деталями. Кроме того, как в гидродинамических, так и в микрофизических блоках двух- и трехмерных моделей очень много общего, поэтому при дальнейшем анализе нет необходимости делать акцент на размерности рассматриваемой модели.

Ниже приведен обзор основных свойств различных двух- и трехмерных моделей с учетом обобщений, предложенных в работе Р. С. Пастушкова (2013).

2.1. Состояние вопроса по моделированию гидротермодинамических процессов

С гидродинамической точки зрения кучевое облако представляет собой конвективное течение многофазной многокомпонентной среды. Для расчета конвективных течений в классической гидродинамике широко используется так называемое приближение Буссинеска (Ogura, Phillips, 1962; Пастушков, Шмелер, 1968, 1971; Пастушков, 1970а, 1973а; Pastushkov, 1975; Гутман, 1969; Коряков, Лебедева, 1983а, б). В этом приближении уравнения совпадают с обычными уравнениями движения несжимаемой жидкости, за исключением слагаемого, описывающего влияние сил плавучести, которое появляется в уравнениях для вертикального компонента импульса и учитывает изменение плотности за счет изменения температуры или химического состава смеси.

Вывод и условия применимости приближения Буссинеска подробно изложены например в работе (Гершуни, Жуховицкий, 1972). В этой работе показано, что это приближение применимо при малых относительных изменениях температуры и плотности, т. е. только при моделировании достаточно тонких слоистых облаков или конвекции в атмосферном пограничном слое. В мощных кучевых облаках температура (в градусах Кельвина) по высоте изменяется в полтора раза, а плотность — в несколько раз, и это приближение, очевидно, неприменимо. Вообще говоря, обычно различные приближения оказываются работоспособными за пределами формальных границ их применимости, однако, как указывается, например, в работе (Lilly, 1996), используемое в приближении Буссинеска предположение о постоянстве базовых значений температуры и плотности может приводить к большим ошибкам при моделировании атмосферных конвективных течений.

Полные уравнения газодинамики свободны от всех указанных выше ограничений и достаточно широко используются при численном моделировании конвективных облаков (см. например: (Lilly, 1962; Klemp, Wilhelmson, 1978б; Dovgalyuk, Zatevakhin, Stankova, 1994; Затевахин, 2001)).

Однако полные уравнения газодинамики избыточны с точки зрения описания процессов в конвективном облаке. Эти уравнения описывают все газодинамические процессы, в том числе и распространение звуковых волн. Последний процесс не имеет никакого значения для описания динамики облака, однако его присутствие в системе уравнений накладывает дополнительные ограничения на используемые численные методы. В частности, если используются явные по давлению схемы (давление берется с предыдущего временного шага), то требуется дополнительное ограничение величины шага по времени, вычисленное по скорости звука. Например, в работе (Klemp, Wilhelmson, 1978) для преодоления этой проблемы использовался специальный алгоритм расщепления с расчетом распространения звуковых волн с малым шагом по времени. Полностью неявные схемы свободны от этого ограничения, однако они могут быть достаточно громоздки и требуют для своей реализации дополнительных вычислительных ресурсов. Отдельную проблему в случае решения полных уравнений газодинамики представляет «выпускание» звуковых волн за пределы открытых границ расчетной области.

Все эти проблемы привели к развитию так называемого неупругого приближения. Большая часть моделей облачной конвекции основана на использовании именно этого приближения (см. например (Hall, 1980; Flossmann, Pruppacher, 1988; Коган, 1979; Коган, 1991; Ovtchinnikov, Kogan, 2000)). Впервые оно было предложено в работе (Ogura, Phillips, 1962) на основе разложения решения по малому параметру, представляющему собой отношений изменений потенциальной температуры к некоторому характерному постоянному ее значению, для случая адиабатического течения. В результате авторы получили уравнение неразрывности, записанное относительно невозмущенного значения плотности, удовлетворяющей уравнению гидростатического равновесия в невозмущенной атмосфере с постоянной потенциальной температурой, т.е. нейтрально стратифицированной. На это, в частности, указывается в работе (Lilly, 1996), где описана более универсальная модель (Durran, 1989). Тем не менее, во всех работах неупругое приближение используется для

моделирования процессов при произвольном состоянии невозмущенной атмосферы. К настоящему времени не известны работы, в которых решение, полученное по неупругой модели сравнивалось бы с «точным», полученным по полным уравнениям газодинамики. Другие недостатки неупругого приближения указаны в работе (Klemp, Wilhelmson, 19786).

В гидродинамике рассмотренная выше проблема также привлекала внимание исследователей. Для ее решения были разработаны специальные модели для расчета существенно дозвуковых течений (Лапин, Стрелец, 1989; Нехамкина и др., 1989). В работе (Затевахин и др., 1994) этот подход был обобщен на случай атмосферной конвекции, характеризующейся большим значением параметра гидростатической сжимаемости. Система уравнений получена разложением по малому параметру — числу Маха. Основное упрощение по сути сводится к тому, что при вычислении плотности не учитывается отклонение давления от равновесного гидростатического состояния, что аналогично предположению, положенному в основу приближения (Durrant, 1989). При этом, в отличие от неупругого приближения, учитываются процессы расширения (сжатия) при притоке (оттоке) тепла.

Еще одна проблема, возникающая при моделировании конвективных облаков, заключается в расчете переноса массы и энергии частицами осадков. С гидродинамической точки зрения все модели конвективных облаков строятся на основе уравнений движения многофазной (двухфазной в случае капельного облака) среды, записанных в однотемпературном двухскоростном (в случае капельного облака) приближении. В этом приближении при решении уравнений термогидродинамики считается, что газ и частицы имеют одну и ту же температуру, а частицы осадков движутся со скоростью, отличающейся от скорости газа-носителя на величину скорости установившегося гравитационного осаждения. Полный вывод соответствующих уравнений приведен в работе (Zatevakhin, 2014).

Очевидно, что осаждающиеся частицы переносят в нижележащие слои массу и энергию. Перенос массы учитывается во всех моделях соответствующими слагаемыми: в уравнениях переноса частиц

осадков — в моделях с параметризованной микрофизикой, в кинетических уравнениях — в моделях с детальной микрофизикой. Перенос энергии частицами осадков в форме, аналогичной предложенной в (Zatevakhin, 2014), учитывался в моделях (Taylor, 1989; Orville, Kopp, 1977; Wisher et al, 1972). В подавляющем большинстве облачных моделей такой перенос не учитывается. В них используется уравнение сохранения энергии, записанное для влажного воздуха. Однако очевидно, что влажный воздух без учета частиц конденсированной фазы не является замкнутой системой. В однотемпературном приближении более холодные частицы осадков, приходящие с вышележащих слоев воздуха, нагреваются до температуры окружающей среды, тем самым отнимая тепло у влажного воздуха. Работы, в которых были бы сделаны оценки влияния этого фактора, неизвестны.

Отметим, что уравнения движения трехмерной модели мощного облака должны включать силу Кориолиса. Так в работе (Klemp, Wilhelmson, 1978a) указывается, что сильные грозовые облака часто движутся вправо от направления среднего ветра в окружающей атмосфере. В справочнике «Атмосфера» (1991) указывается, что процесс развития пространственной структуры Cb носит зеркально симметричный характер в северном и южном полушариях. Очевидной причиной этого может быть только сила Кориолиса. В частности, она была учтена в уравнениях модели (Klemp, Wilhelmson, 1978b), при помощи которой в работе (Klemp, Wilhelmson, 1978a) изучались особенности пространственной структуры мощных кучевых облаков.

2.2. Состояние вопроса по моделированию микрофизических процессов

Все модели, независимо от их размерности, могут быть разделены на модели с детальным и параметризованным описанием микрофизических процессов. В первых соответствующие процессы рассчитываются на основе численного решения кинетического уравнения коагуляции (Hall, 1980; Flossmann, Pruppacher, 1988; Коган, 1978; Коган, 1979; Коган, 1991; Ovtchinnikov, Коган, 2000; Klemp,

Wilhelmson, 1978б; Бекряев, Гурович, 1991; Мазин, Гурович, 1998; Бекряев, 2007). В последних же решаются уравнения переноса для различных фракций облачных частиц и частиц осадков, а переход из одной фракции в другую параметризуется с использованием различных полуэмпирических соотношений (Taylor, 1989; Orville, Corp, 1977; Wisher et al., 1972; Коряков, Лебедева, 1983а, б; Tripoli, Cotton, 1982; Bennets, Rawling, 1981; Cotton et al., 1982; Walko et al., 1995; Meyers et al., 1997). Обзор параметризаций, используемых в таких моделях, приведен в монографии (Поташник, Кузнецов, 2010). Обычно предполагается, что модели с детальной микрофизикой обеспечивают более надежное моделирование микроструктуры облака. Однако детальный анализ показывает, что это не совсем так.

Во-первых, в наиболее интересном случае, когда облако трехфазное, возникает необходимость расчета спектра ледяных частиц. Отметим, что учет ледяной фазы принципиально необходим как применительно к описанию осадкообразования (Мейсон, 1961; Шишкин, 1964; Pruppacher, Klett, 1978; Bennets, Rawling, 1981; Hall, 1980), так и применительно к электризации облаков (Имянитов и др., 1971; Mansell, et al., 2005). Анализ подходов, использованных для этой цели, например, в работах (Hall, 1980; Ovtchinnikov, Kogan, 2000; Reisin et al., 1996; Ovtchinnikov et al., 2000), показывает, что в рамках одномерного кинетического уравнения возникает необходимость введения стольких допущений, что окончательная модель больше напоминает параметризованную. Более того, физические процессы в трехфазном облаке настолько сложны, что при описании их кинетики приходится параметризовать эти процессы. Например, опыт расчетов по относительно простой модели трехфазного облака с детальной микрофизикой (Пискунов и др., 2004) показал, что результаты решения сильно зависят от концентрации льдообразующих ядер, которая, как и свойства ядер, в реальных условиях недостаточно известна.

Во-вторых, существенную проблему представляет описание первоначального образования осадков. В моделях с параметризованной микрофизикой используются различные параметризации (например, (Kessler, 1969)), которые приводят к

удовлетворительным результатам (Довгалоук и др., 2013). Если же использовать модели с детальной микрофизикой, то приходится моделировать процесс турбулентной коагуляции. Он достаточно сложен, и до сих пор не разработаны достаточно надежные методы для его описания (Затевахин и др., 2015).

Отдельную проблему при расчетах микрофизических процессов представляет собой расчет процессов конденсации. Дело в том, что скорость конденсации на зарождающихся облачных каплях достаточно высока. Кроме того, выделение скрытой теплоты конденсации влияет на температуру и, следовательно, на пересыщение, в результате чего расчет конденсации может потребовать достаточно малого шага по времени (Kogan, 1991). Поэтому обычно используется специальное уравнение для расчета изменения пересыщения в течение одного временного шага процесса конденсации (например, (Clark, 1973; Hall, 1980; Flossmann, Pruppacher, 1988; Falkovich et al., 2002)).

Аналогичная проблема возникает и в моделях с параметризованной микрофизикой. Самый простой подход заключается в том, что пересыщение в облаке не допускается, и весь избыток пара выше уровня насыщения над плоской поверхностью воды сбрасывается на облачные капли (Klemp, Wilhelmson, 19786). Однако использование такого простого подхода приводит обычно к возникновению сильных пульсаций решения: выделения скрытой теплоты конденсации приводит к увеличению температуры, воздух становится перегретым и на следующем временном шаге происходит испарение облачных капель, температура понижается, пересыщение растет и т. д. Поэтому для получения надежного устойчивого решения приходится снова использовать специальную процедуру (Klemp, Wilhelmson, 19786; Hall, 1980).

С другой стороны существует поход, свободный от указанных выше недостатков, основанный на решении уравнения сохранения энергии. Действительно, при фазовом переходе внутренняя энергия или энтальпия системы, так же как и полное влагосодержание, не меняются. Тогда по известной внутренней энергии и влагосодержанию можно, используя уравнение для насыщения,

определить температуру и содержание воды в газовой и конденсированной фазах. Такой подход широко используется при расчете равновесной конденсации в соплах и струях (Ватажин и др., 1985; 1988) и был использован в работе (Затевахин, 2001) для расчета конденсации во влажном термике. С учетом того, что пересыщение в облаках обычно крайне мало, такой подход может рассматриваться как хорошее приближение. В работе (Zatevakhin, 2014) он был обобщен на случай системы, содержащей крупнокапельные медленно конденсирующиеся (испаряющиеся) фракции. Аналогичный подход использовался в работе (Orville, Корр, 1977), а в работе (Taylor, 1989) такой подход использовался для случая трехфазного облака, причем для давления насыщения была использована аппроксимация, учитывающая наличие воды и льда.

2.3. Учет турбулентного обмена в моделях

Течение в облаке носит существенно турбулентный характер, и этот процесс должен учитываться в модели. Например, в работе (Dovgaluk et al., 1994) для этой цели использовалась полуэмпирическая k - ε модель турбулентности, модифицированная для учета влияния сил плавучести. Хотя модели такого класса широко распространены в вычислительной гидродинамике и дают хорошие результаты для различных пристенных, струйных и других течений, они не свободны от существенных ограничений. Во-первых, как все модели, основанные на обобщённой гипотезе Буссинеска о пропорциональности потоков градиентам осредненных величин, они не пригодны для описания сильно анизотропных процессов переноса. Более того, это приближение не позволяет описывать т. н. контргradientную диффузию, наблюдающуюся в условиях неустойчивой стратификации (Dovgaluk et al., 1994), которая, в частности, наблюдается вблизи верхней границы облака. От этих ограничений свободны модели, основанные на решении специальных уравнений переноса для всех компонентов тензора рейнольдсовых напряжений и потоков. Такая модель использовалась, например, в работе (Libersky, 1980). Однако эта модель очень громоздка, содержит большое число

дополнительных уравнений и эмпирических констант, и этот подход не получил дальнейшего распространения.

Поэтому практически во всех трехмерных моделях облака используется подход, впервые использованный в работе (Lilly, 1962) и известный в настоящее время как вихреразрешающее моделирование или метод моделирования крупных вихрей (LES-метод). Суть этого метода состоит в предположении о том, что некоторая часть спектра турбулентных пульсаций разрешается на разностной сетке, а подсеточная турбулентность достаточно изотропна и может быть смоделирована с использованием достаточно простых соотношений, связывающих потоки и градиенты осредненных величин, а коэффициенты в этих соотношениях выражаются через размеры сеточной ячейки и квадрат тензора скоростей деформации разрешаемого течения. Эффект сил плавучести на подсеточную турбулентность учитывается поправкой, зависящей от локального значения градиентного числа Ричардсона. Иногда используется дополнительное уравнение переноса для турбулентной энергии подсеточных пульсаций, величина которой применяется для вычисления указанных выше коэффициентов (Klemp, Wilhelmson, 1978б; Deardorf, 1980).

На первый взгляд этот подход можно рассматривать как оптимальный, поскольку он основан на использовании минимального количества эмпирической информации. Однако несмотря на простоту и наглядность, его применение требует серьезного обоснования. Во-первых, сам метод основан на предположении о том, что на сетке явно разрешается значительная часть спектра турбулентности, включая часть, лежащую в универсальной инерционной области (см. например (Грбарук и др., 2012)). Это можно считать выполнимым, например, при расчетах течения в конвективном пограничном слое атмосферы, в котором масштаб энергосодержащих вихрей примерно равен высоте этого слоя. Полученные в работах (Khairoutdinov, Kogan, 1999; Neggers et al., 2003) с использованием LES-метода результаты расчетов структуры облачности, развивающейся в пограничном слое, демонстрируют разумное соответствие данным наблюдений. Однако

вопрос о том, насколько такое разрешение удастся обеспечить в моделировании мощного кучевого облака, остается открытым.

Во-вторых, применение LES-моделей накладывает определенные требования на диссипативные свойства используемой разностной схемы. Схема должна обеспечивать правильную скорость передачи энергии по универсальному участку спектра, в противном случае необходима коррекция констант, входящих в модель подсеточных потоков, что, очевидно, не может рассматриваться как универсальное средство.

Наиболее универсальным и свободным от всех недостатков методом моделирования турбулентности является метод прямого численного моделирования (DNS). Он не требует никаких эмпирических формул для замыкания, единственное требование для его использования — обеспечение всех турбулентных масштабов вплоть до Колмогоровского. Если учесть, что этот последний масштаб имеет в облаке величину порядка 1 мм и меньше, становится ясным, что использование DNS для моделирования облачных процессов вряд ли будет возможно даже в необозримом будущем.

2.4. Способы задания граничных условий

Начнем с рассмотрения граничных условий на подстилающей поверхности. Поскольку облако развивается на значительной высоте от нее, эти условия не должны оказывать большого влияния на его динамику. Поэтому стандартные условия свободного скольжения для скорости (равенство нулю нормальной компоненты скорости и нормальных производных от касательных компонентов) и условия отсутствия потоков (см. например (Hall, 1980; Klemp, Wilhelmson, 19786; Kogan, 1991)) или заданные значения термодинамических переменных должны обеспечивать корректность постановки задачи. В работе (Klemp, Wilhelmson, 19786) использовались также более «мягкие» условия, заключающиеся в требовании исчезновения вблизи поверхности всего слагаемого, описывающего нормальную дивергенцию потоков, т. е. по сути равенство нулю вторых производных по нормали.

В тех редких случаях, когда делается попытка изучения влияния условий на подстилающей поверхности на развитие облака (например, формирование конвективной облачности над теплым пятном на подстилающей поверхности) описанных выше условий недостаточно. Причина заключается в недостаточном сеточном разрешении, не позволяющем явно разрешить процессы тепло- и массопереноса внутри тонкого приземного слоя. В этих условиях обычно используется параметризация указанных выше процессов, которая сводится к заданию граничных условий третьего рода, параметры которых рассчитываются с привлечением какой-либо упрощенной модели приземного слоя (см. например: Deardorf, 1980; Khairoutdinov, Kogan, 1999; Алоян и др., 1981).

Граничные условия на внешних границах расчетной области должны обеспечить возможность задания вертикального профиля ветра на участке втекания и «мягкие» условия, обеспечивающие отсутствие отражения возмущений внутрь расчетной области. В случае если решается полная система уравнений газодинамики, возникает дополнительная проблема выпуска акустических волн. В современной вычислительной гидродинамике эта проблема решается путем расчета параметров на границе с привлечением характеристических соотношений, записанных для приграничных ячеек.

Системы уравнений различных неупругих моделей имеют эллиптический тип, проблема корректных граничных условий здесь даже более серьезна. Достаточно широко (Ovtchinnikov, Kogan, 2000; Deardorf, 1980; Khairoutdinov, Kogan, 1999) используются периодические условия, однако они обычно применимы для изучения развития отдельного изолированного облака или системы облаков без учета влияния поля ветра.

Достаточно широко используются условия, предложенные в работе (Orlansky, 1976) (см. также (Han et al., 1983)). Эти условия основаны на решении уравнения переноса со специально подобранной переносной скоростью. В работе (Hall, 1980) эти условия используются для расчета скорости на участках вытекания. Для

вычисления остальных параметров на этих участках используется уравнение переноса с односторонней разностью.

Кроме классических гидродинамических проблем с постановкой граничных условий при моделировании атмосферных течений возникает еще одна специфическая проблема — гравитационные волны, развивающиеся в стратифицированной атмосфере. Развитие этих колебаний приводит к неустойчивости и дестабилизации численного решения.

В работе (Klemp, Wilhelmson, 1978б) предложен специальный алгоритм для уменьшения отражения гравитационных волн от границ расчетной области. В этом алгоритме учитывается дополнительный разворот вектора скорости, вызванный действием силы Кориолиса.

Проблемам выпуска гравитационных волн посвящены работы (Klemp, Duran, 1983; Mayor et al., 2002). В работах (Khairoutdinov, Kogan, 1999; Cuijpers, Duynkerke, 1993; Kosovic, Curry, 2000) вблизи верхней границы расчетной области вводится специальный слой повышенной вязкости.

Добавим, что имеются модели с усложненными граничными условиями. Так, в модели (Tripoli, Cotton, 1982) учтена орография земной поверхности.

2.5. Способы инициализации модели

Задание начальных профилей температуры и влажности представляет собой отдельную проблему. Для инициализации развития облака обычно задается некоторая область (обычно сферическая) с повышенной температурой и влажностью (Hall, 1980; Klemp, Wilhelmson, 1978б; Kogan, 1991). Преимущество такого подхода состоит в том, что он позволяет получить быстрое развитие облака. Основной недостаток состоит в неопределенности параметров такого возмущения и их связи с реальной обстановкой.

Начальное распределение давления должно удовлетворять уравнению гидростатического равновесия. Если учтена сила Кориолиса и задано начальное поле скорости, то оно должно быть согласовано с начальным распределением давления и температуры

(Klemp, Wilhelmson, 19786) так, чтобы обеспечить сохранение поля течения в отсутствии каких-либо возмущений.

В работе (Ovtchinnikov, Kogan, 2000) был использован другой подход, предложенный в работе (McNider, Korpp, 1990). Этот подход основан на использовании характеристик конвективного пограничного слоя. Параметры начального возмущения зависят от высоты пограничного слоя и величины теплового потока. Кроме того, для интенсификации турбулентного перемешивания предлагается вводить в это начальное возмущение случайные флуктуации.

Основной недостаток всех указанных методов инициализации состоит в том, что он не может быть никак привязан к реальным условиям развития облака. В реальности этот процесс гораздо сложнее, однако имеющийся опыт показывает, что параметры мощного облака практически полностью определяются атмосферными условиями. Возмущение, призванное инициализировать развитие облака, должно быть, с одной стороны, достаточно мощным, чтобы достичь уровня конденсации, с другой стороны, не слишком мощным, чтобы не влиять на его дальнейшее развитие. Очевидно, единственный подход, способный надежно предсказать параметры облака развивающегося в данных условиях, состоит в систематическом исследовании чувствительности получаемых результатов к параметрам возмущения (в основном, к его горизонтальным размерам). Если в каком-то интервале изменения этих параметров результаты будут примерно одинаковы, то это будет означать, что в данных условиях наиболее вероятные параметры облака будут именно такими.

2.6. Используемые численные методы решения уравнений гидротермодинамики

В численных моделях облаков было использовано большое количество самых разных подходов к численному решению уравнений термогидродинамики. Общие требования к используемым методам можно сформулировать следующим образом: численный метод не должен обладать большой схемной диффузией, чтобы не

искажать реальные процессы турбулентного перемешивания, и разностная схема (по крайней мере используемая для расчета переноса термодинамических параметров), должна быть положительна.

Долгое время остается популярной схема Аракавы (Arakawa, 1966), которая в частности использовалась в работе (Deardorf, 1980) и в работе (Hall, 1980) для аппроксимации уравнений движения, а сетка Arakawa тип C до сих пор не превзойдена по удобству аппроксимации и свойствам схем, построенных на ней (Khairoutdinov, Kogan, 1999).

Для расчета переноса термодинамических параметров используются различные версии монотонных схем. Например, в работе (Hall, 1980) использовалась гибридная схема (Clark, 2000), а в работе (Khairoutdinov, Kogan, 1999) — схема (Smolarkiewicz, Grabowski, 1990).

О требованиях, предъявляемых к численным методам, используемым при LES-моделировании, говорилось выше.

2.7. Состояние вопроса по моделированию процессов электризации облачных частиц и формирования объемных зарядов и электрических полей

Обратимся теперь к рассмотрению трехмерных облачных моделей с учетом электризации твердой и жидкой фаз. Электрические процессы, как показали исследования (Шишкин, 1964), существенно влияют как на динамику облака, так и на процессы фазовых переходов и коагуляции.

Ключевым вопросом образования грозы является пространственное разделение электрических зарядов. Одним из основных механизмов является разделение зарядов при столкновении и последующем разлете облачных ледяных кристаллов с твердыми осадками (круп, град). В работе (Rawling, 1982) представлена трехмерная модель грозового облака, в которой была введена ледяная фаза на основе параметризации, развитой в работе (Benetts, Rawling, 1981). Динамика модельного облака рассматривалась на основе работы (Miller, Pearce, 1974). Показана возможность достижения на

основе использования упомянутого механизма значений напряженности электрического поля, близких к разрядным, за время порядка 30 мин.

В работе (Ziegler et al., 1991) представлена трехмерная модель грозового облака с учетом электризации ледяной фазы. Модель не является полной, так как поле скоростей в облаке не рассчитывалось, а бралось из данных, полученных с помощью доплеровских радиолокаторов.

Полная трехмерная облачная модель с учетом электризации ледяной фазы описана в работах (Scavuzzo et al., 1995; Scavuzzo et al., 1998). Динамика облака рассчитывалась в приближении Буссинеска с учетом стационарного уравнения неразрывности. Предполагается, что частицы растут и распределяются по размерам (или массам) в течение некоторого времени, будучи незаряженными или заряженными слабо, т. е. электризация начинается с некоторого момента времени. Задавался спектр ледяных частиц по размерам и рассчитывался спектр плотностей зарядов, который сравнивался с экспериментальными данными.

Наиболее полно роль твердой фазы в процессе электризации рассмотрена в работах (Mansell et al., 2005; Altaratz et al., 2005), которые включают моделирование трехмерных конвективных движений воздуха в облаке, микрофизических процессов и электризации.

Так, в работе (Altaratz et al., 2005) с помощью методов математического моделирования исследуются зимние грозы на побережье Израиля. Используется региональная трехмерная численная модель атмосферной циркуляции, которая варьируется по масштабам от полусферы до вихрей в планетарном пограничном слое. В ее состав входят три модели: облачная мезомасштабная модель Колорадского университета (Tripoli, Cotton, 1982), гидростатическая версия облачной модели и модель морского бриза. В рассматриваемой работе моделируется одно грозовое облако, эволюция которого описывается уравнениями гидротермодинамики в приближении Буссинеска в негидростатическом приближении и уравнениями для скорости горизонтальных и вертикальных движений, потенциальной

температуры, переноса различных фракций водяных и ледяных частиц, которые записываются в параметрическом виде. Также в эту систему включены уравнения переноса плотности электрического заряда на различных облачных фракциях с учетом электризации при столкновениях ледяных частиц, а также четырехмерное уравнение Пуассона для расчета электрического поля в облаке.

Работа (Mansell et al., 2005), в основном, аналогична подходу, развитому в работе (Altartatz et al., 2005). Гидротермодинамический блок основывается на системе уравнений, описанной в (Klemp, Wilhelmson, 19786). Моделируемое грозовое облако было многоячейковым, время его жизни составляло около двух часов. В этом состоит существенное отличие от работы (Altartatz et al., 2005). Кроме того, при расчете плотностей электрических зарядов и полей в облаке учитывается ионный состав атмосферы. Все микрофизические процессы, в том числе и процессы электризации, рассматриваются в параметризованном виде. Основным механизмом электризации также является разделение зарядов при столкновениях ледяных частиц.

На сегодня полностью отсутствуют модели, в которых учитывается важнейший механизм формирования электрической структуры облака, связанный с коронными разрядами между сближающимися частицами и коронными разрядами с крупными частиц, таких как крупные кристаллы, градины. Этот механизм приводит не только к зарядению облака и формированию грозы, но и при взаимодействии частиц существенно меняет микроструктуру облака. В зоне коронного разряда появляется значительное количество мелких ледяных частиц, которые могут в дальнейшем служить центрами кристаллизации. Кроме того, резко (на 3 порядка) возрастает концентрация ионов (Синькевич и др., 2005).

3. Концепция создания отечественной численной трехмерной модели конвективного облака

С учетом поставленной перед исполнителями задачи, а также на основании результатов анализа приведенного выше обзора авторами

сформулирована концепция разработки отечественной численной трехмерной модели конвективного облака.

3.1. Блочная структура модели

Модель, описывающую естественную эволюцию облака без учета АВ, здесь и далее будем называть *базовой* моделью, а включающую учет АВ — *полной* моделью.

Модель в целом должна иметь блочную структуру, то есть, должна быть предусмотрена возможность подключать (отключать) к (от) базовой модели дополнительные блоки, описывающие АВ или иные процессы. Данные блоки разрабатываются независимо (в общем случае, разными исполнителями).

Блок-схема, иллюстрирующая подключение дополнительных блоков АВ к базовой модели, приведена на рис. 1 (подробно это будет описано в других статьях настоящего сборника).

3.2. Трехмерность и нестационарность

Облака, развивающиеся в реальной атмосфере, особенно при глубокой конвекции, представляют собой сугубо трехмерное явление. Описание целого ряда облачных процессов не может быть адекватно выполнено при осреднении величин хотя бы по одной координате. К таким процессам, в частности, относятся взаимодействие облака с полем фонового ветра, сдвиг ветра, и др., которые оказывают существенное влияние на формирование опасных явлений погоды (ливни, грозы, град, шквалы и др.). Некоторые из этих явлений (например, шквалы) сами по себе не могут описываться моделью малой размерности. Эволюция мультитячейковых и суперячейковых облаков также требует трехмерного описания.

Процессы АВ, как правило, также носят трехмерный характер, так как зона АВ располагается неоднородно и несимметрично по отношению к объему облака. Поэтому при моделировании АВ и оценке их физического эффекта необходимо использование трехмерной модели.

Очевидно, что модель должна относиться к классу нестационарных.

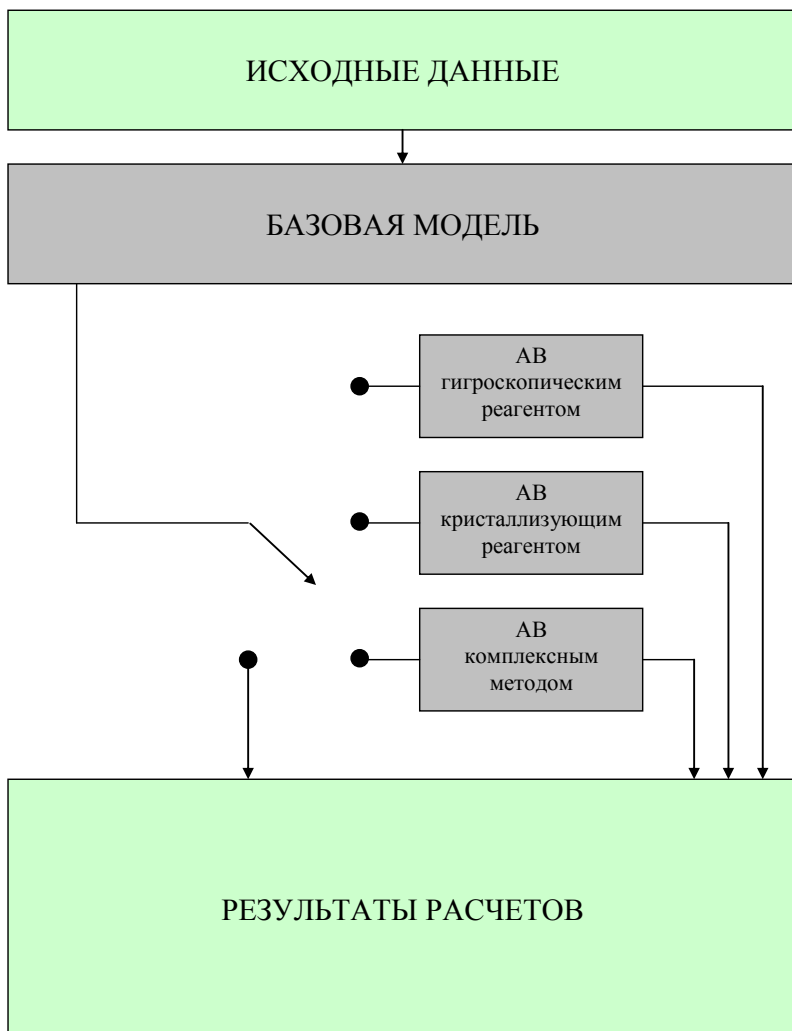


Рис. 1. Схема стыковки блоков активных воздействий с базовой моделью конвективного облака.

3.3. Полнота

Конвективные облака представляют собой сложное течение многокомпонентной трехфазной среды, в которой все компоненты взаимодействуют между собой. Поэтому модель должна включать описание основных облачных процессов: динамику воздушных потоков, фазовые переходы, взаимодействие облачных элементов (включая коагуляцию), образование и выпадение осадков, а также электризацию облачных элементов, формирование электрических полей и образование гроз.

3.3.1. Основная система уравнений гидротермодинамики

Основой численной модели облака является гидротермодинамический блок, который содержит уравнения неразрывности, сохранения импульса, сохранения энергии и переноса облачных частиц и осадков.

Поскольку в конвективных облаках имеют место значительные вертикальные скорости (до значений порядка 10^1 м/с) и большие пространственно-временные неоднородности температуры, приближение Буссинеска имеет ограниченную область применимости (тем более, в случаях развития глубокой конвекции). Также решено отказаться от неупругого приближения. При формулировке уравнений гидротермодинамического блока предлагается использовать полную систему уравнений гидродинамики сжимаемой многокомпонентной среды в форме Навье—Стокса. Проблема акустических волн решается путем подбора граничных условий.

3.3.2. Учет наличия ледяной фазы

Облака глубокой конвекции в подавляющем большинстве случаев содержат ледяные кристаллы и ледяные частицы осадков. Во многих случаях лед содержится и в слаборазвитых конвективных облаках, особенно в умеренных широтах и в холодный сезон. Процессы осадкообразования в облаках, как правило, связаны с

микрофизическими процессами с участием льда (Мейсон, 1961; Шишкин, 1964; Шметер, 1972; Матвеев, 1981; Шметер, 1987). Таким образом, в общем случае, модель должна описывать трехфазное облако, в котором вода содержится в трех агрегатных состояниях (пар, вода, лед).

3.3.3. Параметрическое описание микрофизических процессов

Микрофизический блок описывает фазовые переходы и взаимодействие частиц, включая коагуляцию.

При построении указанного блока предлагается использовать параметрический подход. Он состоит в том, что вместо функций распределения частиц по размерам используются интегральные характеристики и их распределение в пространстве и во времени. К указанным интегральным характеристикам относятся, в первую очередь, водность и ледность (3-й момент функции распределения).

Характер реально наблюдаемого спектра распределения частиц по размерам позволяет расщепить функцию распределения на два участка. Один участок относится к мелкокапельной облачной фракции, увлекаемой течением паровоздушной среды, другой — к частицам осадков, имеющим собственную скорость гравитационной седиментации. Размер, являющийся условной границей между облачными частицами и осадками, составляет несколько десятков мкм. Аналогичное приближение можно с некоторыми оговорками применить и к ледяным частицам, форма которых аппроксимируется сферой (с учетом эквивалентного радиуса).

Таким образом, полагается, что конденсированная фаза в облаке представлена 4 фракциями: облачные капли, дождевые капли, облачные ледяные кристаллы и ледяные частицы осадков (в зависимости от плотности — град или крупа).

Использование параметрического подхода целесообразно, поскольку по сравнению с моделями с детальной микрофизикой данный подход позволяет существенно экономить вычислительные ресурсы и сокращать время расчетов, а также облегчает интерпретацию получаемых результатов.

Одной из наиболее распространенных реализаций параметрического описания перехода мелкокапельной фракции в дождевые капли является параметризация Кесслера (Kessler, 1969). Другие параметризации приведены в монографиях (Pruppacher, Klett, 1978; Поташник, Кузнецов, 2010). В данной модели для описания автоконверсии облачных капель в осадки используется параметризация Кесслера. Этот процесс ответственен за первоначальное образование дождевых капель из облачных. В дальнейшем подключается механизм непрерывного роста частиц осадков за счет коагуляции, а также (в области отрицательных температур) механизмы, связанные с образованием льда.

В блоках, описывающих АВ, может использоваться и детальное описание микрофизических процессов (в частности, при моделировании АВ на микроструктуру облака при его засеивании искусственными ядрами). Однако на выходе блоков, при их стыковке с базовой моделью, должен быть осуществлен переход к интегральным характеристикам, которые используются в основных уравнениях модели.

3.3.4. Учет электрических процессов

В конвективных облаках, особенно осадкообразующих и (или) сильно развитых по вертикали, влияние электрических сил как на динамику облака, так и на микрофизические процессы (фазовые переходы и коагуляцию) весьма существенно (Шишкин, 1964; Чалмерс, 1972; Баранов, 1983; Кашлева, 2008). В связи с этим в модели необходим учет электрических процессов (электризации капель и кристаллов и движения зарядов в облаке), а также формирования электрических полей и грозовых разрядов. Помимо этого, учет электризации необходим при использовании модели для прогноза гроз.

В связи с этим в модель целесообразно включить широкий спектр механизмов электризации облачных частиц и осадков, включая ионные и контактные механизмы. Соответственно, система уравнений должна быть дополнена уравнениями переноса зарядов частиц

различных фракций и атмосферных ионов. Для расчета напряженности электрического поля должно быть включено уравнение Пуассона.

3.4. Расщепление по физическим процессам

Упомянутую выше концепцию блочной структуры целесообразно реализовать также и внутри базовой модели.

Специалистами в области численного моделирования (Марчук, 1967; Пирнач, Буйков, 1983; Бусыгина, 1970) разработан подход, при котором осуществляется расщепление задачи по физическим процессам. Такое расщепление дает возможность последовательно рассчитывать разные процессы отдельно друг от друга и позволяет отделить микрофизический блок от гидротермодинамического.

4. Структура модели

На рис. 2 приведена блок-схема, иллюстрирующая процесс обработки информации в модели.

Перед началом выполнения расчетов необходимо задать набор исходных данных. В них входят сведения о вертикальном распределении температуры, влажности и вектора скорости ветра в атмосфере, параметры возмущений, инициализирующих модель, набор граничных условий, размеры расчетной области, шаги по координатам и времени и, если моделируется АВ, параметры воздействия.

Далее выполняется расчет полей физических величин с использованием численного алгоритма, реализующего гидротермодинамический и микрофизический блоки модели.

Данный алгоритм описывает перенос паровоздушной среды, воды, льда, энергии и импульса, образование и превращение влаги и электрических зарядов, как в естественных условиях, так и при АВ.



Рис. 2. Блок-схема обработки информации в модели.

Дополнительно рассчитываются электрическое поле и радиолокационная отражаемость. При расчетах и их интерпретации (в том числе при оценке рисков возникновения опасных явлений погоды) используется целый ряд параметров, в том числе критические значения некоторых величин.

Полученные результаты обрабатываются и анализируются. Выводятся трехмерные пространственные поля физических величин в разные моменты времени (вектор скорости движения среды, водность облачных капель, водность дождевых капель, ледность облачных ледяных кристаллов, ледность градин, объемная плотность электрического заряда, напряженность электростатического поля и др.). Кроме трехмерных полей величин интерес представляют также временные ходы их максимальных (минимальных) значений, а также значений в выбранной части пространства (например, на подстилающей поверхности).

Особый интерес представляет временной ход верхней и нижней границ облака, а также интенсивности осадков, так как указанные величины (наряду с радиолокационной отражаемостью) являются непосредственно измеряемыми в натурных условиях.

Заключение

Выполнен обзор и анализ имеющихся моделей конвективных облаков.

На основании результатов анализа, а также с учетом предъявляемых к модели требований сформулирована концепция создания отечественной трехмерной модели конвективного облака. Указанная концепция содержит ряд основных требований, которым должна удовлетворять модель:

1. Блочная структура, позволяющая к базовой модели, описывающей естественную эволюцию облака, подключать блоки, описывающие активные воздействия (АВ).

2. Трехмерность и нестационарность.

3. Полнота, заключающаяся в учете всех основных облачных процессов:

3.1. Учет переноса массы, импульса и энергии путем решения полной системы уравнений гидротермодинамики для сжимаемой многокомпонентной среды.

3.2. Учет фазовых переходов и коагуляции путем параметрического описания микрофизических процессов. При этом облако в общем случае полагается трехфазным, т. е. учитывается наличие в облаке воды во всех трех состояниях (пар, вода, лед).

3.3. Учет процессов электризации облачных частиц и частиц осадков, разделения зарядов и формирования электрических полей.

4. Возможность расщепления задачи по физическим процессам.

Сформулирована обобщенная блок-схема модели, а также схема подключения к базовой модели блоков, описывающих АВ.

Подробное описание данной модели и примеры результатов выполненных с ее помощью расчетов приведены в дальнейших статьях настоящего сборника.

Авторы сердечно благодарят В. Н. Дядюченко, А. М. Малкарову, В. М. Катцова, Г. Г. Щукина и Н. Ф. Вельтищева за активную помощь в организации и проведении работ по созданию модели.

Работа подготовлена при финансовой поддержке РФФИ, гранты 16-05-0019_а, 15-55-45026 ИНД_а, 15-05-05719_а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абшаев М. Т., Малкарова А. М. (2006). Оценка эффективности предотвращения града. — СПб: Гидрометеиздат. 279 с.

Алоян А. Е., Йорданов Д. Л., Пененко В. В. (1981). Параметризация приземного слоя переменной высоты // Метеорология и гидрология. № 1. С. 37—46.

Атмосфера (1991). Справочник. — Л.: Гидрометеиздат. 509 с.

Ашабоков Б. А., Федченко Л. М., Тапасханов В. О., Шаповалов А. В., Шаповалов В. А., Макушиев М. К., Кагермазов А. Х., Созаева Л. Т., Ташилова А. А., Кешева Л. А. (2013). Физика градовых облаков и активных воздействий на них: состояние и направления развития. — Нальчик: ООО «Печатный двор». 216 с.

Ашабоков Б. А., Шаповалов А. В. (2008). Конвективные облака: численные модели и результаты моделирования в естественных условиях и при активных воздействиях. — Нальчик: КБНЦ РАН. 254 с.

Баранов В. Г. (1983). К вопросу о диффузионном заряджении мелких капель воды, растущих за счет конденсации // Труды ГГО. Вып. 469. С. 6—12.

Бекряев В. И. (2007). Некоторые вопросы физики облаков и активных воздействий на них. — СПб: изд-во РГТМУ. 337 с.

Бекряев В. И., Гурович М. В. (1991). Нестационарная численная модель Сб // Труды ГГО. Вып. 538. С. 109—121.

Бусыгина Д. И. (1970). Диссипация слоистой облачности в нисходящих вертикальных токах // Метеорология и гидрология. № 7. С. 35—44.

Ватажин А. Б., Клименко А. Ю., Лебедев А. Б., Мареев В. А. (1988). Гомогенная конденсация в турбулентных затопленных изобарических струях // Изв. АН СССР. Механика жидкости и газа. № 2. С. 43—52.

Ватажин А. Б., Лебедев А. Б., Мареев В. А. (1985). Математическое моделирование различных режимов конденсации в турбулентных изобарических струях // Изв. АН СССР. Механика жидкости и газа. № 1. С. 59—67.

Веремей Н. Е., Довгалюк Ю. А., Станкова Е. Н. (2007). Численное моделирование конвективных облаков, развивающихся в атмосфере при чрезвычайных ситуациях (взрыв, пожар) // Известия РАН Физика атмосферы и океана. Т. 43. С. 792—806.

Гершуни Г. З., Жуховицкий Е. М. (1972). Конвективная устойчивость несжимаемой жидкости. — М.: «Наука». 392 с.

Габарук А. В., Стрелец М. Х., Шур М. Л. (2012). Моделирование турбулентности в расчетах сложных течений. — СПб: Изд. СПбПУ. 88 с.

Гутман Л. Н. (1969). Введение в нелинейную теорию мезомасштабных процессов. — Л.: Гидрометеоиздат. 295 с.

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

Довгалюк Ю. А., Ивлев Л. С. (1998). Физика водных и других атмосферных аэрозолей. — СПб: Изд-во СПбГУ. 322 с.

Довгалюк Ю. А., Игнатьев А. А. (2011). К использованию LES-модели для исследования характеристик полей кучевых облаков // Труды ГГО. Вып. 564. С. 126—146.

Затевахин М. А. (2001). Турбулентный термик во влажной атмосфере // Теплофизика высоких температур. Т. 39. № 4. С. 573—580.

Затевахин М. А., Игнатьев А. А., Говоркова В. А. (2015). Численное моделирование броуновской коагуляции в условиях турбулентного перемешивания // Изв. РАН. Физика Атмосферы и Океана. Т. 51. № 2. С. 169—178.

Затевахин М. А., Кузнецов А. Е., Никулин Д. А., Стрелец М. Х. (1994). Численное моделирование процесса всплытия системы высоко-температурных турбулентных

термиков в неоднородной сжимаемой атмосфере // Теплофизика высоких температур. Т. 32, № 1. С. 44—56.

Игнатьев А. А. (2011). LES модель полей конвективных облаков // Труды ГГО. Вып. 564. С. 104—125.

Имянитов И. М., Чубарина Е. В., Шварц Я. М. (1971). Электричество облаков. — Л.: Гидрометеиздат. 92 с.

Кашилева Л. В. (2008). Атмосферное электричество. — СПб: РГГМУ. 116 с.

Коган Е. Л. (1979). Пространственная и временная эволюция капельного кучевого облака в трехмерной численной модели // Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана. Т. 15. № 9. С. 929—938.

Коган Е. Л. (1978). Трехмерная численная модель капельного дождевого облака, учитывающая микрофизические процессы // Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана. Т. 14, № 8. С. 876—886.

Коган Е. Л., Мазин И. П., Сергеев Б. Н., Хворостьянов В. И. (1984). Численное моделирование облаков. — М.: Гидрометеиздат. 185 с.

Козлов В. Н., Акселевич В. И., Мазуров Г. И. (2012). Метеоролого-экономическая модель метеозащиты мегаполиса. // Труды ГГО. Вып. 566. С. 182—202.

Колосков Б. П., Корнеев В. П., Берюлев Г. П., Данелян Б. Г., Петров В. В., Щукин Г. Г. (2011). Оценка результатов работ по метеозащите крупных городов // Метеорология и гидрология. № 2. С. 66—73.

Колосков Б. П., Корнеев В. П., Петров В. В., Берюлев Г. П., Данелян Б. Г. (2008). Метеозащита мегаполисов: концепция, технические средства и результаты / В сб. Вопросы физики облаков (сборник статей памяти С. М. Шметера). — Москва. С. 174—200.

Коряков С. А., Лебедева Т. Н. (1983а). Трехмерная численная модель конвективного изолированного облака (предварительные результаты) // Труды ИПГ. Вып. 45. С. 3—20.

Коряков С. А., Лебедева Т. Н. (1983б). Об одной экономичной конечно-разностной схеме для гидродинамической модели конвективного облака // Труды ИПГ. Вып. 45. С. 21—30.

Лапин Ю. В., Стрелец М. Х. (1989). Внутренние течения газовых смесей. — М.: «Наука». 368 с.

Мазин И. П., Гурович М. В. (1998). Параметризация процессов зарождения ледяных частиц в численных моделях облаков // ФАО, Т. 4, № 1. С. 33—44.

Марчук Г. И. (1967). Численные методы в прогнозе погоды. — Л.: Гидрометеиздат. 353 с.

Матвеев Л. Т. (1981). Динамика облаков. — Л.: Гидрометеиздат. 306 с.

Матвеев Л. Т., Матвеев Ю. Л. (2005). Облака и вихри — основа колебаний погоды и климата. — СПб: Изд. РГГМУ. 327 с.

- Мейсон Б. Дж. (1961). Физика облаков. — Л.: Гидрометеиздат. 541 с.
- Нехамкина О. А., Никулин Д. А., Стрелец М. Х. (1989) // Теплофизика высоких температур. Т. 29. № 6. С. 1115.
- Пастушков Р. С. (1970а). Численная модель трехмерной конвекции в атмосфере с вертикальным сдвигом ветра. // Труды ЦАО. Вып. 97. С. 3—19.
- Пастушков Р. С. (1970б). Зависимость динамики кучевого облака от масштаба турбулентности в его зоне. // Труды ЦАО. Вып. 97. С. 20—29.
- Пастушков Р. С. (1973а). О влиянии вертикального сдвига ветра на развитие конвективной облачности. // Изв. АН СССР. ФАО. Т. IX. № 1. С. 12—26.
- Пастушков Р. С. (1973б). Физико-математические модели конвективных облаков (Краткий обзор и классификация) // Труды ЦАО. Вып. 112. С. 3—14.
- Пастушков Р. С. (2013). Численное моделирование активных воздействий на конвективные облака: актуальные направления, нерешенные задачи, возникающие вопросы (по публикациям 2007 – 2010 гг.) / В сб.: Доклады Всероссийской конференции по физике облаков и активным воздействиям на гидрометеорологические процессы. Нальчик, 24—28 октября 2011 г. — Нальчик: Изд. ВГИ. С. 16 – 25.
- Пастушков Р. С., Шмистер С. М. (1968). Влияние вертикальных движений в мощных конвективных облаках на поле ветра. // Изв. АН СССР. ФАО. Т. IV. № 3. С. 283—291.
- Пастушков Р. С., Шмистер С. М. (1971). Влияние вертикальной структуры поля ветра на развитие кучевых и кучево-дождевых облаков. / В сб.: Труды V Всесоюзного метеорологического съезда (Ленинград, июнь). Т. IV. — Л.: Гидрометеиздат. С. 178—192.
- Пирнач А. М., Буйков М. В. (1983). Некоторые результаты численных экспериментов по моделированию воздействия на зимние фронтальные облака с целью увеличения осадков // Труды УкрНИГМИ. Вып. 193. С. 53—63.
- Пискунов В. Н., Петров А. М., Затевахин М. А., Голубев А. И., Гайнуллин К. Г. (2004). Численное моделирование процесса формирования осадков в смешанных облаках. Расчеты для эксперимента "Montana" // Тезисы докладов и сообщений. V Минский международный форум по тепло- и массообмену. 24—28 мая 2004 г. Том 2. — Минск. С. 77—80.
- Поташиник Э. Л.; Кузнецов А. Д. (2010). Математическое моделирование облачных процессов. — СПб: РГГМУ. 444 с.
- Роджерс Р. Р. (1979). Краткий курс физики облаков. — Л.: Гидрометеиздат. 230 с.
- Синькевич А. А., Веремей Н. Е., Волков Н. Н., Довгалюк Ю. А., Степаненко В. Д., Шукин Г. Г. (2010). Результаты комплексного использования спутниковых радиометрических, наземных радиолокационных измерений и данных численного

моделирования облаков для контроля за воздействиями с целью предотвращения осадков в г. Петергоф // Метеорология и гидрология. № 10. С.23—33.

Синькевич А. А., Веремей Н. Е., Довгалик Ю. А., Степаненко В. Д. (2005). Лабораторное моделирование коронного разряда в облаках. — СПб: Астерион. 62 с.

Чалмерс Дж. А. (1974). Атмосферное электричество. — Л.: Гидрометеиздат. 420 с.

Шишкин Н. С. (1964). Облака, осадки и грозовое электричество. — Л.: Гидрометеиздат. 351 с.

Шметер С. М. (1972). Физика конвективных облаков. — Л.: Гидрометеиздат. 220 с.

Шметер С. М. (1987). Термодинамика и физика конвективных облаков. — Л.: Гидрометеиздат. 287 с.

Шметер С. М., Берюлёв Г. П. (2005). Эффективность искусственной модификации облаков и осадков с помощью гигроскопических аэрозолей // Метеорология и гидрология. № 2. С. 43—60.

Alfonso L., Martinez D., Perez C.A. (1998). Numerical Simulation of tropical convective clouds over Cuba using one-dimensional and time-dependent model // Atmospheric Research. V. 47-48, P. 343—354.

Altartatz O., Reisen T., Levin Z. (2005). Simulation of electrification of winter thunderstorm using the three-dimensional Regional Atmospheric Modeling System (RAMS) model: Single cloud simulation // J. Geophys. Res. V. 110. D20205, doi: 10.1029/2004. JD 005616.

Arakawa A. (1966). Computational design for long-term numerical integration of the equations of fluid motion: two-dimensional incompressible flow, Part I // J. Comp. Phys. V. 1. P. 119—143.

Asai T., Kasahara A. A. (1967). Theoretical Study of the Compensating Downward Motions Associated with Cumulus Clouds // J. Atmos. Sci. 1967: V. 24. P. 487—497.

Benetts D. A., Rawling F. (1981). Parameterization of the ice-phase in a model of mid-latitude cumulonimbus convection and it's influence on the simulation of cloud development // Quarterly J. of the Royal Meteorological Soc. V. 107. № 453. P. 477—502.

Chlond A., Wolkau A. (2000). Large-eddy simulation of a nocturnal stratocumulus-topped marine atmospheric boundary layer: an uncertainty analysis // Boundary-Layer Meteor. V. 95. P. 31—55.

Clark T.L. (1973). Numerical modeling of the Dynamics and Microphysics of Warm Cumulus Convection // J. Atm. Sci. V. 30. P. 857—878.

Clark T. L. (2000). Numerical simulation with three-dimensional cloud model: Lateral boundary condition and multicellular severe storm simulations // J. Atmos. Sci. V. 36. P. 2191—2215.

Cotton W. R., Stephen M. A., Nehrkorn T., Tripoli G. J. (1982). The Colorado State University three-Dimensional cloud mesoscale model. Part II: An ice phase parameterization // *J. Rech. Atmos.* V. 16. № 3. P. 295—320.

Cuijpers J. W. M., Duynkerke P. G. (1993). Large-eddy simulation of trade-wind cumulus clouds // *J. Atmos. Sci.* V. 50. P. 894—938.

Deardorff J. W. (1980). Stratocumulus-capped mixed layers derived from a three-dimensional model // *Boundary-Layer Met.* V. 18. P. 95—527.

Dovgalyuk Yu. A., Zatevakhin M. A., Stankova E. N. (1994). Numerical simulation of a buoyant thermal using the k-ε turbulence model // *J. Applied Meteorology.* V. 33. № 9. P. 1118—1126.

Durran D. R. (1989). Improving the anelastic approximation // *J. Atmos. Sci.* V. 46. P. 1453—1461.

Falkovich G., Fouxon A., Stepanov M. G. (2002). Acceleration of rain initiation by cloud turbulence // *Nature.* 2002. V. 419. № 12. P. 151—154.

Flossmann A. I., Pruppacher H. R. (1988). A theoretical study of wet removal of atmospheric pollutants: Part III: The uptake, redistribution of (NH₄)₂SO₄ particles by a convective cloud using a two-dimensional detailed cloud model // *J. Atmos. Sci.* V. 45. P. 1857—1871/

Grell, G., J. Dudhia and D. Stauffer. (1995). A Description of the Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5). NCAR Tech Notes 398+STR, NCAR, Boulder/CO.

Hall W. D. (1980). Detailed microphysical model within a two-dimensional dynamic framework: Model description and preliminary results // *J. Atmos. Sci.* V. 37. № 10. P. 2486—2507.

Han T. Y., Meng J. C. S., Innis G. R. (1983). An open boundary condition for incompressible stratified flows // *J. Comp. Phys.* V. 49. № 2. P. 276—297.

Kessler E. (1969). On the Distribution and Continuity of Water Substance in Atmospheric Circulations // *Meteorological Monographs.* V. 10. № 32. 84 pp.

Khairoutdinov M. E., Kogan Y. L. (1999). Large-eddy simulation model with explicit microphysics: Validation against aircraft observations of a stratocumulus-topped boundary layer // *J. Atmos. Sci.* V. 56. P. 2115—2131.

Klemp J. B., Duran D. R. (1983). An upper boundary condition permitting internal gravity wave radiation in numerical mesoscale models // *Mon. Wea. Rev.* V. 111. P. 430—444.

Klemp J. B., Wilhelmson R. B. (1978a). Simulation of Right- and Left-Moving Storms Produced Through Storm Splitting // *J. Atmos. Sci.* 1978 V. 35. P 1097—1110.

Klemp J. B., Wilhelmson R. B. (1978b). The simulation of three-dimensional convective storm dynamics // *J. Atmos. Sci.* Vol. 35. № 6 P. 1070—1096.

- Kogan E. I. (1991). The simulation of convective cloud in 3-D model with explicit microphysics. Part I: Model description and sensitivity experiment // J. Atmos. Sci. V. 48. № 9. P. 1160—1189.
- Kosovic B., Curry J. A. (2000). A large eddy simulation of a quasi-steady, stably stratified atmospheric boundary layer // J. Atmos. Sci. 2000. V. 57. P. 1052—1068.
- Libersky L. D. (1980). Turbulence in Cumulus Clouds // J. Atmos. Sci. 1980. V. 37. P. 2332—2346.
- Lilly D. K. (1962). On the numerical simulation of buoyant convection // Tellus. V. 14. № 1. P. 148—172.
- Lilly D. K. (1996). A comparison of incompressible, anelastic and Boussinesq dynamics // Atm. Research. V. 40. P. 143—151.
- Mansell E. R., MacGorman D. R., Ziegler C. L., Straka J. M. (2005). Charge structure and lightning sensitivity in a simulated multicell thunderstorm // J. Geophys. Res. V. 110. D12101. doi: 10.1029/2004 JD 005287.
- Mayor S. D., Spalart P. R., Tripoly G. J. (2002). Application of a Perturbation Recycling Method in the Large-Eddy Simulation of a Mesoscale Convective Internal Boundary Layer // J. Atmos. Sci. V. 59. № 15. P. 2385—2395.
- McNider R. T., Kopp F. J. (1990). Specification of the scale and magnitude of thermals used to initiate convection in cloud models // J. Appl. Meteor. V. 29. P. 99—104.
- McQueen, J. T., R. R. Draxler, B. J. B. Stunder and G. D. Rolph. (1997). An overview of the Regional atmospheric Modeling System (RAMS) as applied at the NOAA / Air Resources Laboratory. NOAA Technical Memorandum ERL ARL-220. 50 pp.
- Meyers M. P., Walko R. L., Harrington J. Y., Cotton W. R. (1997). New RAMS cloud microphysics parameterization. Part II: The two-moment scheme // Atmos. Research. V. 45. № 1. P. 3—29.
- Michalakes Chen J., S., Dudhia J., Hart L., Klemp J., Middlecoff J., Skamarock W. (2001). «Development of a Next Generation Regional Weather Research and Forecast Model» in Developments in Teracomputing: Proceedings of the Ninth ECMWF Workshop on the Use of High Performance Computing in Meteorology. Eds. Walter Zwiefelhofer and Norbert Kreitz. World Scientific, Singapore. P. 269—276.
- Miller M. J., Pearce R. P. (1974). A three-dimensional primitive model of cumulonimbus convection // Quarterly J. of the Royal Meteorological Soc. V. 100. № 424. P. 155—162.
- Miller L. J., Tuttle J. D., Foote G. B. (1990). Precipitation production in a large Montana hailstorm: Airflow and particle growth trajectories // J. Atm. Sci. V. 57. P. 1619—1646.
- Neggers R. A. J., Jonker H. J. J., Siebesma A. P. (2003). Size Statistics of Cumulus Cloud Populations in Large-Eddy Simulations // J. Atmos. Sci. Vol. 60. P. 1060—1074.

- Ogura Y.* (1963). The Evolution of a Moist Convective Element in a Shallow, Conditionally Unstable Atmosphere // *J. Atm. Sci.* V. 20. P. 407—424.
- Ogura Y., Phillips N. A.* (1962). Scale analysis of deep and shallow convection in atmosphere // *J. Atmos. Sci.* V. 19. P. 173—179.
- Orlanski J.* (1976). A simple boundary conditions for unbounded hyperbolic flows // *J. Comp. Phys.* V. 21. № 3. P. 251—269.
- Orville H. D.* (1965). A Numerical Study of the Initiation of Cumulus Clouds over Mountainous Terrain // *J. Atm. Sci.* V. 22. P. 684—699.
- Orville H. D., Kopp F. J.* (1977). Numerical simulation of the history of a hailstorm // *J. Atm. Sci.* 1977. V. 34. P. 1596—1618.
- Ovtchinnikov M., Kogan Y. L.* (2000). An Investigation of Ice Production Mechanisms in Small Cumuliform Clouds Using a 3D Model with Explicit Microphysics. Part I: Model Description // *J. Atmos. Sci.* V. 57 № 18. P. 2989—3003.
- Ovtchinnikov M., Kogan Y. L., Blyth A. M.* (2000). An Investigation of Ice Production Mechanisms in Small Cumuliform Clouds Using a 3D Model with Explicit Microphysics. Part II: Case Study of New Mexico Cumulus Clouds // *J. Atmos. Sci.* V. 57. P. 3004—3020.
- Pastushkov R. S.* (1975). The effects of vertical wind shear on the evolution of convective clouds // *Quart. J. R. Met. Soc.* V. 101 P. 281—291.
- Pruppacher H. R., Klett J. D.* (1978). *Microphysics of Clouds and Precipitations.* — D. Reidel Publishing Company. 714 pp.
- Rawling F.* (1982). A numerical study of thunderstorm electrification using a three-dimensional model incorporating the ice phase // *Quarterly J. of the Royal Meteorological Soc.* V. 108. № 458. P. 779—800.
- Reisin T., Levin Z., Tzivion S.* (1996). Rain Production in Convective Clouds As Simulated in an Axisymmetric Model with Detailed Microphysics. Part I: Description of the Model // *J. Atmos. Sci.* V. 53. № 3. P. 497—519.
- Scavuzzo C. M., Avila E. E., Caranti G. M.* (1995). Cloud electrification by fracture in ice – ice collisions: a 3D-model // *Atmos. Res.* V. 37. №. 2. P. 325—342.
- Scavuzzo C. M., Masuelli S., Caranti G. M., Williams E. R.* (1998). A numerical study of thunderstorm cloud electrification by graupel – crystal collisions // *J. Geophys. Res.* V. 103. № D12. P. 13963—13973.
- Scott B. C., Hobbs P. V.* (1977). A theoretical study of the evolution of mixed-phase cumulus clouds // *J. Atm. Sci.* V. 34. №. 5. P. 812—826.
- Shiino J.* (1978). A numerical study of Precipitation Development in Cumulus Clouds // *Pap. In Meteo. And Geophysics.* V. 29. № 4. P. 157—194.
- Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, W. Wang and J. G. Powers.* (2005). A Description of the Advanced Research WRF Version 2. NCAR Technical Note. 100 pp.

Smolarkiewicz P. K., Grabowski W. W. (1990). The multi-dimensional positive definite advection transport algorithm: Non-oscillatory option // J. Comp. Phys. V. 86. P. 355—375.

Steppeler J., Doms G., Schottler U., Bitzer H. W., Gassmann A., Damrath U., Gregoric G. (2003). Meso-gamma scale forecasts using the nonhydrostatic model LM // Meteorol. Atmos. Phys. V. 82. P. 75—96.

Taylor G. R. (1989). Sulfate Production and Deposition in Midlatitude Continental Cumulus Clouds. Part I: Cloud Model Formulation and Base Run Analysis // J. Atm. Sci. V. 46. № 13. P. 1971—1990.

Trentmann J., Barthlott C., Bauer H. S., Keil C., Salzmann M., Lawrence M., Leuenberger D., Wernli H., Wulfmeyer V. (2007). Multi-model simulations of a convective situation in mountainous terrain / International Conference on Alpine Meteorologie, Chambery Frankreich. 04.06—08.06.2007.

Tripoli G. J., Cotton W. R. (1982). The Colorado State University three-dimensional cloud mesoscale model. Part I. General theoretical framework and sensitivity experiments // J. de Rech. Atmos. Vol. 16. № 3. P. 185—250.

Walko R. L., Cotton W. R., Meyers M. P., Harrington J. Y. (1995). New RAMS cloud microphysics parameterization. Part I: The single-moment scheme // Atmos. Research. V. 38. № 1. P. 29—61.

Wisner C., Orville H. D., Myers C. A (1972). Numerical Model of a Hail-Bearing Cloud // J. Atmos. Sci. V. 29. P. 1160 – 1181.

Zatevakhin M. A. (2014). Multiphase Convective Flow with Steady Sedimentation and Equilibrium Condensation. Proceedings of the International Conference on Numerical Analysis and Applied Mathematics 2014 (ICNAAM-2014). AIP Conf. Proc. 1648, 230004-1-230004-4; doi: 10.1063/1.4912496.

Ziegler C. L., MacGorman D. R., Dye J. E., Ray R. S. (1991). Model evaluation of noninductive graupel – ice charging in the early electrification of a mountain thunderstorm // J. Geophys. Res. V. 96. № D7. P. 12833—12855.

ОПИСАНИЕ БАЗОВОЙ ЧИСЛЕННОЙ НЕСТАЦИОНАРНОЙ ТРЕХМЕРНОЙ МОДЕЛИ КОНВЕКТИВНОГО ОБЛАКА

*Н. Е. Веремей¹, Ю. А. Довгалоук¹, М. А. Затевахин²,
А. А. Игнатъев², В. Н. Морозов¹, Р. С. Пастушков^{3,4}*

¹Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова
194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7
veremey@gmail.com, dovgaluk35@mail.ru, vn_morozov@inbox.ru

²АО «Атомпроект»
191036 Санкт-Петербург, 2-я Советская ул., 9/2а
mike2404@yandex.ru, ignat2000@gmail.com

³Центральная аэрологическая обсерватория
141707 Долгопрудный, ул. Первомайская, 3
idreamdinadreami@mail.ru

⁴Московский физико-технический институт
141700 Долгопрудный, ул. Первомайская, 9

Поступила в редакцию 6.06.2016
Поступила после доработки 4.07.2016

Условные обозначения

- $c_{air,V}$ — Теплоемкость сухого воздуха при постоянном объеме, Дж · кг⁻¹ · К⁻¹
- $c_{v,V}$ — Теплоемкость водяного пара при постоянном объеме, Дж · кг⁻¹ · К⁻¹
- $c_{air,p}$ — Теплоемкость сухого воздуха при постоянном давлении, Дж · кг⁻¹ · К⁻¹
- c_v — Теплоемкость влажного воздуха (смесь воздуха и водяного пара) при постоянном объеме, Дж · кг⁻¹ · К⁻¹

- $c_{v,p}$ – Теплоемкость водяного пара при постоянном давлении, Дж · кг⁻¹ · К⁻¹
- c_p – Теплоемкость влажного воздуха (смесь воздуха и водяного пара) при постоянном давлении, Дж · кг⁻¹ · К⁻¹
- D_c – Средний диаметр облачных капель, м
- D_i – Средневзвешенный диаметр градин, м
- D_{ic} – Средний диаметр облачных ледяных кристаллов, м
- D_r – Средневзвешенный диаметр дождевых капель, м
- d_v – Коэффициент молекулярной диффузии водяного пара в воздухе, м²/с
- e – Элементарный электрический заряд, Кл
- $e_{\text{полн}}$ – Полная энергия среды, приведенная к единице массы, Дж · кг⁻¹
- $\mathbf{E}$ – Вектор напряженности электростатического поля, В/м
- $E_{i,c}$ – Коэффициент столкновения облачных капель и градин
- $E_{i,ic}$ – Коэффициент столкновения облачных ледяных кристаллов и градин
- $E_{r,c}$ – Коэффициент столкновения облачных и дождевых капель
- $E_{r,ic}$ – Коэффициент столкновения облачных ледяных кристаллов и дождевых капель
- E_x – Составляющая вектора напряженности электростатического поля вдоль оси X, В/м
- E_y – Составляющая вектора напряженности электростатического поля вдоль оси Y, В/м
- E_z – Составляющая вектора напряженности электростатического поля вдоль оси Z, В/м
- g – Ускорение свободного падения, м · с⁻²

$G_{\text{автоконв}}$	– Интенсивность перехода заряда облачных капель в заряд дождевых капель при автоконверсии, $\text{Кл} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$
$G_{\text{замерз}}$	– Интенсивность перехода заряда облачных капель при их гомогенном замерзании в заряд облачных ледяных кристаллов, $\text{Кл} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$
$G_{\text{замерзг}}$	– Интенсивность перехода заряда дождевых капель при гетерогенном замерзании в заряд градин, $\text{Кл} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$
$G_{\text{коаг,с-г}}$	– Интенсивность перехода заряда облачных капель в заряд дождевых капель при их коагуляции, $\text{Кл} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$
$G_{\text{коаг,г-i}}$	– Интенсивность перехода заряда дождевых капель в заряд градин при их взаимной коагуляции с последующим замерзанием воды, $\text{Кл} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$
$G_{\text{коаг,г-icjc}}$	– Интенсивность перехода заряда облачных ледяных кристаллов при коагуляции с дождевыми каплями в заряд градин, $\text{Кл} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$
$G_{\text{коаг,г-ic,г}}$	– Интенсивность перехода заряда дождевых капель при коагуляции с облачными ледяными кристаллами в заряд градин, $\text{Кл} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$
$G_{\text{обзерн}}$	– Интенсивность перехода заряда облачных капель в заряд градин при обзёрнении, $\text{Кл} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$
$G_{\text{ростic}}$	– Интенсивность перехода заряда облачных ледяных кристаллов в заряд градин в результате сублимационного роста, $\text{Кл} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$
$G_{\text{столк,с-i}}$	– Интенсивность разделения зарядов при столкновении и отскоке облачных капель и тающих градин в области положительных температур, $\text{Кл} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$
$G_{\text{столк,с-г}}$	– Интенсивность разделения зарядов при столкновении и отскоке облачных и дождевых капель, $\text{Кл} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$

- $G_{\text{столк,ic-i}}$ – Интенсивность разделения зарядов при упругом столкновении облачных ледяных кристаллов и градин, $\text{Кл} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$
- $G_{\text{таян,i}}$ – Интенсивность перехода заряда градин при таянии в заряд дождевых капель, $\text{Кл} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$
- $G_{\text{с,диф,l}}$ – Интенсивность диффузионного заряжения облачных капель отрицательными ионами, $\text{Кл} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$
- $G_{\text{с,диф,r}}$ – Интенсивность диффузионного заряжения облачных капель положительными ионами, $\text{Кл} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$
- $G_{\text{с,инд,l}}$ – Интенсивность индукционного заряжения облачных капель отрицательными ионами, $\text{Кл} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$
- $G_{\text{с,инд,r}}$ – Интенсивность индукционного заряжения облачных капель положительными ионами, $\text{Кл} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$
- $G_{\text{с,исп}}$ – Интенсивность перехода заряда испаряющихся облачных капель, в атмосферные ионы, $\text{Кл} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$
- $G_{\text{i,диф,l}}$ – Интенсивность диффузионного заряжения градин отрицательными ионами, $\text{Кл} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$
- $G_{\text{i,диф,r}}$ – Интенсивность диффузионного заряжения градин положительными ионами, $\text{Кл} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$
- $G_{\text{i,инд,l}}$ – Интенсивность индукционного заряжения градин отрицательными ионами, $\text{Кл} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$
- $G_{\text{i,инд,r}}$ – Интенсивность индукционного заряжения градин положительными ионами, $\text{Кл} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$
- $G_{\text{i,исп}}$ – Интенсивность перехода заряда испаряющихся градин в атмосферные ионы, $\text{Кл} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$
- $G_{\text{ic,диф,l}}$ – Интенсивность диффузионного заряжения облачных ледяных кристаллов отрицательными ионами, $\text{Кл} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$
- $G_{\text{ic,диф,r}}$ – Интенсивность диффузионного заряжения облачных ледяных кристаллов положительными ионами, $\text{Кл} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$

- $G_{ic,инд,л}$ – Интенсивность индукционного заряжения облачных ледяных кристаллов отрицательными ионами, $Кл \cdot м^{-3} \cdot с^{-1}$
- $G_{ic,инд,р}$ – Интенсивность индукционного заряжения облачных ледяных кристаллов положительными ионами, $Кл \cdot м^{-3} \cdot с^{-1}$
- $G_{г,диф,л}$ – Интенсивность диффузионного заряжения дождевых капель отрицательными ионами, $Кл \cdot м^{-3} \cdot с^{-1}$
- $G_{г,диф,р}$ – Интенсивность диффузионного заряжения дождевых капель положительными ионами, $Кл \cdot м^{-3} \cdot с^{-1}$
- $G_{г,инд,л}$ – Интенсивность индукционного заряжения дождевых капель отрицательными ионами, $Кл \cdot м^{-3} \cdot с^{-1}$
- $G_{г,инд,р}$ – Интенсивность индукционного заряжения дождевых капель положительными ионами, $Кл \cdot м^{-3} \cdot с^{-1}$
- $G_{г,исп}$ – Интенсивность перехода заряда испаряющихся дождевых капель в атмосферные ионы, $Кл \cdot м^{-3} \cdot с^{-1}$
- k – Постоянная Больцмана, $Дж \cdot кг^{-1}$
- K – Динамический коэффициент турбулентности, $кг \cdot м^{-1} \cdot с^{-1}$
- k_{air} – Коэффициент молекулярной теплопроводности воздуха, $Дж \cdot с^{-1} \cdot м^{-1} \cdot К^{-1}$
- L_{cond} – Удельная теплота фазового перехода пар – вода, $Дж/кг$
- L_{freez} – Удельная теплота фазового перехода вода – лед, $Дж/кг$
- L_{subl} – Удельная теплота фазового перехода пар – лед, $Дж/кг$
- $N_{0г}$ – Параметр функции распределения Маршалла-Пальмера для дождевых капель, $м^{-4}$
- N_{0i} – Параметр функции распределения Маршалла-Пальмера для градин, $м^{-4}$
- N_c – Счетная концентрация облачных капель, $м^{-3}$
- N_i – Счетная концентрация градин, $м^{-3}$

N_{ic}	– Счетная концентрация облачных ледяных кристаллов, m^{-3}
N_{ionn}	– Концентрация отрицательных ионов, m^{-3}
N_{ionp}	– Концентрация положительных ионов, m^{-3}
N_r	– Счетная концентрация дождевых капель, m^{-3}
P	– Давление среды, Па.
$P_{автоконв}$	– Интенсивность автоконверсии облачных капель, s^{-1}
$P_{замерз}$	– Интенсивность гомогенного замерзания облачных капель, s^{-1}
$P_{замерзг}$	– Интенсивность гетерогенного замерзания дождевых капель, s^{-1}
$P_{коаг,с-г}$	– Интенсивность коагуляции облачных и дождевых капель, s^{-1}
$P_{коаг,г-i}$	– Интенсивность коагуляции градин и дождевых капель, s^{-1}
$P_{коаг,г-ic,г}$	– Интенсивность перехода дождевых капель в градины при коагуляции с облачными ледяными кристаллами, s^{-1}
$P_{коаг,г-ic,ic}$	– Интенсивность перехода облачных ледяных кристаллов в градины при коагуляции первых с дождевыми каплями, s^{-1}
$P_{конд}$	– Интенсивность конденсации водяного пара, s^{-1}
$P_{обзерн}$	– Интенсивность обзрения градин, s^{-1}
$P_{ростic}$	– Интенсивность перехода облачных ледяных кристаллов в градины в результате сублимационного роста кристаллов, s^{-1}
$P_{субл}$	– Интенсивность сублимации водяного пара на градинах, s^{-1}
$P_{сублЛЮЯ}$	– Интенсивность сублимации водяного пара на естественных льдообразующих ядрах, s^{-1}
$P_{таян}$	– Интенсивность таяния градин, s^{-1}
$P_{с,исп}$	– Интенсивность испарения облачных капель, s^{-1}

$P_{i, \text{исп}}$	– Интенсивность испарения градин, с^{-1}
$P_{i \text{ исп.тающ}}$	– Интенсивность испарения тающих градин, с^{-1}
$P_{г, \text{исп}}$	– Интенсивность испарения дождевых капель, с^{-1}
q	– Общее удельное влагосодержание, кг/кг
q_c	– Удельное содержание облачных капель, кг/кг
q_i	– Удельное содержание ледяных осадков, кг/кг
q_{ic}	– Удельное содержание облачных ледяных кристаллов, кг/кг
q_r	– Удельное содержание дождевых капель, кг/кг
q_v	– Удельное содержание водяного пара, кг/кг
$q_{v \text{ нас.в}}$	– Насыщающее значение удельного содержания водяного пара над плоской поверхностью воды, кг/кг
$q_{v \text{ нас.л}}$	– Насыщающее значение удельного содержания водяного пара над плоской поверхностью льда, кг/кг
q_{wat}	– Удельное содержание жидкой воды, кг/кг ($q_{\text{wat}} \equiv q_c + q_r$)
R_{air}	– Газовая постоянная сухого воздуха, $\text{Дж} \cdot \text{кг}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$
R_v	– Газовая постоянная водяного пара, $\text{Дж} \cdot \text{кг}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$
$S_{i, c}$	– Коэффициент неслияния облачных капель и градин
$S_{i, ic}$	– Коэффициент неслияния облачных ледяных кристаллов и градин
$S_{r, c}$	– Коэффициент неслияния облачных и дождевых капель
$S_{r, ic}$	– Коэффициент неслияния облачных ледяных кристаллов и дождевых капель
T	– Температура среды, К
u	– Внутренняя энергия среды, приведенная к единице массы, $\text{Дж} \cdot \text{кг}^{-1}$
$v_{\text{air } x}$	– Составляющая вектора скорости движения среды вдоль оси X , м/с

- $v_{air y}$ – Составляющая вектора скорости движения среды вдоль оси Y , м/с
- $v_{air z}$ – Составляющая вектора скорости движения среды вдоль оси Z , м/с
- V_c – Собственная установившаяся скорость падения облачных капель, м/с
- V_i – Собственная установившаяся скорость падения ледяных осадков, м/с
- V_{ic} – Собственная установившаяся скорость падения облачных ледяных кристаллов, м/с
- V_r – Собственная установившаяся скорость падения дождевых капель, м/с
- x – Декартова координата вдоль оси X , м
- y – Декартова координата вдоль оси Y , м
- z – Декартова координата вдоль оси Z , м
- α_{ionn} – Подвижность отрицательных ионов, $m^2 \cdot B^{-1} \cdot c^{-1}$
- α_{ionp} – Подвижность положительных ионов, $m^2 \cdot B^{-1} \cdot c^{-1}$
- Δt – Шаг по времени, с
- Δx – Шаг по координате x , м
- Δy – Шаг по координате y , м
- Δz – Шаг по координате z , м
- Λ_r – Параметр функции распределения Маршалла-Пальмера в показателе экспоненты для дождевых капель, m^{-1}
- Λ_i – Параметр функции распределения Маршалла-Пальмера в показателе экспоненты для градин, m^{-1}
- μ – Коэффициент турбулентной вязкости, $kg \cdot m^{-1} \cdot c^{-1}$
- ρ – Плотность смеси с учетом паровоздушной несущей среды и содержащихся в ней капель воды и частиц льда, kg/m^3
- ρ_{air} – Плотность сухого воздуха, kg/m^3
- ρ_{ice} – Плотность льда, kg/m^3
- ρ_v – Плотность водяного пара, kg/m^3

ρ_{wat}	– Плотность воды, кг/м ³
τ	– Суммарная объемная плотность электрического заряда, Кл/м ³
τ_c	– Объемная плотность заряда облачных капель, Кл/м ³
τ_{c0}	– Средний заряд единичной облачной капли, Кл
τ_i	– Объемная плотность заряда ледяных осадков, Кл/м ³
τ_{i0}	– Средний заряд единичной градины, Кл
τ_{ic}	– Объемная плотность заряда облачных ледяных кристаллов, Кл/м ³
τ_{ic0}	– Средний заряд единичного облачного ледяного кристалла, Кл
τ_{ionn}	– Объемная плотность заряда отрицательных ионов на единицу массы смеси, Кл/м ³
τ_{ionp}	– Объемная плотность заряда положительных ионов на единицу массы смеси, Кл/м ³
τ_r	– Объемная плотность заряда дождевых капель, Кл/м ³
τ_{r0}	– Средний заряд единичной дождевой капли, Кл

Знак «черта» над буквой всюду означает осреднение величины по Рейнольдсу, знак «тильда» — осреднение по Фавру (Favre, 1969).

Прочие обозначения приведены в тексте. Использование размерностей, отличных от указанных выше, оговаривается в тексте в каждом конкретном случае.

Введение

Как уже упоминалось в работе Ю. А. Довгалюк с соавторами (2016a), численная модель включает систему уравнений, совокупность начальных и граничных условий, численный алгоритм решения системы уравнений и программу для ЭВМ, реализующую указанный алгоритм и вывод результатов расчетов.

В настоящей статье дано детальное описание разработанной авторами базовой модели, описывающей естественный ход эволюции облака без активного воздействия. Представлена блок-схема обмена информацией между разными блоками модели. Сформулирована полная система уравнений гидротермодинамики и баланса субстанций (включая электрические заряды). Приведены параметрические выражения, описывающие фазовые переходы воды, коагуляцию облачных элементов и их электризацию. Кратко описан способ задания граничных и начальных условий, а также численный алгоритм решения системы уравнений.

1. Общие положения

В основе базовой численной нестационарной трехмерной модели конвективного облака лежит система уравнений гидротермодинамики, записанных в декартовой системе координат. Данная система дополнена параметрическими выражениями для расчета интенсивностей микрофизических процессов. Напомним, что базовой называется модель без учета блоков активных воздействий (АВ), описывающая естественный цикл эволюции облака.

С физической точки зрения модель состоит из двух основных блоков: гидротермодинамического и микрофизического. Первый блок описывает перенос импульса, энергии, влажного воздуха, а также капель, ледяных частиц и электрических зарядов. Учитывается как упорядоченный перенос, так и турбулентность. Полученные на выходе данного блока значения величин на каждом шаге по времени используются в качестве входных для микрофизического блока. Этот блок описывает фазовые переходы, коагуляцию частиц и микрофизические процессы электризации. Для связи указанных блоков используется уравнение состояния, которое позволяет рассчитать температуру и давление паровоздушной среды на основании внутренней энергии. С помощью уравнения Пуассона рассчитывается напряженность электрического поля на основании полученных данных об объемной плотности распределения зарядов. Эта величина используется как в гидротермодинамическом, так и в

микрофизическом блоке. Схема, иллюстрирующая передачу данных между блоками на каждом шаге по времени, приведена на рис. 1.

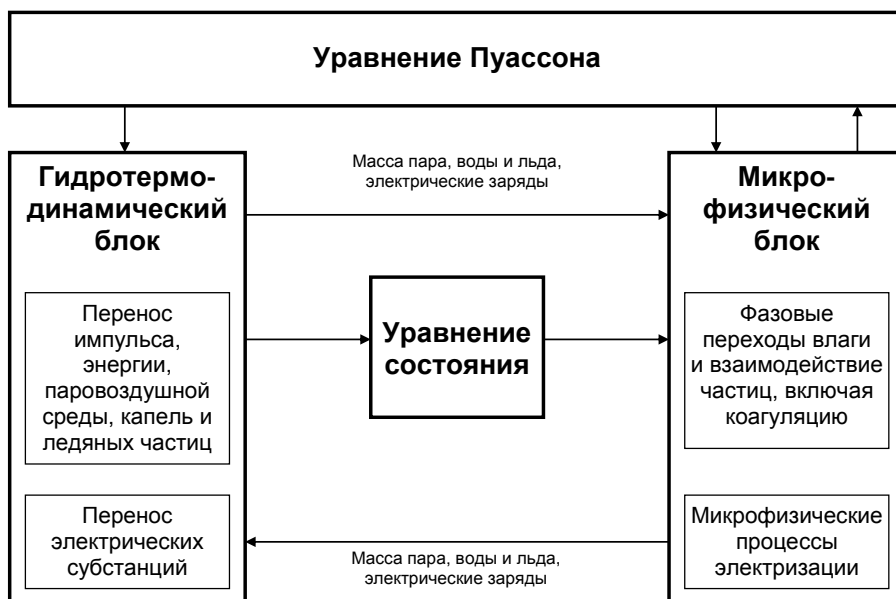


Рис. 1. Схема обмена данными между блоками модели на каждом шаге по времени.

2. Система уравнений гидротермодинамического блока

Исходная система уравнений для мгновенных значений физических величин применительно к случаю движения многофазной системы, использованная при выводе уравнений модели, приведена в (Zatevakhin, 2015). Она включает уравнения неразрывности, движения (сохранения количества движения), энергии и переноса массы частиц конденсированной фазы, а также дополнена уравнением состояния. Данные уравнения выведены с использованием подхода, который базируется на введении понятия барицентрической скорости (Нигматуллин, 1978; Нигматуллин, 1987). Уравнение неразрывности, записанное в терминах указанной скорости, имеет классический вид,

выражающий закон сохранения массы при отсутствии протекания через границы объема.

Указанные уравнения получены при следующих основных допущениях:

1. Температура всех компонентов облачной среды одинакова (время температурной релаксации для конденсированной фазы полагается пренебрежимо малым по сравнению с шагом по времени).

2. Давление в газовой фазе равно давлению в жидкой фазе (это справедливо в случае, когда малы эффекты поверхностного натяжения, и характерное время исследуемого макропроцесса во много раз превышает время установления равновесного давления между фазами).

3. Время скоростной релаксации частиц мало, т. е. в момент возникновения они уже двигаются относительно окружающей среды с установившейся скоростью гравитационного падения (берется средневзвешенное значение этой скорости).

4. В облаке при наличии облачных капель среда находится в состоянии термодинамического равновесия, т.е. парциальное давление водяного пара равно давлению насыщения относительно плоской поверхности воды.

Известно, что конвективное облако является сильно турбулизированной системой. Поэтому далее было выполнено осреднение исходной системы по Рейнольдсу. При описании членов, содержащих корреляции пульсаций плотности с другими величинами, применен подход Фавра (Favre, 1969). В результате уравнения упрощаются. Для описания турбулентности использовался полуэмпирический подход (K-модель).

При этом предполагалось, что вся влага, присутствующая в облаке, разделена на водяной пар, облачные капли, дождевые капли, облачные ледяные кристаллы и ледяные частицы осадков. При этом воздух и водяной пар образуют несущую паровоздушную среду, а остальные субстанции представляют собой конденсированную фазу; для каждой из этих субстанций записывается уравнение переноса массы.

К вышеперечисленным уравнениям добавлены уравнения переноса электрических зарядов, вид которых в целом аналогичен виду уравнений переноса массы частиц конденсированной фазы.

Полученная система дополнена параметрическими выражениями для вычисления интенсивностей микрофизических процессов, с помощью которых рассчитываются источники и стоки субстанций в уравнениях переноса массы и зарядов.

Полученная система уравнений имеет следующий вид:

1. Уравнение неразрывности:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(\bar{\rho} \tilde{v}_{\text{air},x}) + \frac{\partial}{\partial y}(\bar{\rho} \tilde{v}_{\text{air},y}) + \frac{\partial}{\partial z}(\bar{\rho} \tilde{v}_{\text{air},z}) = \\ & = \frac{\partial}{\partial z}(\bar{\rho} \tilde{q}_c V_c) + \frac{\partial}{\partial z}(\bar{\rho} \tilde{q}_{\text{ic}} V_{\text{ic}}) + \frac{\partial}{\partial z}(\bar{\rho} \tilde{q}_r V_r) + \frac{\partial}{\partial z}(\bar{\rho} \tilde{q}_i V_i) \end{aligned} \quad (1)$$

Здесь и далее предполагается, что установившиеся скорости падения всех частиц имеют только вертикальную составляющую, поэтому для них индекс z опускается.

2. Уравнение движения несущей среды:

$$\begin{aligned} & (1 - \tilde{q}_c - \tilde{q}_{\text{ic}} - \tilde{q}_r - \tilde{q}_i) \times \\ & \times \left(\bar{\rho} \frac{\partial \tilde{v}_{\text{air},x}}{\partial t} + \bar{\rho} \tilde{v}_{\text{air},x} \frac{\partial \tilde{v}_{\text{air},x}}{\partial x} + \bar{\rho} \tilde{v}_{\text{air},y} \frac{\partial \tilde{v}_{\text{air},x}}{\partial y} + \bar{\rho} \tilde{v}_{\text{air},z} \frac{\partial \tilde{v}_{\text{air},x}}{\partial z} - \right. \\ & \quad \left. - \frac{4}{3} \frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{\text{air},x}}{\partial x} + \frac{2}{3} \frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{\text{air},y}}{\partial y} + \frac{2}{3} \frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{\text{air},z}}{\partial z} \right. \\ & \quad \left. - \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{\text{air},x}}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{\text{air},y}}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial z} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{\text{air},x}}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial z} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{\text{air},z}}{\partial x} \right) = - \frac{\partial \bar{p}}{\partial x} - E_x \tau \end{aligned} \quad ; \quad (2a)$$

$$\begin{aligned}
& (1 - \tilde{q}_c - \tilde{q}_{ic} - \tilde{q}_r - \tilde{q}_i) \times \\
& \times \left(\bar{\rho} \frac{\partial \tilde{v}_{air,y}}{\partial t} + \bar{\rho} \tilde{v}_{air,x} \frac{\partial \tilde{v}_{air,y}}{\partial x} + \bar{\rho} \tilde{v}_{air,y} \frac{\partial \tilde{v}_{air,y}}{\partial y} + \bar{\rho} \tilde{v}_{air,z} \frac{\partial \tilde{v}_{air,y}}{\partial z} - \right. \\
& \quad \left. - \frac{4}{3} \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{air,y}}{\partial y} + \frac{2}{3} \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{air,x}}{\partial x} + \frac{2}{3} \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{air,z}}{\partial z} - \right. \\
& \quad \left. - \frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{air,y}}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial z} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{air,y}}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{air,x}}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial z} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{air,z}}{\partial y} \right) = -\frac{\partial \bar{p}}{\partial y} - E_y \tau \\
& (1 - \tilde{q}_c - \tilde{q}_{ic} - \tilde{q}_r - \tilde{q}_i) \times \\
& \times \left(\bar{\rho} \frac{\partial \tilde{v}_{air,z}}{\partial t} + \bar{\rho} \tilde{v}_{air,x} \frac{\partial \tilde{v}_{air,z}}{\partial x} + \bar{\rho} \tilde{v}_{air,y} \frac{\partial \tilde{v}_{air,z}}{\partial y} + \bar{\rho} \tilde{v}_{air,z} \frac{\partial \tilde{v}_{air,z}}{\partial z} - \right. \\
& \quad \left. - \frac{4}{3} \frac{\partial}{\partial z} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{air,z}}{\partial z} + \frac{2}{3} \frac{\partial}{\partial z} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{air,x}}{\partial x} + \frac{2}{3} \frac{\partial}{\partial z} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{air,y}}{\partial y} - \right. \\
& \quad \left. - \frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{air,z}}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{air,z}}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{air,x}}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{air,y}}{\partial z} \right) = \\
& \quad = -\frac{\partial \bar{p}}{\partial z} - E_z \tau - g \bar{\rho}
\end{aligned} \tag{2b}$$

В правой части уравнений (2a) — (2б) стоят объемные силы, действующие на среду: сила барического градиента, электростатическая и гравитационная силы (для последней отлична от нуля только вертикальная составляющая).

Для кучево-дождевых облаков значения скоростей движения паровоздушной среды составляют порядка $10^0 \div 10^1$ м/с, для слаборазвитых конвективных облаков — порядка 10^0 м/с. При этом вертикальная составляющая скорости всегда значительно выше, чем горизонтальные (Pruppacher, Klett, 1978; Облака и облачная атмосфера, 1989; Мейсон, 1961; Шишкин, 1964; Шметер, 1972;

Матвеев, 1981; Шметер, 1987; Драчева, Синькевич, 1988; Драчева и др., 1995, 2004; Довгалоук и др., 1997; Синькевич, 2001).

3. Уравнение баланса общего влагосодержания:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(\bar{\rho}\tilde{q}) + \frac{\partial}{\partial x}(\bar{\rho}\tilde{q}\tilde{v}_{\text{air},x}) + \frac{\partial}{\partial y}(\bar{\rho}\tilde{q}\tilde{v}_{\text{air},y}) + \frac{\partial}{\partial z}(\bar{\rho}\tilde{q}\tilde{v}_{\text{air},z}) + \\ - \frac{\partial}{\partial x}K \frac{\partial \tilde{q}}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial y}K \frac{\partial \tilde{q}}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial z}K \frac{\partial \tilde{q}}{\partial z} - \\ - \frac{\partial}{\partial z}(\bar{\rho}\tilde{q}_c V_c) - \frac{\partial}{\partial z}(\bar{\rho}\tilde{q}_r V_r) - \frac{\partial}{\partial z}(\bar{\rho}\tilde{q}_{\text{ic}} V_{\text{ic}}) - \frac{\partial}{\partial z}(\bar{\rho}\tilde{q}_i V_i) = 0 \end{aligned} \quad (3)$$

Последние четыре слагаемых левой части описывают гравитационное осаждение частиц разных фракций. Установившаяся собственная скорость падения облачных капель и облачных ледяных кристаллов ($10^{-3} \div 10^{-2}$ м/с) пренебрежимо мала по сравнению с аналогичными величинами для осадков ($10^{-1} \div 10^1$ м/с) и со скоростью движения среды ($10^0 \div 10^1$ м/с) (Pruppacher, Klett, 1978; Облака и облачная атмосфера, 1989; Мейсон, 1961; Шишкин, 1964; Шметер, 1972; Матвеев, 1981; Шметер, 1987). В связи с этим в большинстве задач полагается, что V_c и V_{ic} равны нулю. Значения V_r и V_i рассчитываются по формулам, аппроксимирующим экспериментальные данные Ганна и Кинцера (Роджерс, 1979).

4. Уравнения баланса облачных капель, облачных ледяных кристаллов, дождевых капель и кристаллических осадков:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(\bar{\rho}\tilde{q}_j) + \frac{\partial}{\partial x}(\bar{\rho}\tilde{q}_j\tilde{v}_{\text{air},x}) + \frac{\partial}{\partial y}(\bar{\rho}\tilde{q}_j\tilde{v}_{\text{air},y}) + \frac{\partial}{\partial z}(\bar{\rho}\tilde{q}_j\tilde{v}_{\text{air},z}) - \\ - \frac{\partial}{\partial x}K \frac{\partial \tilde{q}_j}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial y}K \frac{\partial \tilde{q}_j}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial z}K \frac{\partial \tilde{q}_j}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial z}(\bar{\rho}\tilde{q}_j V_{j,z}) = F_j \end{aligned} \quad ; \quad (4)$$

где $q_j = \{\tilde{q}_c, \tilde{q}_{ic}, \tilde{q}_r, \tilde{q}_i\}$; $V_j = \{V_c, V_{ic}, V_r, V_i\}$; $F_j = \{F_c, F_{ic}, F_r, F_i\}$.

Здесь F_c, F_{ic}, F_r, F_i — источники-стоки облачных капель, дождевых капель, облачных ледяных кристаллов и градин соответственно. Источниковые члены описывают микрофизические процессы фазовых переходов влаги и коагуляции облачных элементов. Следует отметить, что в модели отсутствует разделение кристаллических осадков на град и крупу, однако осадки указанных типов отличаются лишь плотностью льда, которая в модели задается в качестве параметра.

Характерные значения $\tilde{q}_c, \tilde{q}_{ic}, \tilde{q}_r, \tilde{q}_i$ в конвективных облаках не превышают величины порядка 10^{-3} , что соответствует водности (ледности) порядка 10^0 г/м³ (Pruppacher, Klett, 1978, Облака и облачная атмосфера, 1989; Мейсон, 1961; Шишкин, 1964; Шметер, 1972; Матвеев, 1981; Шметер, 1987; Синькевич, 2001). В ряде случаев, $\tilde{q}_r$ и $\tilde{q}_i$ могут достигать 10^{-2} (например, в зонах аккумуляции). В связи с этим множитель $(1 - \tilde{q}_c - \tilde{q}_{ic} - \tilde{q}_r - \tilde{q}_i)$ в уравнениях (2а) — (2в) близок к единице. Однако при наличии достаточных вычислительных ресурсов его следует учитывать, так как погрешность расчетов из-за отсутствия их учета накапливается со временем.

Удельное содержание водяного пара рассчитывается по очевидной формуле:

$$\tilde{q}_v = \tilde{q} - \tilde{q}_c - \tilde{q}_{ic} - \tilde{q}_r - \tilde{q}_i.$$

Отметим, что уравнения, аналогичные (4), при необходимости, могут быть записаны и для других фракций (например, ядра конденсации, частицы реагента, используемого для АВ, химические примеси и др.). Конкретный набор дополнительных уравнений определяется в каждом случае при конкретной постановке физической задачи.

5. Уравнение внутренней энергии:

$$\begin{aligned}
 & \frac{\partial}{\partial t}(\bar{\rho}\tilde{u}) + \frac{\partial}{\partial x}(\bar{\rho}\tilde{u}\tilde{v}_{\text{air}_x}) + \frac{\partial}{\partial y}(\bar{\rho}\tilde{u}\tilde{v}_{\text{air}_y}) + \frac{\partial}{\partial z}(\bar{\rho}\tilde{u}\tilde{v}_{\text{air}_z}) - \\
 & - \frac{\partial}{\partial x}K \frac{\partial \tilde{u}}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial y}K \frac{\partial \tilde{u}}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial z}K \frac{\partial \tilde{u}}{\partial z} = \\
 & = -\bar{p}\left(\frac{\partial \tilde{v}_{\text{air}_x}}{\partial x} + \frac{\partial \tilde{v}_{\text{air}_y}}{\partial y} + \frac{\partial \tilde{v}_{\text{air}_z}}{\partial z}\right) + \Phi + \\
 & + g\bar{\rho}(V_c\tilde{q}_c + V_{\text{ic}}\tilde{q}_{\text{ic}} + V_i\tilde{q}_i + V_r\tilde{q}_r) - \\
 & - \frac{\partial}{\partial z}\left[\bar{\rho}\tilde{q}_c V_c(L_{\text{cond}} - c_{v,p}\tilde{T}) + \bar{\rho}\tilde{q}_r V_r(L_{\text{cond}} - c_{v,p}\tilde{T}) + \right. \\
 & \left. + \bar{\rho}\tilde{q}_{\text{ic}} V_{\text{ic}}(L_{\text{subl}} - c_{v,p}\tilde{T}) + \bar{\rho}\tilde{q}_i V_i(L_{\text{subl}} - c_{v,p}\tilde{T})\right]
 \end{aligned} \tag{5}$$

где Φ — диссипативная функция.

Полная энергия смеси $\tilde{e}_{\text{полн}}$ равна сумме внутренней и кинетической энергий:

$$\tilde{e}_{\text{полн}} = \tilde{u} + \frac{1}{2}(\tilde{v}_{\text{air},x}^2 + \tilde{v}_{\text{air},y}^2 + \tilde{v}_{\text{air},z}^2).$$

Предпоследний член правой части (5) описывает переход кинетической энергии падающих частиц во внутреннюю под действием трения, последний — перенос энергии вниз вследствие оседания частиц.

6. Уравнения состояния:

$$\begin{aligned}
 \bar{p} &= \bar{\rho}_{\text{air}} R_{\text{air}} \tilde{T} + \bar{\rho}_v R_v \tilde{T} = \\
 &= \bar{\rho} \tilde{T} [(1 - \tilde{q}) R_{\text{air}} + (\tilde{q} - \tilde{q}_c - \tilde{q}_{\text{ic}} - \tilde{q}_r - \tilde{q}_i) R_v],
 \end{aligned} \tag{6a}$$

$$\tilde{T} = \frac{\tilde{u} + (\tilde{q}_c + \tilde{q}_r) L_{\text{cond}} + (\tilde{q}_{\text{ic}} + \tilde{q}_i) L_{\text{subl}}}{(1 - \tilde{q}) c_{\text{air},v} + \tilde{q} c_{v,v} + (\tilde{q}_c + \tilde{q}_{\text{ic}} + \tilde{q}_r + \tilde{q}_i) R_v}. \tag{6б}$$

7. Уравнение баланса концентрации положительных и отрицательных ионов, объемной плотности заряда облачных капель, облачных ледяных кристаллов, дождевых капель и кристаллических осадков:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial(\bar{\rho}\tilde{N}_{\text{ion n}})}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} [\bar{\rho}\tilde{N}_{\text{ion n}} (\tilde{v}_{\text{air},x} + \alpha_{\text{ion n}} E_x)] + \\ & + \frac{\partial}{\partial y} [\bar{\rho}\tilde{N}_{\text{ion n}} (\tilde{v}_{\text{air},y} + \alpha_{\text{ion n}} E_y)] + \frac{\partial}{\partial z} [\bar{\rho}\tilde{N}_{\text{ion n}} (\tilde{v}_{\text{air},z} + \alpha_{\text{ion n}} E_z)] - , \end{aligned} \quad (7a)$$

$$\begin{aligned} & - \frac{\partial}{\partial x} K \frac{\partial \tilde{N}_{\text{ion n}}}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial y} K \frac{\partial \tilde{N}_{\text{ion n}}}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial z} K \frac{\partial \tilde{N}_{\text{ion n}}}{\partial z} = M_{\text{ion n}} \\ & \frac{\partial(\bar{\rho}\tilde{N}_{\text{ion p}})}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} [\bar{\rho}\tilde{N}_{\text{ion p}} (\tilde{v}_{\text{air},x} - \alpha_{\text{ion p}} E_x)] + \\ & + \frac{\partial}{\partial y} [\bar{\rho}\tilde{N}_{\text{ion p}} (\tilde{v}_{\text{air},y} - \alpha_{\text{ion p}} E_y)] + \frac{\partial}{\partial z} [\bar{\rho}\tilde{N}_{\text{ion p}} (\tilde{v}_{\text{air},z} - \alpha_{\text{ion p}} E_z)] - , \end{aligned} \quad (7б)$$

$$\begin{aligned} & - \frac{\partial}{\partial x} K \frac{\partial \tilde{N}_{\text{ion p}}}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial y} K \frac{\partial \tilde{N}_{\text{ion p}}}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial z} K \frac{\partial \tilde{N}_{\text{ion p}}}{\partial z} = M_{\text{ion p}} \\ & \frac{\partial(\bar{\rho}\tilde{\tau}_j)}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} (\bar{\rho}\tilde{\tau}_j \tilde{v}_{\text{air},x}) + \frac{\partial}{\partial y} (\bar{\rho}\tilde{\tau}_j \tilde{v}_{\text{air},y}) + \frac{\partial}{\partial z} (\bar{\rho}\tilde{\tau}_j \tilde{v}_{\text{air},z}) + \\ & - \frac{\partial}{\partial x} K \frac{\partial \tilde{\tau}_j}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial y} K \frac{\partial \tilde{\tau}_j}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial z} K \frac{\partial \tilde{\tau}_j}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial z} (\bar{\rho}\tilde{\tau}_j V_j) = M_j \end{aligned} \quad (7в)$$

где $\tilde{\tau}_j = \{\tilde{\tau}_c, \tilde{\tau}_{\text{ic}}, \tilde{\tau}_r, \tilde{\tau}_i\}$, $M_j = \{M_c, M_{\text{ic}}, M_r, M_i\}$. Здесь $M_{\text{ion n}}$, $M_{\text{ion p}}$, M_c , M_{ic} , M_r , M_i — источники-стоки заряда отрицательных и положительных ионов, облачных капель, дождевых капель, облачных ледяных кристаллов и градин соответственно.

В уравнении переноса ионов появляются дополнительные слагаемые, связанные с действием электростатического поля на движение зарядов (составляющая скорости, равная произведению подвижности ионов и напряженности поля). При расчете установившейся скорости седиментации капель и кристаллов, наряду

с гравитацией и аэродинамическим сопротивлением, учитывается влияние электрических сил.

Источниковые члены описывают микрофизические процессы электризации облачных элементов.

8. Выражение для расчета суммарной плотности электрического заряда:

$$\tilde{\tau} = e\tilde{\tau}_{\text{ionn}} + e\tilde{\tau}_{\text{ionp}} + \tilde{\tau}_c + \tilde{\tau}_{ic} + \tilde{\tau}_r + \tilde{\tau}_i. \quad (8)$$

Характерное значение $\tilde{\tau}$ в условиях безоблачной атмосферы и на начальной стадии развития облака составляет порядка $10^{-13} \div 10^{-12}$ Кл/м³. В дальнейшем, в процессе роста облака, оно может увеличиваться на несколько порядков, и для грозовых облаков достигает $10^{-9} \div 10^{-8}$ Кл/м³.

Расчет составляющих вектора напряженности электрического поля E_x , E_y , E_z производится по уравнению Пуассона. Значение абсолютной величины напряженности электрического поля меняется от 10^2 В/м на ранних стадиях развития облака до $10^5 \div 10^6$ В/м внутри грозовых облаков.

Особое внимание при решении системы уравнений уделяется расчету турбулентности. Подсеточная модель турбулентности основана на алгебраической модели Смагоринского (Brown et al., 1994; Mason, Brown, 1999).

Подсеточные коэффициенты в этом случае рассчитываются следующим образом:

$$K_m = \lambda^2 S f_m(Ri_p), \quad K_h = \lambda^2 S f_h(Ri_p),$$

где K_m — кинематическая турбулентная вязкость, входящая в уравнения движения ($K_m = \mu / \rho$), K_h — кинематическая турбулентная теплопроводность, входящая в диссипативную функцию в уравнении энергии,

$$S^2 = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v_i}{\partial x_j} + \frac{\partial v_j}{\partial x_i} \right)^2,$$

v_i, x_i — компоненты скорости и координаты соответственно,
 Ri_p — локальное градиентное число Ричардсона:

$$Ri_p = \frac{g}{2S^2} \frac{\partial \Theta}{\partial z}.$$

Здесь Θ — потенциальная температура.

Характерный подсеточный масштаб λ учитывает расстояние до земной поверхности (z):

$$\frac{1}{\lambda^2} = \frac{1}{\lambda_0^2} + \frac{1}{(\kappa z)^2}, \quad \lambda_0 = C_s \Delta,$$

где $\Delta = \sqrt[3]{\Delta x \Delta y \Delta z}$, $\kappa = 0,41$ — постоянная Кармана и C_s — константа Смагоринского, равная около 0,23 для атмосферного пограничного слоя.

Функции f_m и f_h имеют вид:

если $Ri_p < 0$ (случай неустойчивой стратификации):

$$f_m(Ri_p) = \sqrt{1 - 16 Ri_p}$$

$$f_h(Ri_p) = 1,43 \sqrt{1 - 40 Ri_p}$$

если $Ri_p > 0$ (случай устойчивой стратификации):

$$f_m(Ri_p) = \left(1 - \frac{Ri_p}{Ri_c}\right)^4$$

$$f_h(Ri_p) = 1,43 \left(1 - \frac{Ri_p}{Ri_c}\right)^4 (1 - 1,2 Ri_p)$$

где $Ri_c = 0,25$ — критическое число Ричардсона. Если $Ri_p > Ri_c$, то и f_m , и f_h приравниваются нулю.

Коэффициент турбулентности в уравнениях переноса субстанций рассчитывается по формуле:

$$K = \frac{K_m}{Sc},$$

где Sc — число Шмидта.

3. Учет взаимодействия облака с полем ветра

Для учета горизонтального ветра в начальные и граничные условия модели были внесены следующие изменения:

1. Набор начальных условий дополнен вертикальным профилем двух горизонтальных компонент ветра $v_{air,x}$ и $v_{air,y}$.

2. Добавлены новые граничные условия, реализующие дозвуковое втекание и вытекание на боковых границах области.

Граничные условия рассчитываются следующим образом. Так как при дозвуковом втекании две характеристики входят в область (соответствующие собственным числам U и $U+C$, где U — конвективная скорость и C — скорость звука), то, соответственно, задаются два внешних граничных условия: давление торможения

$$p_0 = p_{atm}(z) \left(1 + \frac{\gamma - 1}{2} M^2 \right)^{\frac{\gamma}{\gamma - 1}}$$

и плотность торможения

$$\rho_0 = \rho_{atm}(z) \left(1 + \frac{\gamma - 1}{2} M^2 \right)^{\frac{1}{\gamma - 1}}.$$

Здесь $M = \frac{U_w}{C}$ — число Маха на границе на высоте z , где

$$U_w(z) = \sqrt{v_{air,x}^2(z) + v_{air,y}^2(z)} \text{ — модуль скорости ветра и } C = \sqrt{\frac{\gamma p_{atm}(z)}{\rho_{atm}(z)}}$$

— скорость звука на границе на высоте z , $\gamma = C_p / C_v$ — показатель адиабаты для влажного воздуха (паровоздушной смеси) и

$p_{\text{atm}}(z), \rho_{\text{atm}}(z)$ — заданные вертикальные профили давления и плотности влажного воздуха, получаемые из данных радиозондирования. Так как газ двухкомпонентный (воздух и водяной пар), то еще одна характеристика входит в область (также соответствует собственному числу U для уравнения переноса примеси пара f_v). В связи с этим задается еще одно внешнее граничное условие — концентрация водяного пара $f_{vb} = f_{v\text{atm}}(z)$. Из области наружу через границу втекания выходит только одна характеристика, соответствующая собственному числу U - C , поэтому только одно граничное условие определяется решением из расчетной области: граничная скорость $U_b = U_1$, где U_1 — скорость в приграничной ячейке внутри расчетной области и U_b — граничная скорость (в искусственно задаваемой фиктивной приграничной ячейке). Расчет статических значений давления, плотности и температуры на границе (также в фиктивной приграничной ячейке) производится по следующим формулам:

$$\rho_b = \left((\gamma - 1) \frac{H_0 - \frac{1}{2} U_b^2}{\gamma S_0} \right)^{\frac{1}{\gamma - 1}}, \quad p_b = S_0 \rho_b^\gamma, \quad T_b = \frac{p_b}{R_b \rho_b}.$$

Энтальпия и энтропия торможения определяются соотношениями

$$H_0 = \frac{\gamma p_0}{\rho_0(\gamma - 1)}, \quad S_0 = \frac{p_0}{\rho_0^\gamma},$$

где

$$\gamma = \frac{C_{pb}}{C_{pb} - R_b}, \quad R_b = R_{\text{air}}(1 - f_{vb}) + R_v f_{vb},$$

$$C_{pb} = c_{\text{air,p}}(1 - f_{vb}) + c_{v,p} f_{vb}.$$

4. Система параметрических выражений, описывающих фазовые переходы влаги и взаимодействие облачных элементов между собой

Микрофизический блок содержит параметрические выражения для расчета интенсивностей фазовых переходов, коагуляции и заряжения частиц.

Схема перехода влаги между субстанциями в ходе микрофизических процессов при эволюции облака представлена на рис. 2, 3, 4. На рис. 2 представлена обобщенная схема с учетом наличия в облаке всех субстанций, на рис. 3 — для частного случая, когда ледяная фаза представлена только кристаллическими осадками, а на рис. 4 — для частного случая жидкокапельного облака.

Выпишем параметрические выражения для расчета интенсивностей процессов, указанных на схеме. Все источниковые члены имеют размерность с^{-1} и имеют физический смысл приращения массы субстанции на единицу массу смеси за единицу времени.

1. Источник-сток водяного пара:

$$F_v = P_{\text{с, исп}} + P_{\text{г, исп}} + P_{\text{л, исп}} + P_{\text{л исп, таяющ}} - P_{\text{конд}} - P_{\text{субл}} - P_{\text{субл ЛЮЯ}}.$$

2. Источник-сток облачных капель:

$$F_c = P_{\text{конд}} - P_{\text{автоконв}} - P_{\text{коаг, с-г}} - P_{\text{с, исп}} - P_{\text{обзерн}} - P_{\text{замерз}}.$$

3. Источник-сток облачных ледяных кристаллов:

$$F_{ic} = P_{\text{замерз}} + P_{\text{субл ЛЮЯ}} - P_{\text{коаг, г-ic, ic}} - P_{\text{рост ic}}.$$

4. Источник-сток дождевых капель:

$$F_r = P_{\text{автоконв}} + P_{\text{коаг, с-г}} - P_{\text{замерз}} + P_{\text{таян}} - P_{\text{г, исп}} - P_{\text{коаг, г-г}} - P_{\text{коаг, г-ic, г}}.$$

5. Источник-сток ледяных частиц осадков:

$$F_i = P_{\text{замерз, г}} + P_{\text{субл}} - P_{\text{таян}} - P_{\text{л, исп}} - P_{\text{л исп, таяющ}} + P_{\text{обзерн}} + \\ + P_{\text{рост, ic}} + P_{\text{коаг, г-г}} + P_{\text{коаг, г-ic, г}} + P_{\text{коаг, г-ic, ic}}.$$

Следует отметить, что некоторые механизмы были исключены из рассмотрения. В частности, не учтен механизм выброса вторичных облачных ледяных кристаллов при обзёрнении градин (механизм

Халлетта—Моссопа), а также испарение облачных ледяных кристаллов.

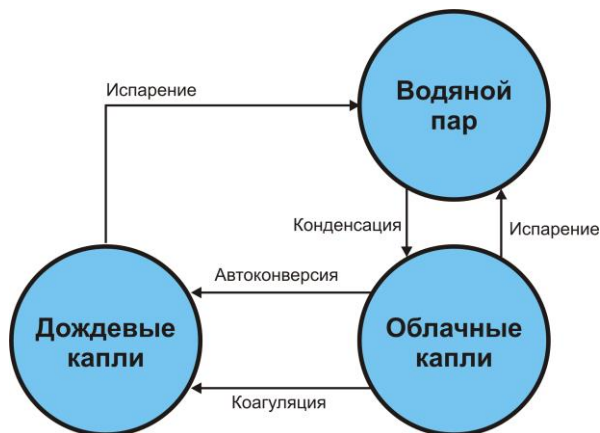


Рис. 2. Схема баланса влаги в облаке для случая жидкокапельного облака.



Рис. 3. Схема баланса влаги для случая трехфазного облака без учета облачного льда



Рис. 4. Схема баланса влаги для случая трехфазного облака с учетом облачного льда.

Резюмируя сказанное выше, можно отметить, что микрофизические процессы, связанные с фазовыми переходами воды и коагуляцией частиц, можно подразделить на две группы: в трехфазном облаке, в общем случае, могут работать все перечисленные процессы, а в двухфазном — только часть из них (в которых не участвуют ледяные частицы).

На основании анализа литературных источников были выбраны конкретные параметрические выражения для расчета интенсивностей микрофизических процессов фазовых переходов и коагуляции (Мейсон, 1961; Шишкин, 1964; Kessler, 1969; Pruppacher, Klett, 1978;

Роджерс, 1979; Мазин, Шметер, 1983; Веремей и др., 2006). Выпишем указанные выражения для членов, входящих в источники-стоки субстанций. Полагаем, что осадки распределены по размерам в соответствии с функцией распределения Маршалла-Пальмера (с разными константами для капель и градин (Pruppacher, Klett, 1978)), а облачные частицы монодисперсны.

Образование облаков, в том числе конвективных, начинается с конденсации водяного пара. При расчете конденсации полагается, что весь избыток массы водяного пара над насыщающим значением переходит в водность облачных капель. Это предположение основано на данных натурных наблюдений, показывающих, что значения пересыщения в атмосфере всегда малы из-за присутствия в атмосфере значительного числа ядер конденсации (Селезнева, 1966; Матвеев, 1981; Довгалюк, Ивлев, 1998; Облака и облачная атмосфера, 1989).

$$P_{\text{конд}} = \begin{cases} \frac{\tilde{q}_v - q_{v \text{ нас.в}}}{\Delta t} \left(1 + \frac{L_{\text{cond}}}{c_p} \frac{dq_{v \text{ нас.в}}}{dT} \right)^{-1} & \text{при } \tilde{q}_v > q_{v \text{ нас.в}} \\ 0 & \text{при } \tilde{q}_v \leq q_{v \text{ нас.в}} \end{cases}.$$

Дополнительный множитель, содержащий L_{cond} , содержит поправку на выделение скрытого фазового тепла, влияющего на температуру воздуха и на значение $q_{v \text{ нас.в}}$.

Под автоконверсией понимается процесс формирования дождевых капель в ансамбле взаимодействующих между собой капель облачных. Это взаимодействие, по-видимому, обусловлено механизмами коагуляции, отличными от гравитационного (броуновская, турбулентная, электростатическая и др.). При этом, как правило, происходит соударение более чем двух капель одновременно, приводящее к переходу мелкокапельной фракции в крупнокапельную. На основании экспериментальных данных (Kessler, 1969), данный процесс можно приближенно описать следующим выражением:

$$P_{\text{автоконв}} = \begin{cases} K_1(\tilde{q}_c - K_2/\bar{\rho}) & \text{при } \tilde{q}_c > K_2/\bar{\rho} \\ 0 & \text{при } \tilde{q}_c \leq K_2/\bar{\rho} \end{cases},$$

где K_1 и K_2 — параметры, значения которых варьируются в зависимости от физико-географических условий. Величина $K_2/\bar{\rho} > 0$ называется порогом автоконверсии, поскольку, когда $\tilde{q}_c$ превышает ее значение, начинает действовать указанный процесс. Параметр K_1 характеризует интенсивность автоконверсии.

Отметим, что существуют и иные параметрические формулы для описания автоконверсии. Так, описанный выше подход был модифицирован в работе (Manton, Cotton, 1977). Предполагалось, что критический порог водности достигается тогда, когда среднее значение радиуса исходного спектра размеров облачных капель достигает некоторого размера. Таким образом, вместо критической водности рассматривался критический размер капель. Существуют и другие подходы, вводящие ряд уточнений к формуле Кесслера. Их обобщение выполнено в работе (Поташник, Кузнецов, 2010).

Коагуляция дождевых капель с облачными описывается в приближении непрерывного роста. Крупная дождевая капля, пролетая через облако мелких облачных капель, захватывает их и растет. Интенсивность коагуляции пропорциональна сечению соударения взаимодействующих частиц, их концентрации, а также относительной скорости их движения.

$$P_{\text{коаг, с-г}} = \frac{\pi}{4} \tilde{q}_c N_{0g} \int_0^{\infty} E_{r,c} (1 - S_{r,c}) (D_r + D_c)^2 |V_r - V_c| \exp(-\Lambda_r D_r) dD_r.$$

Коэффициенты $E_{r,c}$ и $S_{r,c}$, в общем случае, зависят от D_r и D_c . Обобщение этих данных можно найти в (Френкель, 1949; Шишкин, 1964; Довгалюк, 1966; Роджерс, 1979; Pruppacher, Klett, 1978; Мазин, Шмистер, 1983). Помимо этого, $E_{r,c}$ и $S_{r,c}$ зависят от зарядов взаимодействующих капель и напряженности внешнего электрического поля, в котором происходит взаимодействие. В модели предполагается, что $S_{r,c}$ обращается в ноль по достижении определенного значения $|E|$.

При отрицательных температурах может происходить замерзание капель и их переход в ледяные частицы. Замерзание дождевых капель является механизмом, ответственным за первоначальное образование градин в облаке. Данный процесс в модели описывается формулой Бигга (Bigg, 1953), полученной по экспериментальным данным:

$$P_{\text{замерз,г}} = \begin{cases} \frac{\pi^2}{36} \frac{\rho_{\text{wat}}}{\bar{\rho}} J_n(T) N_{0r} \int_0^{\infty} D_r^6 \exp(-\Lambda_r D_r) dD_r & \text{при } T \leq T^{**} \\ 0 & \text{при } T > T^{**} \end{cases},$$

где J_n — скорость замерзания на единицу объема воды, экспоненциально зависящая от температуры (Bigg, 1953), T^{**} — пороговая температура замерзания, величина которой варьируется в зависимости от конкретных условий (Степаненко и др., 2002).

Сублимация водяного пара на поверхности градин происходит при пересыщении водяного пара надо льдом и описывается следующей формулой:

$$P_{\text{субл}} = \begin{cases} \frac{N_{0i}}{\bar{\rho}} \frac{2\pi(\tilde{q}_v/q_{v \text{ нас.л}} - 1)}{L_{\text{subl}}^2 / (k_{\text{air}} R_v T^2) + 1 / (\rho_{\text{air}} q_{v \text{ нас.л}} d_v)} \times \\ \times \int_0^{\infty} D_i C_{vi}(D_i) \exp(-\Lambda_i D_i) dD_i & \text{при } \tilde{q}_v > q_{v \text{ нас.л}} \\ 0 & \text{при } \tilde{q}_v \leq q_{v \text{ нас.л}} \end{cases},$$

где $C_{vi}(D_i)$ — коэффициент вентиляции для градин, зависящий от числа Рейнольдса. При расчете учитываются молекулярная диффузия водяного пара и молекулярная теплопроводность воздуха (соответствующие члены стоят в знаменателе).

Таяние градин с переходом их в дождевые капли происходит при положительных температурах:

$$P_{\text{таян}} = \begin{cases} \frac{N_{0i}}{\bar{\rho}} \frac{2\pi k_a (T - T^*)}{L_{\text{freez}}} \times \\ \times \int_0^{\infty} D_i C_{vi}(D_i) \exp(-\Lambda_i D_i) dD_i \text{ при } T > 0^\circ \text{C}, \\ 0 \text{ при } T \leq 0^\circ \text{C} \end{cases}$$

где T выражена в градусах Цельсия, $T^* = 0^\circ \text{C}$.

Интенсивность испарения облачных капель при недосыщении ($\tilde{q}_v < q_{v \text{ нас.в}}$) противоположна по знаку интенсивности конденсации:

$$P_{\text{с, исп}} = \begin{cases} -\frac{\tilde{q}_v - q_{v \text{ нас.в}}}{\Delta t} \left(1 + \frac{L_{\text{cond}}}{c_p} \frac{dq_{v \text{ нас.в}}}{dT} \right)^{-1} \text{ при } \tilde{q}_v < q_{v \text{ нас.в}}, \\ 0 \text{ при } \tilde{q}_v \geq q_{v \text{ нас.в}} \end{cases}$$

При расчете испарения дождевых капель, по аналогии с расчетом сублимации пара на градинах, учитываются молекулярная диффузия водяного пара и молекулярная теплопроводность воздуха, а также учтен эффект обдува капли:

$$P_{\text{г,и,и}} = \begin{cases} -\frac{N_{0r}}{\bar{\rho}} \frac{2\pi(\tilde{q}_v/q_{v \text{ нас.в}} - 1)}{L_{\text{cond}}^2 / (k_{\text{air}} R_v T^2) + 1/(\bar{\rho} q_{v \text{ нас.в}} d_v)} \times \\ \times \int_0^{\infty} D_r C_{vr}(D_r) \exp(-\Lambda_r D_r) dD_r \text{ при } \tilde{q}_v < q_{v \text{ нас.в}}, \\ 0 \text{ при } \tilde{q}_v \geq q_{v \text{ нас.в}} \end{cases}$$

где $C_{vr}(D_r)$ — коэффициент вентиляции для дождевых капель, зависящий от числа Рейнольдса.

Аналогичным образом рассчитывается интенсивность испарения градин как сухих (при $T < 0^\circ \text{C}$), так и тающих (при $T \geq 0^\circ \text{C}$).

$$P_{i, \text{исп}} = \begin{cases} -\frac{N_{0i}}{\bar{\rho}} \frac{2\pi(\tilde{q}_v/q_{v \text{ нас. л}} - 1)}{L_{\text{subl}}^2 / (k_{\text{air}} R_v T^2) + 1 / (\bar{\rho} q_{v \text{ нас. л}} d_v)} \cdot \\ \cdot \int_0^\infty D_i C_{vi}(D_i) \exp(-\Lambda_i D_i) dD_i \\ \text{при } \tilde{q}_v < q_{v \text{ нас. л}} \\ 0 \text{ при } \tilde{q}_v \geq q_{v \text{ нас. л}} \end{cases},$$

$$P_{i \text{ исп. тающ}} = \begin{cases} -\frac{N_{0i}}{\bar{\rho}} \frac{2\pi(\tilde{q}_v/q_{v \text{ нас. в}} - 1)}{L_{\text{cond}}^2 / (k_{\text{air}} R_v T^2) + 1 / (\bar{\rho} q_{v \text{ нас. в}} d_v)} \times \\ \times \int_0^\infty D_i C_{vi}(D_i) \exp(-\Lambda_i D_i) dD_i \text{ при } \tilde{q}_v < q_{v \text{ нас. в}}, \\ 0 \text{ при } \tilde{q}_v \geq q_{v \text{ нас. в}} \end{cases},$$

Обзернение градин представляет собой захват ими облачных капель с последующим их намерзанием. Формула для расчета интенсивности данного процесса, равно как и для $P_{\text{коаг., c-r}}$, записывается в приближении непрерывного роста:

$$P_{\text{обзерн}} = \frac{\pi}{4} \tilde{q}_c N_{0i} \int_0^\infty E_{i,c} (1 - S_{i,c}) (D_i + D_c)^2 |V_i - V_c| \exp(-\Lambda_i D_i) dD_i.$$

Обычно предполагается, что $S_{i,c} = 0$.

Гомогенное замерзание переохлажденных облачных капель обычно происходит при низкой температуре (ее пороговое значение T^{***} , зависящее от конкретных условий, ниже -40°C (Мейсон, 1961)). Такие температуры наблюдаются в верхней части облака. Скорость убывания водности вследствие гомогенного замерзания полагается пропорциональной $\tilde{q}_c$:

$$P_{\text{замерз,с}} = \begin{cases} K_{fc} \tilde{q}_c & \text{при } T \leq T^{***} \\ 0 & \text{при } T > T^{***} \end{cases},$$

где K_{fc} — коэффициент пропорциональности, равный 1 с^{-1} .

Образование ледяных кристаллов может происходить и при более высоких температурах за счет гетерогенной нуклеации на льдообразующих ядрах (ЛОЯ) при сублимации водяного пара на их поверхности. Интенсивность данного процесса рассчитывается по формуле:

$$P_{\text{субл.ЛОЯ}} = \frac{N_{\text{ЛОЯ}}}{\bar{\rho}} am_{\text{ЛОЯ}}^b,$$

где $N_{\text{ЛОЯ}}$ и $m_{\text{ЛОЯ}}$ — счетная концентрация и масса льдообразующих ядер соответственно, a и b — эмпирические коэффициенты, являющиеся полиномиальными функциями температуры (Fletcher, 1962; Koenig, 1971).

При сублимации водяного пара на кристаллах последние растут. По достижении диаметра 100 мкм (условная граница между облачными частицами и осадками) считается, что они переходят в фракцию градин. Скорость этого процесса описывается формулой:

$$P_{\text{рост,ic}} = q_{\text{ic}}^{100 \text{ мкм}} \frac{6}{\pi D_*^3} a \left(\frac{\pi}{6} \rho_{\text{ice}} D_*^3 \right)^b + \frac{q_{\text{ic}}^{100 \text{ мкм}}}{\Delta t},$$

где $q_{\text{ic}}^{100 \text{ мкм}}$ — отношение смеси облачных кристаллов, достигших диаметра $D_* = 100 \text{ мкм}$, коэффициенты a и b — те же, что в формуле для $P_{\text{субл.ЛОЯ}}$.

При описании коагуляции дождевых капель с ледяными частицами всех видов предполагается, что она происходит только в области отрицательных температур; при этом происходит полное замораживание капель и переход их массы в массу градин:

$$P_{\text{коаг, r-i}} = N_{\text{oi}} N_{\text{or}} \frac{\pi}{6} \bar{\rho} \times \\ \times \int_0^\infty \int_0^\infty (D_r + D_i)^2 |V_r - V_i| D_r^3 \exp(-\Lambda_r D_r) \exp(-\Lambda_i D_i) dD_r dD_i ,$$

При коагуляции дождевых капель с облачными кристаллами масса и тех, и других переходит в массу градин. Обе составляющие указанного процесса рассчитываются отдельно:

$$P_{\text{коаг, r-ic, ic}} = \frac{\pi}{4} \tilde{q}_{\text{ic}} N_{0r} \int_0^\infty E_{r, \text{ic}} (1 - S_{r, \text{ic}}) (D_r + D_{\text{ic}})^2 |V_r - V_{\text{ic}}| \exp(-\Lambda_r D_r) dD_r ,$$

$$P_{\text{коаг, r-ic, r}} = \frac{\pi}{6} \frac{\rho_{\text{wat}}}{\bar{\rho}} N_{0r} \int_0^\infty P(D_r) D_r^3 \exp(-\Lambda_r D_r) dD_r ,$$

где $P(D_r)$ — количество столкновений отдельно взятой дождевой капли диаметра D_r с ледяными кристаллами за единицу времени:

$$P(D_r) = \frac{\pi}{4} (D_r + D_{\text{ic}})^2 E_{r, \text{ic}} (1 - S_{r, \text{ic}}) |V_r - V_{\text{ic}}| N_{\text{ic}} .$$

Значения данных коэффициентов $E_{r, \text{ic}}$ и $S_{r, \text{ic}}$, в общем случае, зависят от D_r и D_{ic} . В большинстве задач для простоты они принимаются равными 1 и 0 соответственно.

Таким образом, приведенные выше параметрические выражения позволяют рассчитать источниковые члены в уравнениях переноса влаги разных фракций.

5. Система параметрических выражений, описывающих микрофизические процессы электризации облачных элементов

Далее рассмотрим микрофизические процессы электризации облачных частиц. На данный момент отсутствует полное и строгое теоретическое описание наиболее мощных механизмов электризации конвективного облака, что объясняется, во-первых, многообразием условий протекания электрических процессов, а во-вторых, наличием тесной взаимосвязи между разными механизмами (Пачин, 2002;

Веремей и др., 2006; Довгальок и др., 2007; Кашлева, 2008). Эмпирические данные о многих процессах электризации облачных элементов, полученные разными авторами, неоднозначны и противоречивы как в количественном, так и в качественном плане (Мучник, Фишман, 1982). По этой причине на данном этапе при описании процессов генерации и разделения нескомпенсированных объемных электрических зарядов неизбежны те или иные допущения.

Эволюция облака происходит в ионизированной среде, поэтому важен учет ионных механизмов заряжения облачных элементов. Помимо этого, нескомпенсированные объемные заряды могут разделяться при взаимодействии различных частиц между собой.

В настоящей работе учтены следующие основные механизмы электризации:

1. Диффузионный — заряжение частиц вследствие диффузии к этим частицам атмосферных ионов и последующего их захвата.
2. Индукционный — заряжение частиц при селективном захвате атмосферных ионов указанными частицами, поляризованными во внешнем электрическом поле.
3. Сложение зарядов взаимодействующих частиц разных типов при их коагуляции.
4. Изменение количества заряда, переносимого частицами того или иного сорта, при переходе из одного сорта в другой в процессе фазовых переходов.
5. Разделение заряда при столкновении и отскоке дождевых и облачных капель (тающих градин и облачных капель), поляризованных во внешнем электрическом поле.
6. Разделение заряда при столкновении и разлете градин и облачных ледяных кристаллов.

Блок-схемы, описывающие переход электрического заряда из одной субстанции в другую, приведены на рис. 5 и 6.

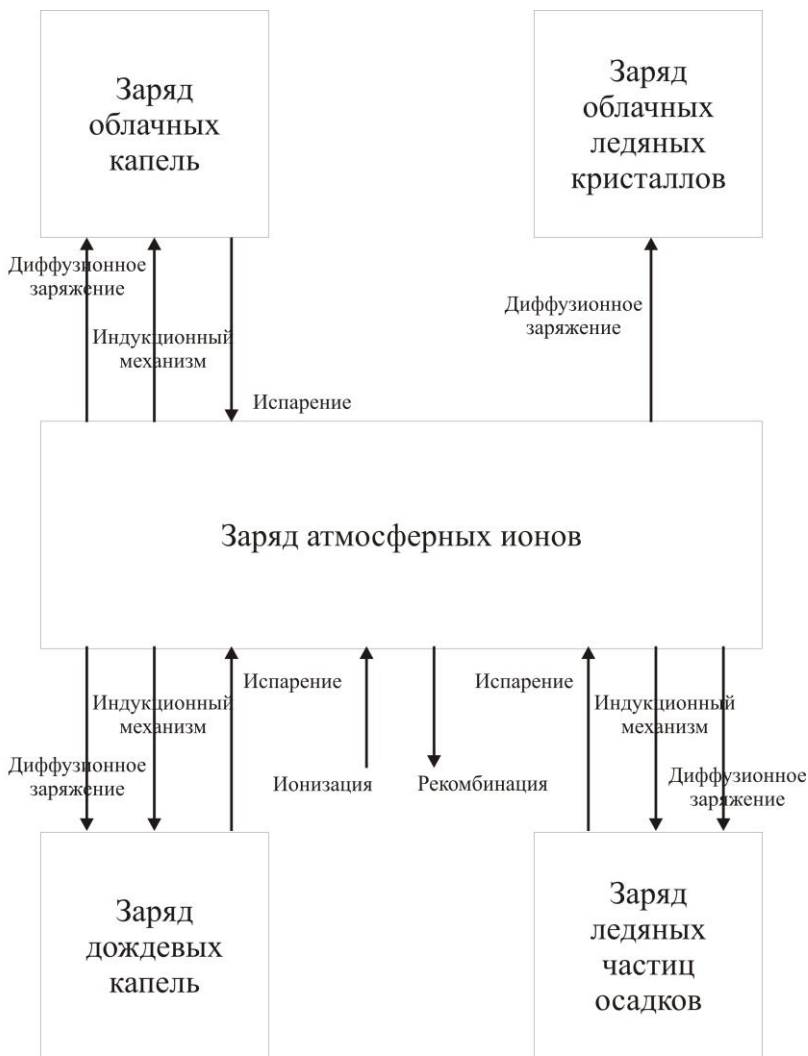


Рис. 5. Ионные механизмы электризации частиц.

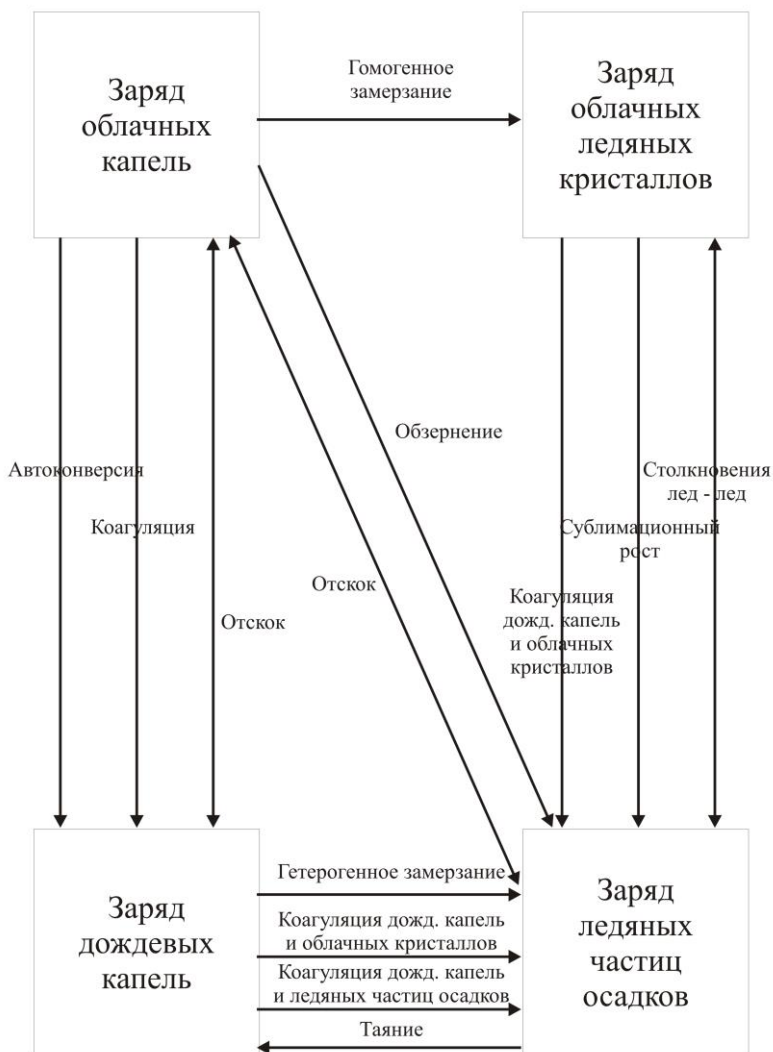


Рис. 6. Механизмы электризации частиц при их взаимодействии и при фазовых переходах влаги.

Детальный анализ сравнительной роли этих и других механизмов в процессе электризации конвективного облака приведен в работах (Веремей и др., 2006, Довгалюк и др., 2007; Синькевич, Довгалюк, 2013).

Рассмотрим источники-стоки заряда субстанций. Все источниковые члены имеют размерность $\text{Кл} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$ и имеют физический смысл приращения заряда субстанции в единице объема среды за единицу времени.

1. Источник-сток концентрации отрицательных и положительных ионов:

$$M_{\text{ion } n} = \frac{1}{e} \left[-G_{\text{с,диф},n} - G_{\text{ис,диф},n} - G_{\text{г,диф},n} - G_{\text{и,диф},n} - G_{\text{с,инд},n} - G_{\text{ис,инд},n} - G_{\text{г,инд},n} - G_{\text{и,инд},n} \right] + \\ + \frac{1}{e} \left[-\min(0, G_{\text{с,исп}}) - \min(0, G_{\text{г,исп}}) - \min(0, G_{\text{и,исп}}) \right], \\ M_{\text{ion } p} = \frac{1}{e} \left[-G_{\text{с,диф},p} - G_{\text{ис,диф},p} - G_{\text{г,диф},p} - G_{\text{и,диф},p} - G_{\text{с,инд},p} - G_{\text{ис,инд},p} - G_{\text{г,инд},p} - G_{\text{и,инд},p} \right] + \\ + \frac{1}{e} \left[\max(0, G_{\text{с,исп}}) + \max(0, G_{\text{г,исп}}) + \max(0, G_{\text{и,исп}}) \right].$$

2. Источник-сток объемной плотности заряда облачных капель:

$$M_{\text{с}} = G_{\text{с,диф},p} + G_{\text{с,инд},p} - G_{\text{с,диф},n} - G_{\text{с,инд},n} - G_{\text{столк,с-г}} - G_{\text{столк,с-и}} - G_{\text{автоковн}} - G_{\text{коаг,с-г}} - G_{\text{обзern}} - G_{\text{замерз,с}} - G_{\text{с,испар}}.$$

3. Источник-сток объемной плотности заряда облачных ледяных кристаллов:

$$M_{\text{ис}} = G_{\text{ис,диф},p} + G_{\text{ис,инд},p} - G_{\text{ис,диф},n} - G_{\text{ис,инд},n} + G_{\text{замерз,с}} - G_{\text{рост,ис}} - G_{\text{коаг,г-ис,ис}} - G_{\text{столк,ис-и}}.$$

4. Источник-сток объемной плотности заряда дождевых капель:

$$M_{\text{г}} = G_{\text{г,диф},p} + G_{\text{г,инд},p} - G_{\text{г,диф},n} - G_{\text{г,инд},n} + G_{\text{столк,с-г}} + G_{\text{автоковн}} + G_{\text{коаг,с-г}} - G_{\text{замерз,г}} + G_{\text{таян,и}} - G_{\text{коаг,г-ис,г}} - G_{\text{коаг,г-и}} - G_{\text{г,испар}}.$$

5. Источник-сток объемной плотности заряда ледяных частиц осадков:

$$M_i = G_{i, \text{диф}, p} + G_{i, \text{инд}, p} - G_{i, \text{диф}, n} - G_{i, \text{инд}, n} + \\ + G_{\text{столк}, c-i} + G_{\text{столк}, ic-i} + G_{\text{замерз}, r} - G_{\text{таян}, i} + G_{\text{обзерн}} + G_{\text{рост}, ic} + \\ + G_{\text{коаг}, r-ic, r} + G_{\text{коаг}, r-ic, ic} + G_{\text{коаг}, r-i} - G_{i, \text{испар}}$$

Выпишем подробные выражения для членов, входящих в источники-стоки заряда. Предполагаем, что функция распределения частиц каждого сорта по зарядам является монодисперсной; средний заряд каждой частицы равен отношению объемной плотности заряда, переносимого частицами данного сорта, к их счетной концентрации.

Диффузионный механизм. Данный механизм обеспечивает зарядение частицы в результате диффузии к ней атмосферных ионов (Гирс, Довгалюк, 1975; Русанов и др., 1979). Если предположить, что поле частиц является чисто кулоновским, а также пренебречь их электрическим взаимодействием между собой, то интенсивность диффузионной электризации (на примере облачных капель и отрицательных ионов) можно описать следующим выражением:

$$G_{c, \text{диф}, n} = \frac{4\pi e \alpha_{\text{ion } n} \tau_{c0} \tilde{N}_c \tilde{N}_{\text{ion } n}}{\exp[-2e \tau_{c0} / (D_c kT)] - 1},$$

Значения $G_{ic, \text{диф}, n}$, $G_{r, \text{диф}, n}$, $G_{i, \text{диф}, n}$, $G_{c, \text{диф}, p}$, $G_{ic, \text{диф}, p}$, $G_{r, \text{диф}, p}$, $G_{i, \text{диф}, p}$ рассчитываются по аналогичным формулам с подстановкой концентрации и подвижности ионов соответствующего знака, а также характеристик частиц соответствующего сорта. Для частиц осадков (дождевых капель и градин), распределение которых по размерам не является монодисперсным, подставляются средневзвешенные значения диаметров $\bar{D}_r$ и $\bar{D}_i$ соответственно.

Индукционный механизм. Данный механизм состоит в захвате ионов частицами, поляризованными во внешнем поле. Его

интенсивность (на примере облачных капель и отрицательных ионов) можно описать следующим выражением:

$$G_{\text{с,индл}} = J_{n,c} (V_c, D_c, E, \alpha_{\text{ионн}}, N_{\text{ионн}}) e N_c,$$

где $\mathbf{E} = (E_x, E_y, E_z)$ — вектор напряженности внешнего электрического поля, которое поляризует капли, $J_{n,c}$ — поток отрицательных ионов на единичную облачную каплю, зависящий от напряженности электрического поля, размера и скорости седиментации частицы, счетной концентрации и подвижности ионов. Явные выражения для расчета $J_{n,c}$ приведены в работе (Chiu, 1978).

Для других частиц используются аналогичные выражения с подстановкой концентрации и подвижности ионов соответствующего знака, а также характеристик частиц соответствующего сорта. Для дождевых капель и градин здесь также подставляются средневзвешенные значения диаметра $\bar{D}_r$ и $\bar{D}_i$.

Электризация при соударении частиц и их последующем разлете. Интенсивность разделения заряда при взаимодействии облачных и дождевых капель описывается следующим выражением (Chiu, 1978; Ziv, Levin, 1964):

$$G_{\text{столк,с-г}} = N_r N_c |V_r - V_c| \frac{\pi}{4} (\bar{D}_r + D_c)^2 E_{r,c} S_{r,c} \times \\ \times \left[-\gamma_1 D_c^2 \cos \alpha_1 E_z \operatorname{sgn} E_z + \frac{q_c - \gamma_2 q_r (D_c / \bar{D}_r)^2}{1 + \gamma_2 (D_c / \bar{D}_r)^2} \right],$$

где $\gamma_1 = 1,23$; $\gamma_2 = 1,64$ (в первом приближении рассматриваются как константы, в общем случае являются функциями размеров сталкивающихся частиц); $\cos \alpha_1 = 0,666$ — среднее значение косинуса угла, определяющего местоположение облачной капли относительно дождевой. При этом предполагается, что время релаксации заряда при контакте капель много меньше характерного времени самого контакта.

Выражение для $G_{\text{столк,с-и}}$ записывается аналогичным образом с подстановкой параметров ледяных частиц осадков вместо дождевых капель. Единственное замечание состоит в том, что этот процесс имеет место в области положительных температур, когда градины тают и покрываются ледяной пленкой. В первом приближении считается, что они при столкновениях ведут себя как обычные дождевые капли, что дает возможность воспользоваться аналогичной формулой.

Наименее изучена, а потому представляет наибольший интерес проблема расчета генерации зарядов при столкновениях градин с облачными кристаллами. Выражение для $G_{\text{столк,ic-i}}$ имеет следующий общий вид (Ziegler et al., 1991):

$$G_{\text{столк,ic-i}} = N_i N_{\text{ic}} |V_i - V_{\text{ic}}| \frac{\pi}{4} (\bar{D}_i + D_{\text{ic}})^2 E_{\text{i,ic}} S_{\text{i,ic}} \delta q_{\text{i,ic}},$$

где $\delta q_{\text{i,ic}}$ — средний заряд, переносимый от кристалла к градине при одном столкновении с отскоком, значение $S_{\text{i,ic}}$ обычно полагается равным единице. В контексте собственно процессов электризации основную проблему представляет расчет $\delta q_{\text{i,ic}}$.

В настоящей работе индукционный механизм обмена зарядами при столкновении ледяных частиц во внешнем электрическом поле не учитывается. Далее рассматривается механизм электризации, обусловленный физико-химическими различиями сталкивающихся частиц.

Основные результаты исследований в данном направлении были получены в лабораторных условиях (Имянитов и др., 1988; Климин, 1990; Jayaratne et al., 1983; Saunders et al., 1983; Saunders et al., 1998; Saunders et al., 2003; Takahashi, 1978). В работах (Jayaratne et al., 1983; Saunders et al., 1991, Gardiner et al., 1985) параметризация $\delta q_{\text{i,ic}}$ проводилась на основе обработки экспериментальных данных в следующем виде:

$$\delta q_{\text{i,ic}} = k^* D_{\text{ic}}^m |V_i - V_{\text{ic}}|^n (q_{\text{wat}} - q_{\text{wat крит}}) f(T),$$

где $k^* = 7,3 \cdot 10^{-14}$ — безразмерный коэффициент, m и n — целые числа (в работе (Gardiner et al., 1985) для них выбирались значения: $m = 4$, $n = 3$), $q_{\text{wat_крит}} \approx 0,1 \text{ г/м}^3$ — критическое значение суммарной водности, ниже которой знак передаваемого заряда меняется на противоположный,

$$f(T) = a_3(T - 273)^3 - a_2(T - 273)^2 - a_1(T - 273) + a_0 -$$

полиномиальная функция от температуры с коэффициентами $a_3 = -1,7 \cdot 10^{-5}$, $a_2 = 3,0 \cdot 10^{-3}$, $a_1 = -5,0 \cdot 10^{-2}$, $a_0 = 0,13$ (Gardiner et al., 1985). Значение D_{ic} при указанных коэффициентах должно быть выражено в миллиметрах.

Расчет функции $f(T)$ дает температуру изменения знака зарядения при $T = -21,5^\circ\text{C}$. Таким образом, знак $\delta q_{\text{i,ic}}$ зависит от водности и температуры.

Наряду с этим существует параметризация, основанная на работе (Takahashi, 1978), в которой дается следующая зависимость $\delta q_{\text{i,ic}}(T, Q_w)$ для облачных ледяных кристаллов с диаметрами от 10 до 100 мкм.

$$\delta q_{\text{i,ic}} = \begin{cases} \delta q'_{\text{i,ic}} & \text{при } T > T_{\text{крит}} \\ -\delta q''_{\text{i,ic}} & \text{при } T < T_{\text{крит}} \end{cases},$$

где $\delta q'_{\text{i,ic}}$, $\delta q''_{\text{i,ic}}$, $T_{\text{крит}}$ подбираются на основании экспериментальных данных (Takahashi, 1978, Heldson, 2001; Scavuzzo, 1998).

Переход заряда от одних носителей к другим. Переход массы вещества из одной фракции в другую сопровождается переходом заряда. Так, например, заряд облачных капель при автоконверсии и коагуляции переходит в заряд дождевых капель; заряд дождевых капель при их замерзании переходит в заряд градин и т. д. Предположим для простоты, что заряд равномерно распределен по массе влаги. Тогда интенсивность перехода заряда можно связать с интенсивностью соответствующих микрофизических процессов следующими простыми выражениями:

$$\begin{aligned}
G_{с,исп} &= \frac{P_{с,исп}}{Q_c} \tau_c; & G_{г,исп} &= \frac{P_{г,исп}}{Q_r} \tau_r; \\
G_{i,исп} &= \frac{(P_{i,исп} + P_{i\text{ исп. таяющ}})}{Q_i} \tau_i; & G_{автоконв} &= \frac{P_{автоконв}}{Q_c} \tau_c; \\
G_{коаг,с-г} &= \frac{P_{коаг,с-г}}{Q_c} \tau_c; & G_{обзерн} &= \frac{P_{обзерн}}{Q_c} \tau_c; & G_{замерз,с} &= \frac{P_{замерз,с}}{Q_c} \tau_c; \\
G_{рост,ic} &= \frac{P_{рост,ic}}{Q_{ic}} \tau_{ic}; & G_{коаг,г-ic,ic} &= \frac{P_{коаг,г-ic,ic}}{Q_{ic}} \tau_{ic}; \\
G_{коаг,г-ic,г} &= \frac{P_{коаг,г-ic,г}}{Q_r} \tau_r; & G_{замерз,г} &= \frac{P_{замерз,г}}{Q_r} \tau_r; \\
G_{таян,i} &= \frac{P_{таян,i}}{Q_r} \tau_r; & G_{коаг,г-i} &= \frac{P_{коаг,г-i}}{Q_r} \tau_r.
\end{aligned}$$

Таким образом, приведенная выше система параметрических выражений замыкает систему уравнений баланса электрического заряда, переносимого разными фракциями.

6. Численный алгоритм решения системы уравнений

При численной реализации модели был применен метод расщепления по физическим процессам (Марчук, 1967; Пирнач, Буйков, 1983; Бусыгина, 1970). Такой подход дает возможность последовательно рассчитывать гидротермодинамический и микрофизический блоки.

Для численного решения уравнений движения, неразрывности и энергии была использована классическая схема Маккормака (MacCormack, 1969) второго порядка точности по времени и по координате. Для численного решения уравнений переноса

использовалась простая противопоточная схема. Уравнение Пуассона решается методом бисопряженных градиентов.

В модели рассматривается прямоугольная расчетная область, покрытая сеткой с постоянными шагами Δx , Δy , Δz . Характерные значения Δx , Δy , Δz , используемые при моделировании конвективных облаков, составляют 100 – 200 м, значения Δt — 0,1 — 1 с. Предусмотрено задание как фиксированного значения Δt , так и переменного значения, определяемого непосредственно в процессе расчетов в соответствии с критерием Куранта — Фридрихса — Леви (Courant et al., 1928).

Программа, реализующая модель, составлена на языке Фортран, пользовательский интерфейс реализован на языке Паскаль (Делфи).

7. Начальные и граничные условия

Начальными условиями в модели являются данные радиовеетрового зондирования (вертикальные профили температуры и влажности) и начальное возмущение полей скорости и (или) температуры ($t=0$). Электрическое состояние атмосферы в начальный момент времени определяется вертикальными профилями концентрации положительных и отрицательных ионов, характерными для условий хорошей погоды при отсутствии облачности. Удельное содержание и заряды всех субстанций в начальный момент времени полагаются равными нулю.

Граничные условия выбираются в зависимости от конкретной поставленной задачи. Нижняя граница, соответствующая подстилающей поверхности, всегда задается непроницаемой. Для верхней и боковых границ могут задаваться как непроницаемые границы, так и условие свободного протекания. В случае задания фонового ветра задаются условия втекания (вытекания).

Заключение

Разработана полная численная нестационарная трехмерная модель осадкообразующего конвективного облака с параметрическим описанием микрофизических процессов.

Модель включает:

1. Полную систему уравнений гидротермодинамики и переноса субстанций, включая электрические заряды.

2. Систему параметрических выражений для описания микрофизических процессов (фазовые переходы воды, коагуляция, электризация облачных частиц).

3. Уравнение Пуассона для расчета напряженности электрического поля.

4. Численный алгоритм решения системы уравнений (для решения уравнений движения, неразрывности и энергии — схема Макормака, уравнений переноса — простая противоточная схема, уравнения Пуассона — метод бисопряженных градиентов).

5. Набор начальных и граничных условий.

При разработке численного алгоритма модели использован подход, реализующий расщепление системы уравнений по физическим процессам.

Создана программа для ЭВМ, реализующая модель. С целью оптимизации и ускорения расчетов используется метод ее распараллеливания.

Результаты расчетов эволюции облака с использованием разработанной модели приведены в статье Ю. А. Довгалюк с соавторами (2016б).

Работа подготовлена при финансовой поддержке РФФИ, гранты 16-05-0019_а, 15-55-45026 ИНД_а, 15-05-05719_а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бусыгина Д. И. (1970). Диссипация слоистой облачности в нисходящих вертикальных токах // Метеорология и гидрология. № 7. С. 35—44.

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

Гирс С. П., Довгалюк Ю. А. (1975). О механизме заряжения облачных капель в теплых облаках. — Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД. 51 с.

Довгалюк Ю. А. (1966). О роли коэффициента захвата в теории коагуляционного роста капель в облаке // Труды ГГО. Вып. 186. С. 113—119.

Довгалюк Ю. А., Веремей Н. Е., Владимиров С. А., Дрофа А. С., Затевахин М. А., Игнатьев А. А., Морозов В. Н., Пастушков Р. С., Синькевич А. А., Шаповалов А. В. (2016а). Концепция разработки численной нестационарной трехмерной модели эволюции осадкообразующего конвективного облака в естественных условиях и при активных воздействиях // Труды ГГО. Вып. 582. С. 7—44.

Довгалюк Ю. А., Веремей Н. Е., Затевахин М. А., Игнатьев А. А., Синькевич А. А., Торопова М. Л. (2016б). Пример результатов расчетов эволюции осадкообразующего конвективного облака с помощью полной трехмерной модели // Труды ГГО. Вып. 582. С. 92—115.

Довгалюк Ю. А., Веремей Н. Е., Синькевич А. А. (2007). Применение полуторамерной модели для решения фундаментальных и прикладных задач физики облаков. — СПб: Моби Дик. 162 с.

Довгалюк Ю. А., Драчева В. П., Егоров А. Д., Качурин Л. Г., Пономарев Ю. Ф., Синькевич А. А., Станкова Е. Н., Степаненко В. Д. (1997). Результаты комплексных исследований характеристик мощного кучевого облака после воздействия // Метеорология и гидрология. № 11. С. 20—29.

Довгалюк Ю. А., Излев Л. С. (1998). Физика водных и других атмосферных аэрозолей. — СПб: Изд-во СПбГУ. 322 с.

Драчева В. П., Синькевич А. А. (1995). Исследования вертикальных движений в кучевых облаках северо-запада ЕЧС. // Деп. № 1181-гм 95. С. 94—102.

Драчева В. П., Синькевич А. А. (2004). О вертикальных движениях в кучевых облаках. / В сб.: «Вопросы физики облаков». — СПб: Гидрометеиздат. С. 137—147.

Драчева В. П., Синькевич А. А., Чубарина Е. В. (1988). Исследование неоднородностей конвективных облаков // Труды ГГО. Вып. 518. С. 145—153.

Имянитов И. М., Климин Н. Н., Дьяконова И. Н. (1988). Моделирование процессов контактной электризации облаков в камерах туманов // Изв. АН СССР. ФАО. Т. 24. № 6. С. 630—638.

Кашилева Л. В. (2008). Атмосферное электричество — СПб: Изд. РГМУ. 116 с.

Климин Н. Н. (1990). Механизм передачи заряда при взаимодействии ледяных частиц / В сб.: «Вопросы атмосферного электричества» — Л.: Гидрометеиздат. С. 127—238.

Мазин И. П., Шметер С. М. (1983). Облака: строение и физика образования. — Л.: Гидрометеиздат. 278 с.

Марчук Г. И. (1967). Численные методы в прогнозе погоды. — Л.: Гидрометеиздат. 353 с.

Матвеев Л. Т. (1981). Динамика облаков. — Л.: Гидрометеиздат. 306 с.

Мейсон Б. Дж. (1961). Физика облаков. — Л. Гидрометеиздат. 541 с.

Мучник В. М., Фишман Б. Е. (1982). Электризация грубодисперсных аэрозолей в атмосфере. — Л.: Гидрометеиздат. 207 с.

Нигматуллин Р. И. (1978). Основы механики многофазных сред. — М.: Наука. 336 с.

Нигматуллин Р. И. (1987). Динамика многофазных сред. Ч. 1. — М.: Наука. 462 с.

Облака и облачная атмосфера (справочник). (1989). / Под ред. Мазина И. П., Хргиана А. Х. — Л.: Гидрометеиздат. 647 с.

Пачин В. А. (2002). Предварительные результаты численных экспериментов по моделированию электризации конвективных облаков. // Труды НИЦ ДЗА (Филиал ГГО). Вып. 4 (552). С. 55—65.

Пирнач А. М., Буйков М. В. (1983). Некоторые результаты численных экспериментов по моделированию воздействия на зимние фронтальные облака с целью увеличения осадков // Труды УкрНИГМИ. Вып. 193. С. 53—63.

Потапник Э. Л., Кузнецов А. Д. (2010). Математическое моделирование облачных процессов. — СПб: Изд. РГГМУ. 442 с.

Роджерс Р. Р. (1979). Краткий курс физики облаков. — Л.: Гидрометеиздат. 230 с.

Русанов А. И., Кузьмин В. Л., Гирс С. П. (1979). К исследованию механизма влияния заряда капель на скорость ее конденсационного роста // Труды ГГО. Вып. 405. С. 27—32.

Селезнева Е. С. (1966) Атмосферные аэрозоли. — Л.: Гидрометеиздат. 172 с.

Синькевич А. А. (2001). Конвективные облака Северо-Запада России. — СПб: Гидрометеиздат. 106 с.

Синькевич А. А., Довгалоук Ю. А. (2013). Коронный разряд в облаках // Радиофизика. Т. LVI. № 11—12. С. 11—25.

Степаненко В. Д., Довгалоук Ю. А., Синькевич А. А., Веремей Н. Е., Пономарев Ю. Ф., Першина Т. А. (2002). Исследование влияния электрических

разрядов на фазовые и микроструктурные преобразования воды в облаках // Метеорология и гидрология. № 3. С. 39—49.

Френкель Я. И. (1949). Теория явлений атмосферного электричества. — Л.-М.: Гостехиздат. 155 с.

Шишкин Н. С. (1964). Облака, осадки и грозовое элетричество. Л.: Гидрометеиздат. 351 с.

Шметер С. М. (1972). Физика конвективных облаков. — Л.: Гидрометеиздат. 220 с.

Шметер С. М. (1987). Термодинамика и физика конвективных облаков. — Л.: Гидрометеиздат. 287 с.

Bigg E. K. (1953). The Supercooling of Water // Proc. Phys. Soc. London. № B66. P. 688—694.

Brown, A.R., Derbyshire, S.H., Mason, P.J. (1994). Large-Eddy simulation of stable atmospheric boundary layer with a revised stochastic subgrid model // Quart. J. Roy. Soc. V. 120. P. 1485—1512.

Courant R., Friedrichs K., Lewy H. (1928). Über die partiellen Differenzengleichungen der mathematischen Physik // Mathematische Annalen. T. 100. № 1. С. 32—74.

Chiu C. S. (1978). Numerical Study of Cloud Electrification in an Axisymmetric Time-Dependent Cloud Model // J. Geoph. Res. V. 83. № C10. P. 5025—5049.

Favre A. (1969). Equations statistiques des las turbulents // Проблемы гидродинамики и механики сплошной среды. — М.: Наука. С. 483—511.

Fletcher N. H. *The Physics of Rainclouds.* (1962). — Cambridge: Cambridge University Press. 386 pp.

Gardiner B., Lamb D., Pitter R. L., Hallett J. (1985). Measurements of Initial Potential Gradient and Particles Charges in a Montana Summer Thunderstorm // J. Geophys. Res., Vol. 90. № D4. P. 6079—6086.

Heldson J. H., Wojeik W. A., Farley R. D. (2001). An examination of thunderstorm charging mechanisms using a two-dimensional storm electrification model // J. Geophys. Res. V. 106. № 1. P. 1165—1192.

Jayaratne E. R., Saunders C. P. R., Hallett J. (1983). Laboratory studies of the charging of soft-hail during ice crystal interaction // Quart. J. R. Met. Soc. V. 1. № 461. P. 609—630.

Kessler E. (1969). On the Distribution and Continuity of Water Substance in Atmospheric Circulations // Meteorological Monographs. V. 10. № 32. 84 pp.

Koenig L. R. (1971). Numerical Modeling of Ice Deposition // J. Atm. Sci. V. 28. № 2. P. 226 —237.

MacCormack R. W. (1969). The effect of viscosity in hypervelocity impact cratering. // AIAA paper 69—354.

Manton M. J., Cotton W. R. (1977). Formulation of approximate equations for modeling moist deep convection on the mesoscale. Dept. of Atmospheric Science Paper 266. — Colorado State University. Fort Collins. CO. 62 pp.

Mason, P.J., Brown, A.R. (1999). On subgrid models and filter operations in Large Eddy Simulations // *J. Atmos. Sci.* 1999. V. 56. P. 2101—2114.

Pruppacher H.R., Klett J.D. (1978). Microphysics of Clouds and Precipitations. — D.Reidel Publishing Company. 714 pp.

Saunders C. P. R., Bax-Norman H., Avila E. E. (2003). Laboratory studies of effect of cloud conditions on charge transfer in thunderstorm electrification / Proc. 12-th Int. Conf. On Atm. Electr. — Versailles. France. P. 111—114.

Saunders C. P. R., Keith W. D., Mitzeva R. P. (1991). The effect of liquid water on thunderstorm charging // *J. Geophys. Res.*, V. 96. № D6. P. 11.007—11.017.

Saunders C. P. R., Peck S. L. (1998). Laboratory Studies of the influence of the time accretion rate on charge transfer during crystal-graupel collisions // *J. Geophys. Res.*, V. 103. № D12. P. 13.949—13.956.

Scavuzzo C. M., Masuelli S., Caranti G. M., Williams E. R. (1998). A numerical study of thunderstorm cloud electrification by graupel – crystal collisions // *J. Geophys. Res* Vol. 103. № D12. P. 13963—13973.

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

Zatevakhin M. A. (2015). Multiphase convective flow with steady sedimentation and equilibrium condensation // AIP Conference Proceedings, 1648, 230004 (2015); doi: 10.1063/1.4912496. P. 23004-1—23004-4.

Ziegler C. L., MacGorman D .R., Dye J. E., Ray R. S. (1991). Model evaluation of noninductive graupel — ice charging in the early electrification of a mountain thunderstorm // *J. Geophys. Res.* V. 96. № D7. P. 12833—12855.

Ziv A., Levin Z. (1974). Thunderstorm Electrification, Cloud Growth and Electrical Development // *J.Atm.Sci.* V. 31. № 6. P.1650—1661.

**ПРИМЕР РЕЗУЛЬТАТОВ РАСЧЕТОВ
ЭВОЛЮЦИИ ОСАДКООБРАЗУЮЩЕГО
КОНВЕКТИВНОГО ОБЛАКА С ПОМОЩЬЮ ПОЛНОЙ
ТРЕХМЕРНОЙ МОДЕЛИ**

*Ю. А. Довгальук¹, Н. Е. Веремей¹, М. А. Затевахин²,
А. А. Игнатьев², А. А. Синькевич¹, М. А. Торопова¹*

¹Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова

194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7

e-mail: dovgaluk35@mail.ru, veremey@gmail.com,

sinkevich51@mail.ru, marina-toropova@mail.ru

²АО «Атомпроект»

191036 Санкт-Петербург, 2-я Советская ул., 9/2а

e-mail: ignat2000@gmail.com, mike2404@yandex.ru

Поступила в редакцию 6.06.2016

Поступила после доработки 4.07.2016

Введение

В последние несколько десятилетий был выполнен большой объем натурных исследований конвективных облаков в разных физико-географических регионах. Результаты таких исследований применительно к Северо-Западному региону России (Драчева, Синькевич, 1988; Драчева и др., 1995, 2004; Довгальук и др., 1997; Синькевич, 2001) обобщены и проанализированы в работе (Синькевич, 2001). Значительная часть данных была получена с помощью самолета-лаборатории, оснащенного метеорологическими приборами. Наибольшее внимание было уделено таким характеристикам облаков, как температура, скорость вертикальных движений, водность, напряженность электрического поля и др.

В связи с этим авторами проведен ряд численных экспериментов по моделированию эволюции конвективного облака, развивающегося

на северо-западе РФ, с помощью разработанной полной численной нестационарной трехмерной модели.

Указанная модель позволяет получить пространственно-временной ход основных характеристик облаков (вектор скорости, водность и ледность различных фракций, радиолокационную отражаемость, объемную плотность электрического заряда напряженность электрического поля и др.).

В настоящей статье приведены результаты выбранного численного эксперимента по моделированию осадкообразующего конвективного облака, характерного для Северо-Западного региона РФ.

1. Начальные данные и инициализация модели

В качестве начальных условий заданы вертикальные профили температуры и влажности (табл. 1), характерные для развития кучево-дождевых облаков на северо-западе РФ.

Таблица 1

**Вертикальные профили температуры и влажности
в невозмущенной атмосфере**

Давление, гПа	Температура, °С	Точка росы, °С
1013,0	24,0	17,0
900,0	14,0	11,3
800,0	8,1	4,9
600,0	−6,1	−8,0
400,0	−20,4	−24,0
200,0	−60,0	−80,0

Предварительный анализ указанных профилей показал, что атмосфера обладает значительным запасом энергии неустойчивости. Таким образом, условия благоприятны для развития глубокой облачной конвекции. Количество осаждаемой воды, вычисленное с помощью программного пакета RAOB, составляет 375 мм, а осаждаемого льда — 127 мм, что позволяет предположить выпадение интенсивных осадков.

Дополнительно задан вертикальный профиль горизонтальной скорости ветра. Полагается, что в слое от 0 до 5 км составляющая скорости ветра X линейно возрастает до 3 м/с, далее остается постоянной. Составляющая Y всюду равна нулю.

Электрическое состояние атмосферы, характеризуемое вертикальными профилями положительных и отрицательных ионов, в начальный момент времени соответствует случаю хорошей погоды.

Задана расчетная область длиной, шириной и высотой 20 км. По всем координатам значения шагов заданы равными 200 м. Шаг по времени задан постоянным, независимым от числа Куранта, равным 0,1 с.

Инициализация модели производилась путем задания трехмерного осесимметричного возмущения поля температуры в некоторой области вблизи подстилающей поверхности методом Мак-Найдера — Коппа (McNider, Корр, 1990) в начальный момент времени. В соответствии с методикой, разработанной в указанной работе, предполагалось, что указанное возмущение зависит от координат следующим образом:

$$\theta'(x, y, z) = 3,0 \cdot \sigma(z) \exp \left[-\frac{(x - x_0)^2 + (y - y_0)^2}{0,5\lambda^2} \right]$$

где

$$\sigma(z) = 1.34z^{-1/3} \left(\frac{H}{\rho c_p} \right)^{2/3} \left(\frac{\theta}{g} \right)^{1/3}$$

Здесь x_0 , y_0 — координаты центра возмущения, θ — потенциальная температура, H — тепловой поток с поверхности, приводящий к вычисляемому перегреву, λ — ширина гауссовой кривой (м). Список прочих обозначений приведен в работе (Веремей и др., 2016). Путем варьирования теплового потока подобрано значение $H = 100 \text{ Вт/м}^2$.

2. Эволюция облака и стадии его жизни

Конвективное облако представляет собой сугубо нестационарную систему. В ходе его эволюции наблюдается пространственно-временная изменчивость всех его характеристик.

Таблица 2

**Максимальные значения основных характеристик облака и осадков,
а также высоты ($Z_{\max}$) и времени ($t_{\max}$) их достижения**

Параметр	Без учета фоновго ветра			С учетом фоновго ветра		
	Максимум	$Z_{\max}$, км	$t_{\max}$, с	Максимум	$Z_{\max}$, км	$t_{\max}$, с
Вертикальная скорость, м/с	17,5	5,5	4026	15,5	5,5	3913
Водность облачных капель, г/м ³	2,0	2,9	3544	2,0	2,9	3444
Водность дождевых капель, г/м ³	8,9	0,1	4212	7,5	0,1	4109
Ледность градин, г/м ³	4,7	3,5	4031	3,9	3,5	3918
Ледность облачных кристаллов, г/м ³	0,6	9,9	4903	0,5	8,5	4825
Суммарная радиолокационная отражаемость, дБZ	59,8	0,1	4212	59,0	0,1	5418
Интенсивность дождя у Земли, мм/ч	251,0	–	4212	211,0	–	4108
Интенсивность града у Земли, мм/ч	58,4	–	4221	44,7	–	4117

В результате расчетов было получено, что при указанном в табл. 1 состоянии атмосферы развивается трехфазное кучево-дождевое облако с максимальной высотой верхней границы 10 км.

Временной ход ряда основных характеристик облака и выпадающих из него осадков в ходе его эволюции как с учетом, так и без учета взаимодействия облака с фоновым ветром приведен на рис. 1. В табл. 2 приведены значения абсолютных максимумов

основных характеристик облака и осадков, а также высота и моменты времени их достижения.

Вначале рассмотрим случай, когда фоновый ветер не учитывается.

Облако в ходе своей эволюции проходит три стадии жизни (Довгалюк, Станкова, 1989): развития, зрелости (стабионирования) и диссипации (распада). На рис. 2 приведены относительные значения ряда величин, нормированные на их абсолютные максимумы:

$$P_{\varphi} = \frac{\max_{x,y,z} \varphi}{\max_{x,y,z,t} \varphi},$$

где $\varphi = \{H_{\text{вг}}, w, Q_c, Q_r, Q_i\}$, $H_{\text{вг}}$ — верхняя граница облака. Здесь и далее $Q_j = \rho q_j$ — водность (ледность) j -й фракции, где $j = \{c, r, i, ic\}$.

Из рис. 2 видно, что первой достигает максимума водность облачных капель Q_c . Значение максимума составляет $2,0 \text{ г/м}^3$. Этот момент ($t = 3544 \text{ с}$), в соответствии с подходом, развитым в (Довгалюк, Станкова, 1989), соответствует окончанию стадии развития, когда все характеристики растут, и началу стадии зрелости облака. Все остальные величины к этому моменту времени еще продолжают расти, а ледность осадков еще равна нулю.

Стадия зрелости продолжается до того момента, пока не достигает максимума и не начинает убывать высота верхней границы облака ($t = 4290 \text{ с}$). В течение указанной стадии начинает убывать Q_c , так как происходит укрупнение облачных капель и их переход в дождевые.

Первоначальное образование капель осадков происходит вследствие автоконверсии по достижении Q_c некоторого критического значения (Kessler, 1969). В дальнейшем подключается механизм непрерывного роста капель (коагуляция). Позднее, когда в области отрицательных температур образуются ледяные частицы осадков ($t = 3771 \text{ с}$), они также принимают участие в коагуляции с облачными каплями (обзёрнение) и способствуют расходу их запаса.

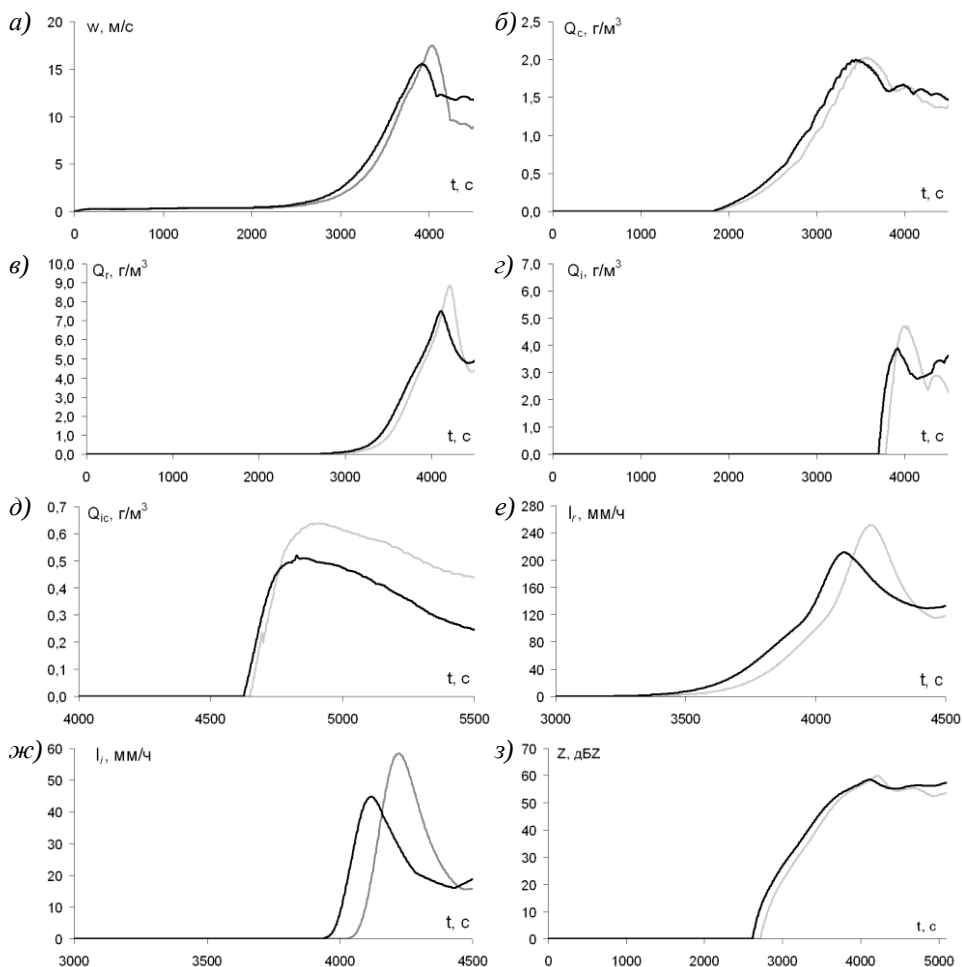


Рис. 1. Временной ход: максимальной по координатам скорости вертикального потока (а); водности облачных капель (б), водности дождевых капель (в), ледности твердых осадков (г), ледности облачных кристаллов (д); интенсивности дождя (е) и града (ж) у подстилающей поверхности; максимальной по координатам суммарной радиолокационной отражаемости (з).

Черные кривые соответствуют случаю с учетом вертикального профиля скорости ветра, серые — без его учета.

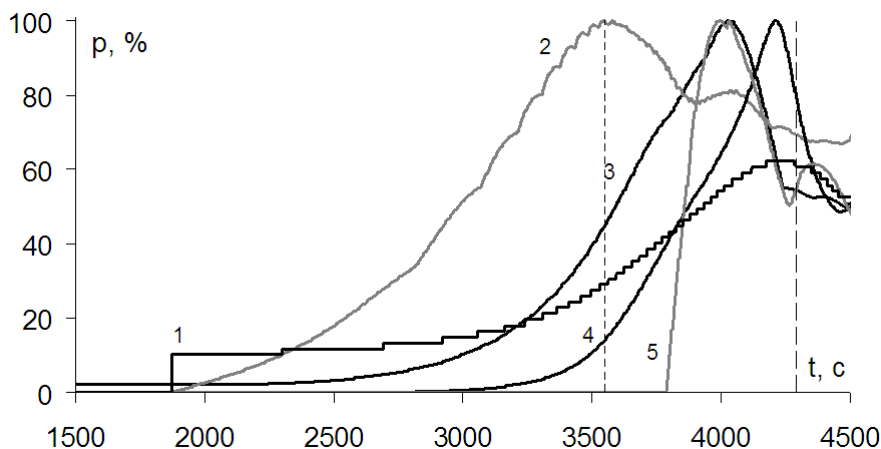


Рис. 2. Временной ход характеристик облака и осадков, нормированных на их максимальные значения:

- 1 — высота верхней границы облака; 2 — водность облачных капель,
 3 — скорость восходящего потока, 4 — водность дождевых капель,
 5 — ледность градин.

Вертикальными пунктирными линиями отмечены моменты, являющиеся границами между стадиями жизни облака.

При этом, очевидно, Q_r и Q_i , напротив, бурно растут, достигая в максимуме 8,9 и 4,7 г/м³ соответственно. Эти цифры соответствуют случаю мощного грозо-градового облака. Суммарная радиолокационная отражаемость облака достигает 59,8 дБZ.

Отметим, что рассчитанные значения водности весьма велики и несколько превосходят измеряемые в натурных условиях (Синькевич, 2001). Это, по-видимому, говорит о том, что необходима калибровка модели в части параметров функции распределения частиц осадков по размерам.

До того момента, когда начинается выпадение осадков в подоблачный слой и на подстилающую поверхность,

пространственный максимум скорости восходящего потока продолжает расти и достигает значения 17,5 м/с. Это значение характерно для глубокой облачной конвекции. В дальнейшем, примерно в середине стадии зрелости, восходящие потоки начинают ослабевать (после $t = 4026$ с). Это связано с тем, что в подоблачном слое происходит испарение дождевых капель и градин, а также таяние последних, вследствие чего поглощается фазовое тепло и уменьшается плавучесть воздуха. Кроме того, сказывается механическое давление выпадающих частиц осадков на паровоздушную среду. Интенсивность дождя и града в максимуме составляет 251,0 и 58,4 мм/ч соответственно, что является исключительно сильными осадками. Однако продолжительность их выпадения сравнительно невелика.

В верхней части облака восходящие потоки еще сохраняются в течение некоторого времени, так как разрушение облака начинается снизу. Поэтому максимум $H_{\text{вр}} = 12,7$ км достигается позже всего. Этот момент считается окончанием стадии зрелости облака и началом его диссипации.

Отметим, что взаимное расположение кривых для Q_r и Q_i на рис. 2 отличается от приведенного в работе (Довгалюк, Станкова, 1989). В рассматриваемом случае значительный вклад в образование дождевых капель вносит таяние градин, поэтому максимум Q_i предшествует максимуму Q_r . Эти особенности определяются конкретным температурно-влажностным строением атмосферы.

На рис. 3—5 (левая часть) приведены вертикальные профили удельной концентрации облачных капель, дождевых капель и градин соответственно без учета влияния фонового ветра. Профили приведены для вертикального сечения облака для моментов времени, охватывающих период от окончания стадии развития до начала стадии диссипации облака (в соответствии с рис. 2). Из рисунков видно, что запас облачных капель в первую очередь начинает иссякать вследствие их перехода в осадки в нижней части облака.

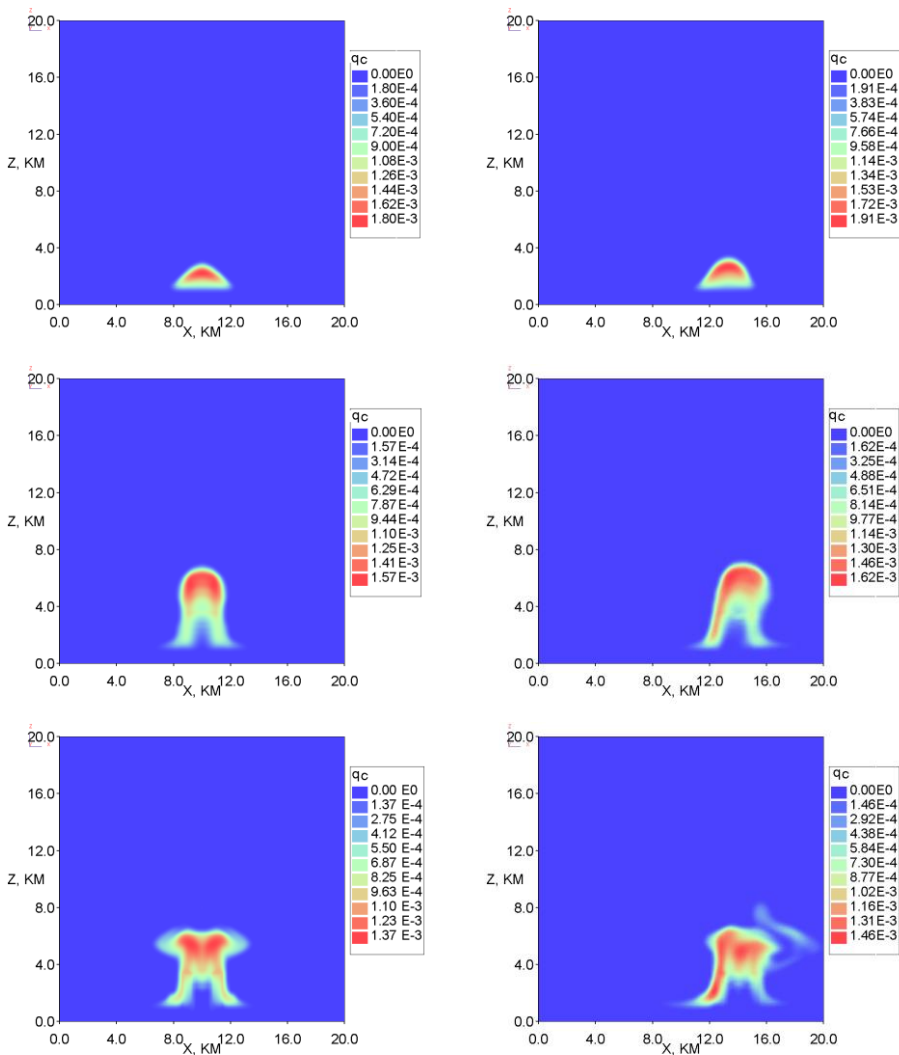


Рис. 3. Вертикальный профиль удельного содержания облачных капель
в $t = 3400, 4000$ и 4600 с (сверху вниз).

Разрез в плоскости XZ , $Y = 10$ км. Левая и правая колонки —
случаи без учета и с учетом фонового ветра соответственно.

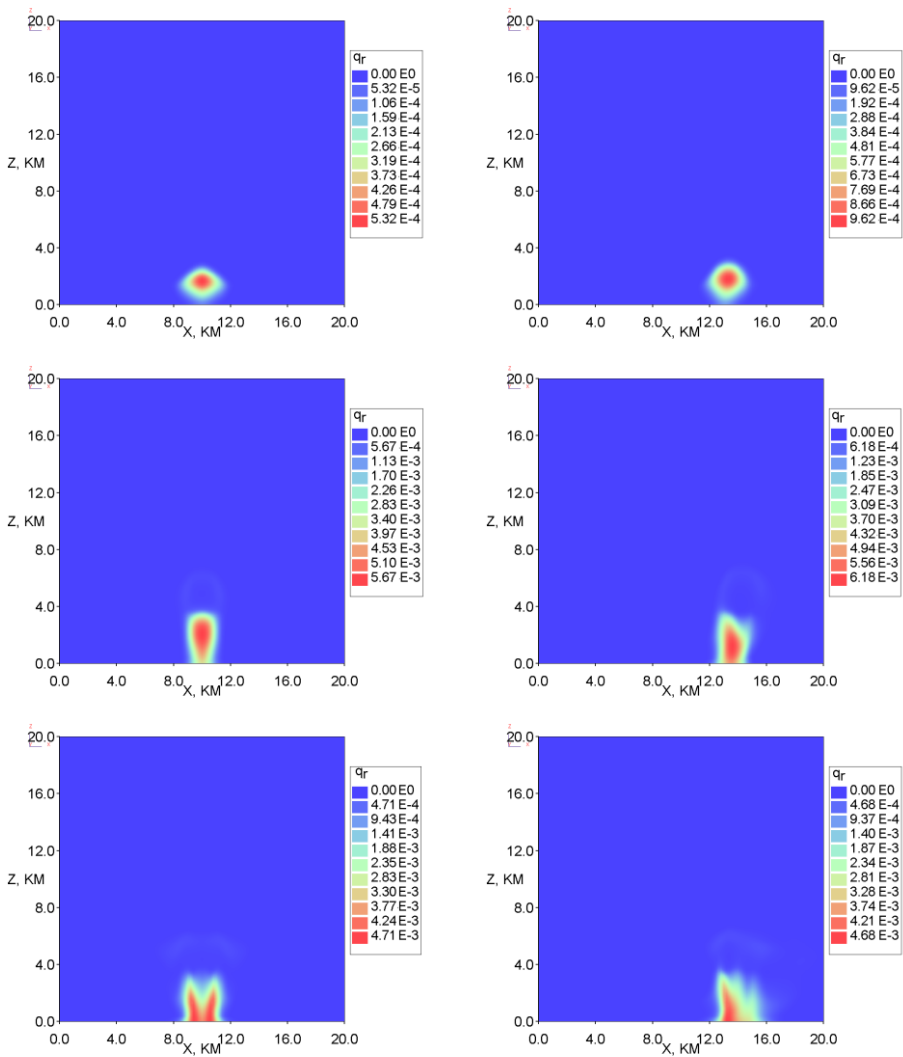


Рис. 4. Вертикальный профиль удельного содержания дождевых капель
в $t = 3400, 4000$ и 4600 с (сверху вниз).

Разрез в плоскости XZ , $Y = 10$ км. Левая и правая колонки —
случаи без учета и с учетом фонового ветра соответственно.

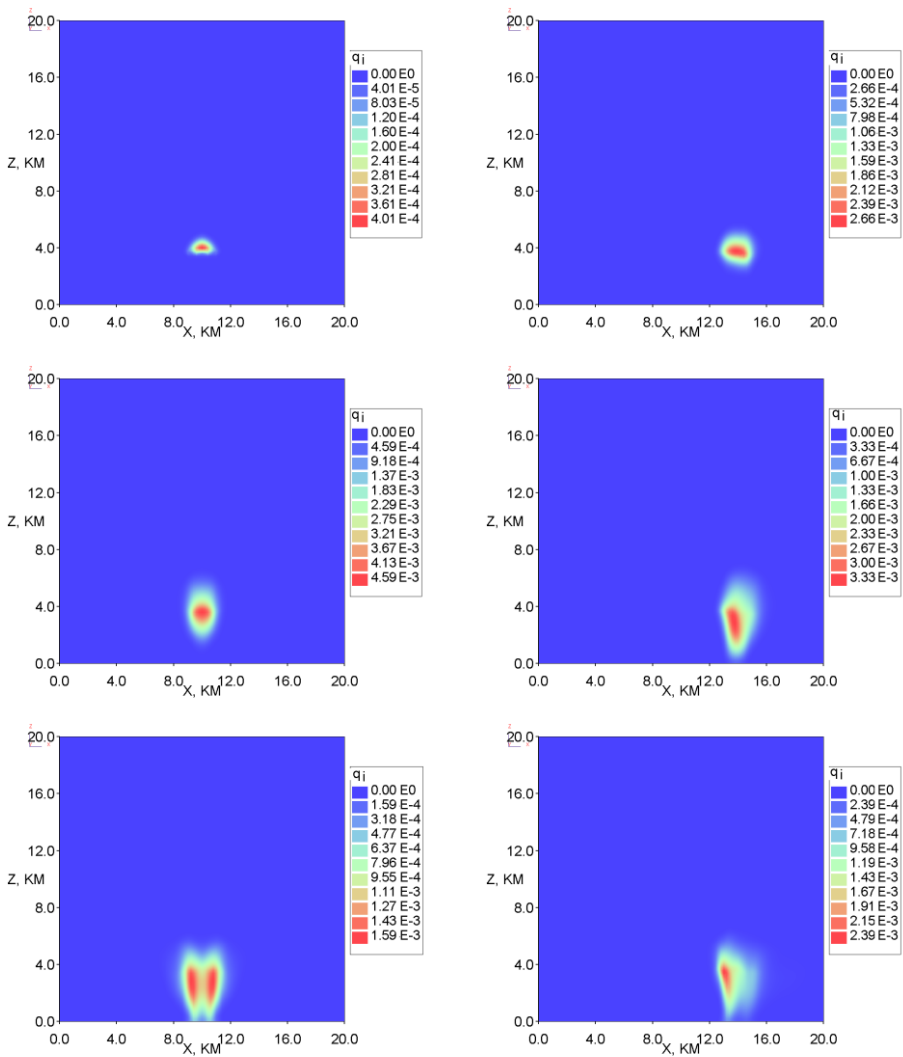


Рис. 5. Вертикальный профиль удельного содержания градин
в $t = 3800, 4000$ и 4600 с (сверху вниз).

Разрез в плоскости XZ , $Y = 10$ км. Левая и правая колонки —
случаи без учета и с учетом фонового ветра соответственно.

На рис. 4 и 5 отражены процессы образования и выпадения на подстилающую поверхность дождевых капель и градин. При этом твердые осадки образуются за счет гетерогенного замерзания капель, а также коагуляции ледяных частиц с каплями на высотах около 4—5 км (рис. 5), в то время как дождевые капли формируются за счет непрерывного роста и таяния градин на высотах от 4 км и ниже (рис. 4). Постепенное уменьшение количества градин в слое у подстилающей поверхности (рис. 5) обусловлено их таянием.

Таким образом, результаты, полученные с помощью трехмерной модели, в целом отражают реально наблюдаемую физическую картину эволюции конвективных облаков.

Добавим, что постепенное разрушение облака, начинающееся снизу, не охватывает его вершину (выше 8 км). Там происходит образование облачных ледяных кристаллов за счет гомогенного замерзания облачных капель. Наковальня облака, состоящая из этих кристаллов, постепенно продолжает расти и после его диссипации и достигает высоты верхней границы 10 км. Длительное сохранение кристаллической вершины облака также согласуется с натурными наблюдениями.

3. Динамика электрической структуры облака

В большинстве конвективных облаков, даже не являющихся грозовыми, характерные значения объемной плотности электрического заряда и напряженности электрического поля существенно превышают фоновые значения для невозмущенной атмосферы. Поэтому полное описание эволюции конвективного облака подразумевает учет электрических процессов (генерации и разделения электрических зарядов и формирование электрических полей).

Как упоминалось в работе (Веремей и др., 2016), разработанная трехмерная модель содержит уравнения переноса зарядовых субстанций (ионов и зарядов, переносимых облачными элементами), параметрические выражения для расчета интенсивностей микрофизических процессов электризации частиц, а также уравнение

Пуассона для расчета напряженности электростатического поля. Таким образом, модель позволяет описывать эволюцию электрической структуры облака на разных стадиях его жизни.

На рис. 6 приведен временной ход максимального по модулю значения объемной плотности электрического заряда и напряженности электрического поля.

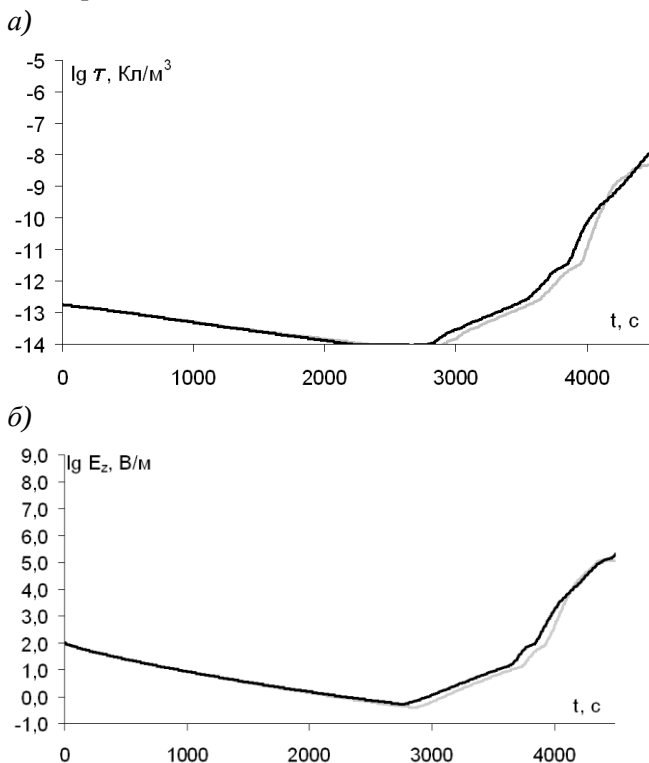


Рис. 6. Временной ход максимального по координатам значения: объемной плотности электрического заряда (a); напряженности электрического поля (б).

Обе величины представлены по модулю в логарифмическом масштабе.

Черные кривые соответствуют случаю с учетом вертикального профиля скорости ветра, серые — без его учета.

На ранних стадиях жизни облака, когда образование осадков еще отсутствует или незначительно, заряджение облачных элементов обусловлено ионными механизмами электризации (диффузия ионов к частицам, а также захват ионов поляризованными каплями). По данным расчетов, они не приводят к заметному росту напряженности электрического поля. Более того, электрическая проводимость способствует некоторой нейтрализации объемных зарядов в облаке (небольшой спад обеих кривых). Это согласуется с представлениями целого ряда авторов о том, что определяющую роль в процессе формирования разделенных электрических зарядов облака играют не ионные, а контактные механизмы, связанные с взаимодействием частиц осадков с облачными частицами и (или) между собой (Имянитов, Никандров, 1967; Мучник, 1974; Avila et al., 1995). Они вступают в силу на более поздних стадиях жизни облака.

В дальнейшем, по мере увеличения количества осадков в облаке, вступают в действие контактные механизмы электризации. С момента появления дождевых капель начинает действовать процесс разделения зарядов при их соударении с облачными каплями с последующим отскоком. Данный процесс является достаточно эффективным (Chiu, 1978; Баранов и др., 1997), хотя вероятность коагуляции капель при соударении составляет не менее 98 %, а вероятность отскока не более 2 %. Характерные значения интенсивности электризации для данного механизма, по данным расчетов, могут достигать величин порядка 10^{-13} Кл/м³/с.

При положительном направлении вектора напряженности электрического поля (направление — вниз), которое обычно имеет место в условиях хорошей погоды и сохраняется на ранних стадиях эволюции конвективного облака, данный процесс приводит к положительному заряджению облачных капель и отрицательному — дождевых. Первые уносятся восходящими потоками вверх, вторые оседают вниз под действием силы тяжести. В результате вскоре после момента появления осадков в облаке формируется биполярная зарядовая структура облака с положительным зарядом сверху и

отрицательным внизу (рис. 7), в целом соответствующая классическим представлениям (Чалмерс, 1974).

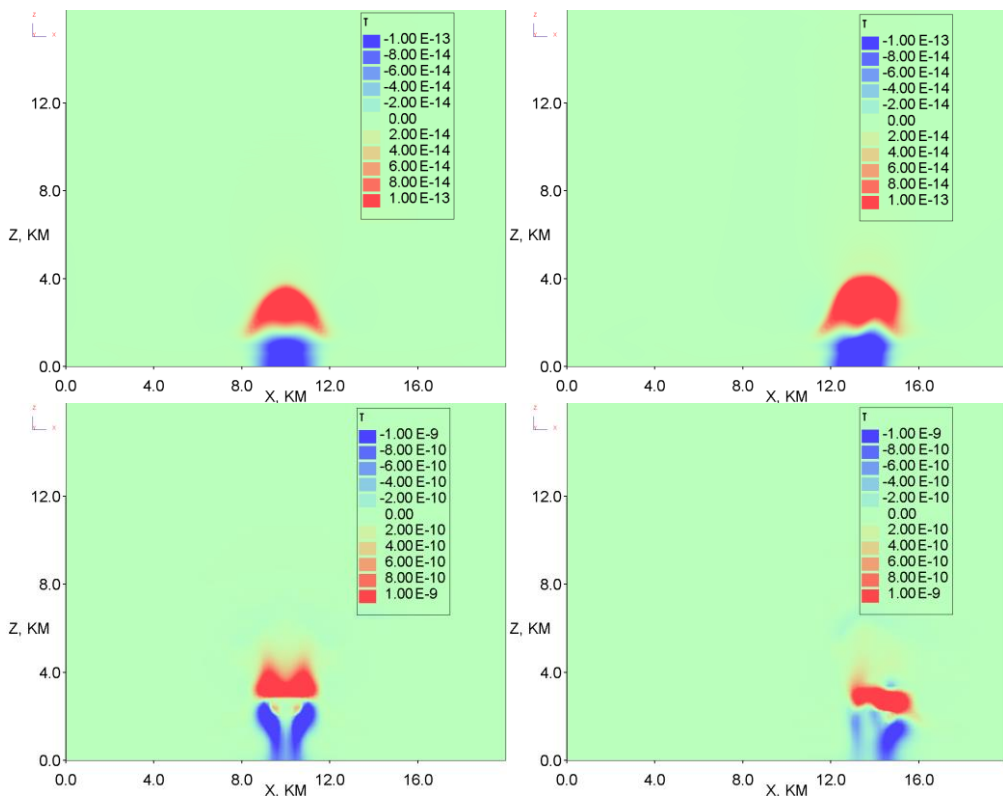


Рис. 7. Вертикальный профиль суммарной объемной плотности электрического заряда в $t = 3600$ и 4400 с (сверху вниз).

Разрез в плоскости XZ , $Y = 10$ км. Левая и правая колонки — случаи без учета и с учетом фонового ветра соответственно.

С момента $t = 3800$ с в облаке начинается образование твердой фазы. Наиболее мощные механизмы электризации связаны с участием льда. В первую очередь, это взаимодействие ледяных частиц между собой (Scavuzzo et al., 1998; Mansell et al., 2005; Altaratz et al., 2005). Поскольку ледяные частицы осадков и облачные ледяные кристаллы в

данном случае оказываются разделены в пространстве (кристаллы образуются в вершине облака), их взаимодействие сравнительно невелико.

По мере оседания градин в область положительных температур, они обводняются. При соударениях и последующем разлете обводненных градин с облачными каплями вступает в действие механизм электризации, аналогичный случаю дождевых и облачных капель (см. выше). Однако в данном случае интенсивность электризации оказывается заметно большей в связи с тем, что размеры тающих градин в среднем больше размеров дождевых капель. Интенсивность электризации достигает 10^{-12} Кл/м³/с, что способно приводить к достижению пробойной величины напряженности электрического поля. В рассмотренном примере молниевый разряд произошел в $t = 4648$ мин (полагается, что пробойное значение напряженности электрического поля составляет $2,0 \cdot 10^5$ В/м).

Распределение зарядов в облаке на предразрядовой стадии приведено на рис. 7 (для $t = 4400$ с). Из рисунка видно, что облако имеет положительную полярность (положительный заряд вверх). Следует отметить две особенности. Во-первых, в зоне выпадения осадков отсутствует зона нижнего положительного заряда (т. е., зарядовая структура облака не трехполюсная, а двухполюсная). Во-вторых, положительный заряд в самой верхней части облака незначителен по сравнению со слоем 4—6 км (значения τ там оказываются более чем на порядок ниже). Возможно, это говорит о необходимости более детального описания механизмов электризации ледяных частиц, присутствующих в верхней части облака. Что касается зоны нижнего положительного заряда, она в реальных условиях наблюдается не всегда.

Следует особо отметить, что в модели на данном этапе не учтено изменение концентрации ионов под действием коронного разряда. Тем не менее, этот механизм, по мнению ряда авторов, является достаточно мощным (Синькевич и др., 2004; Синькевич, Довгалюк, 2013). Его учет является одним из перспективных направлений развития модели.

4. Влияние фонового ветра на эволюцию облака

Важным фактором, влияющим на эволюцию облака, является фоновый ветер. Трехмерная модель позволяет учесть взаимодействие облака с полем ветра.

На рис. 1 на каждом графике приведены две кривые: одна — при учете фонового ветра (рассмотренный выше случай), другая без него. Из рисунков и табл. 2 следует, что в указанном случае наличие изменяющегося с высотой ветра несколько ускорило процесс развития облака и процессы образования и выпадения осадков. Для вертикальной составляющей скорости достижение абсолютного максимума ускорилось на 113 с, для Q_c и Q_r — на 100 и 103 с, для Q_{ic} и Q_i — на 78 и 113, для интенсивности дождя и града у подстилающей поверхности — на 104 с.

Электрические характеристики облака в данном случае изменились незначительно (рис. 2).

Абсолютный максимум w при учете ветра уменьшился (15,5 вместо 17,5 м/с), что, по-видимому, связано с наличием горизонтальной составляющей скорости движения воздуха, изменяющейся с высотой, которая отклоняет восходящий поток. Заметно уменьшается водность (ледность) осадков. Так, абсолютный максимум Q_r оказывается равной 7,5 вместо 8,9 г/м³, а Q_i — 3,9 вместо 4,7 г/м³ по сравнению со случаем отсутствия учета ветра. Соответственно уменьшается и интенсивность осадков: дождя — 211 вместо 251 мм/ч, града — 44,7 вместо 58,4 мм/ч.

На рис. 3—5 (правая часть) для сравнения приведены вертикальные профили q_c , q_r и q_i для той же атмосферной ситуации, но с учетом фонового ветра. Трехмерные профили q_c , q_r и q_i для изоповерхности, соответствующей уровню 10^{-4} кг/кг, приведены на рис. 8—10. Отчетливо видна деформация полей физических величин под действием ветра, изменяющегося с высотой. Несмотря на искажение формы облака, основные закономерности его формирования, в том числе стадии жизни, прослеживаются и при

наличии ветра (убывание количества облачных капель в нижней части облака, формирование и выпадение дождя и града). Прерывистость некоторых изоповерхностей означает, что в соответствующих местах значение величины оказывается ниже уровня изоповерхности.

Из результатов исследований влияния вертикального профиля ветра на динамику конвекции, приведенных в работе (Шметер, 1972), следует, что действие вертикального сдвига ветра на интенсивность конвекции неоднозначно. Оно зависит, в первую очередь, от температурно-влажностного строения атмосферы. Показано, что мощная конвекция под действием вертикального сдвига ветра усиливается. Относительно слабая конвекция, напротив, либо замедляется в развитии, либо, при некотором критическом значении сдвига ветра, может подавляться.

В рассмотренном случае конвекция является весьма глубокой; в связи с этим следует ожидать увеличения ее интенсивности под действием сдвига ветра. Тем не менее, по результатам моделирования, значение вертикальной скорости при сдвиге ветра уменьшается, что расходится с выводами, приведенными в (Шметер, 1972).

Очевидно, взаимодействие облака с полем ветра является исключительно сложным процессом и существенно зависит как от вертикального профиля вектора скорости ветра, так и от конкретного температурно-влажностного строения атмосферы.

Отметим, что аналогичные расчеты, выполненные для Кавказского региона (Синькевич и др., 2016) дали несколько иные результаты. В том случае ветер способствовал ослаблению конвекции, однако при этом увеличивалась водность (ледность) облака и интенсивность осадков. Таким образом, результаты существенно зависят от конкретного температурно-влажностного строения атмосферы и профиля ветра, а в конечном итоге, от конкретного физико-географического региона.

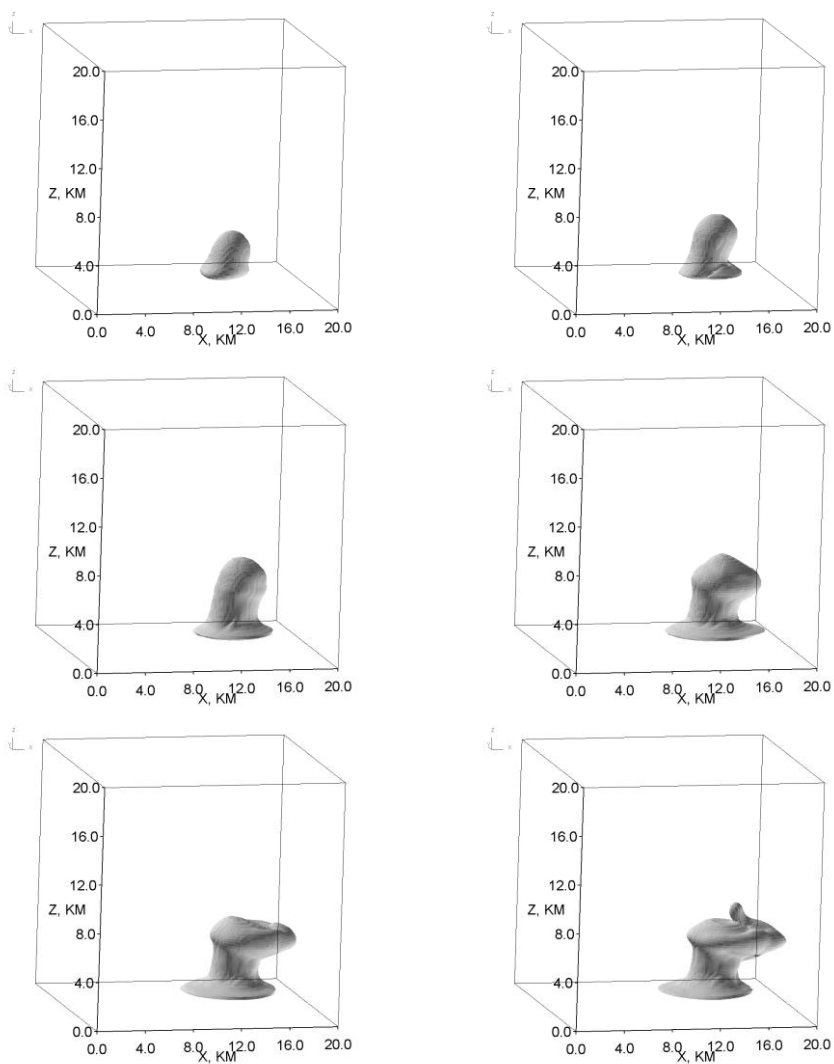


Рис. 8. Трехмерный профиль удельного содержания облачных капель
в $t = 3600, 3800, 4000, 4200, 4400$ и 4600 с (слева направо, сверху вниз)
для случая с учетом фонового ветра.
Изоповерхность 10^{-4} кг/кг.

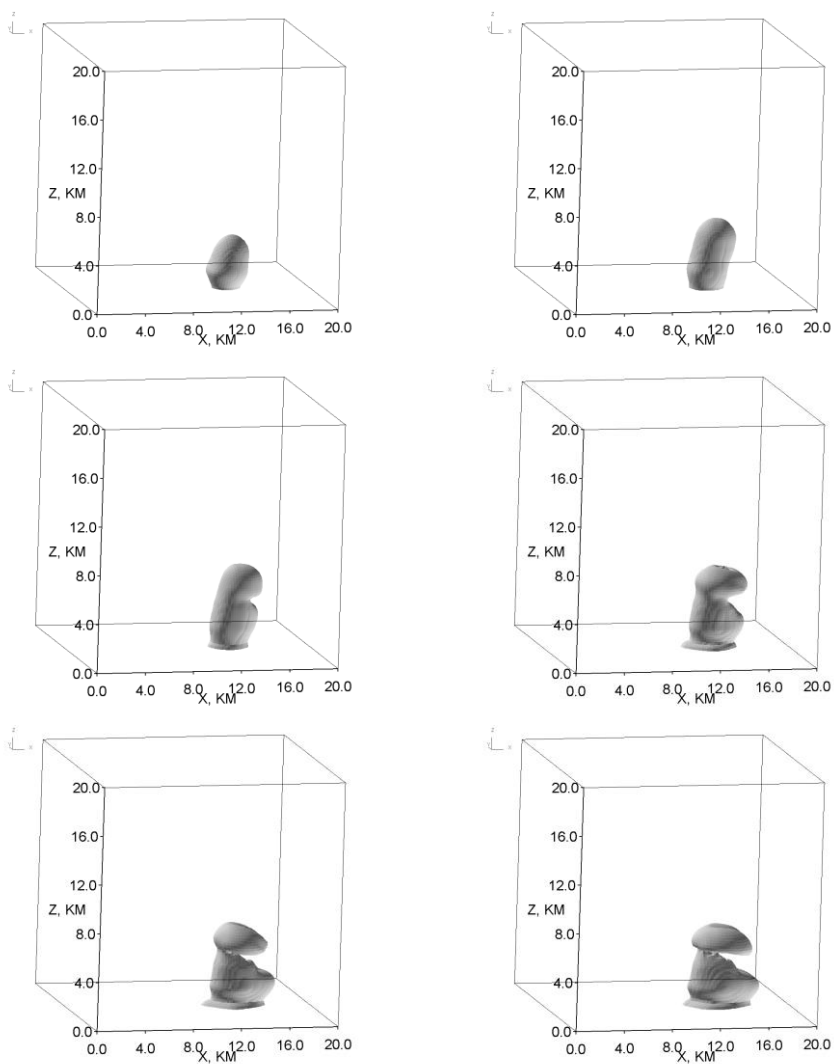


Рис. 9. Трехмерный профиль удельного содержания дождевых капель
 в $t = 3600, 3800, 4000, 4200, 4400$ и 4600 с (слева направо, сверху вниз)
 для случая с учетом фоновго ветра.
 Исоповерхность 10^{-4} кг/кг.

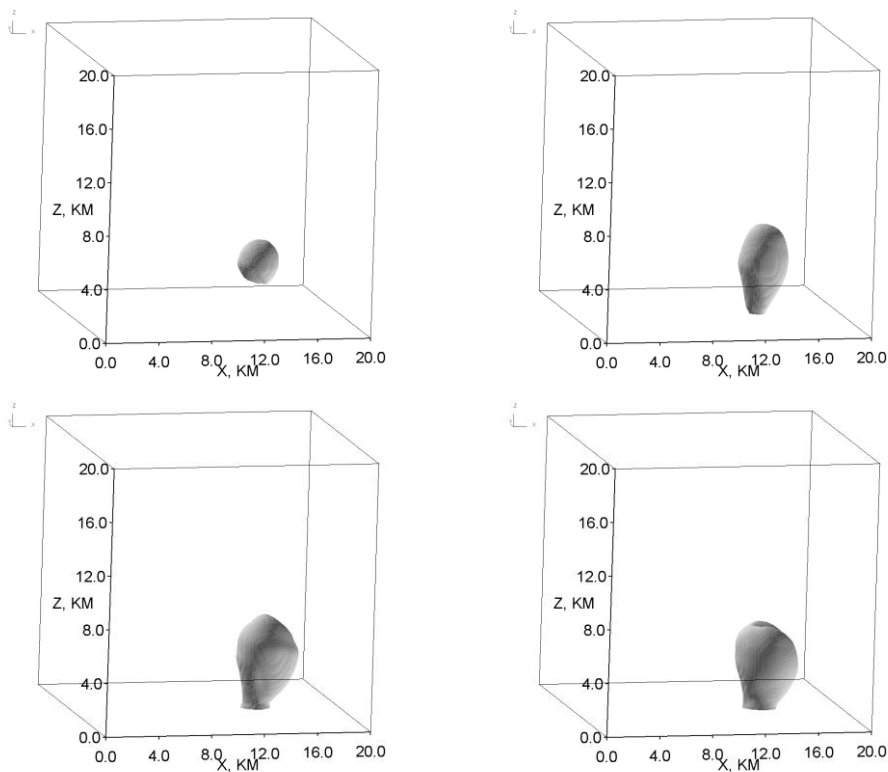


Рис. 10. Трехмерный профиль удельного содержания градин
в $t = 3600, 3800, 4200$ и 4600 с (слева направо, сверху вниз)
для случая с учетом фонового ветра.
Изоповерхность 10^{-4} кг/кг.

Заключение

Представлены результаты расчета характеристик грозо-градового кучево-дождевого облака, выполненные с помощью разработанной трехмерной модели, распараллеленной и реализованной в МГУ на суперкомпьютере «Ломоносов» (Воеводин и др., 2012) для

атмосферных условий, характерных для дней с развитием глубокой облачной конвекции в Северо-Западном регионе РФ.

Приведены трехмерные профили ряда характеристик облака в разные моменты времени, а также временные ходы максимумов основных характеристик облака и осадков, а также интенсивности осадков у подстилающей поверхности.

Получено, что модель адекватно воспроизводит пространственно-временную динамику основных характеристики облака. В результате расчетов получено, что в ходе эволюции облака можно выделить три стадии: развития, стабилизации (зрелости) и распада (диссипации). Взаимное расположение максимумов временного хода основных характеристик облака соответствует полученному в ранее выполненных исследованиях (Довгалоук, Станкова, 1989).

Вертикальный профиль объемной плотности электрического заряда соответствует наблюдаемому в большинстве конвективных облаков: область положительного объемного заряда располагается в верхней части облака, отрицательного в нижней. Отсутствие зоны нижнего положительного заряда в области выпадения осадков, которая наблюдается не всегда, по-видимому, объясняется конкретными условиями.

Учтено взаимодействие облака с фоновым ветром. В результате указанного взаимодействия пространственное распределение характеристик облака утрачивает осевую симметрию. Ветер оказывает значительное влияние на динамику облака и осадков. Под его влиянием несколько ускоряется процесс развития облака, а также образования и выпадения осадков. Однако максимальные значения скорости восходящего потока, водности, ледности и интенсивности осадков оказываются меньше, чем в случае отсутствия ветра.

Отметим, что результаты расчетов существенно зависят от конкретного температурно-влажностного строения атмосферы и профиля ветра. Поэтому для получения наиболее полного картины необходимо дальнейшее проведение цикла численных экспериментов для различных физико-географических регионов. По-видимому, для каждого региона потребуется уточнение тех или иных параметров, включенных в модель, особенно в ее микрофизический блок.

Работа подготовлена при финансовой поддержке РФФИ, гранты 16-05-0019_a, 15-55-45026 ИНД_a, 15-05-05719_a.

Работа выполнена с использованием ресурсов суперкомпьютерного комплекса МГУ имени М. В. Ломоносова (Воеводин и др., 2012).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Баранов В. Г., Веремей Н. Е., Власенко С. С., Довгалюк Ю. А. (1997). Численная нестационарная модель конвективного облака, содержащегося твердые аэрозольные частицы // Вестник СПбГУ. Сер. 4 (Физика и химия). Вып. 3. С. 23—30.

Воеводин Вл. В., Жуматий С. А., Соболев С. И., Антонов А. С., Брызгалов П. А., Никитенко Д. А., Стефанов К. С., Воеводин Вад. В. (2012). Практика суперкомпьютера «Ломоносов» // Открытые системы. – Москва: Издательский дом «Открытые системы». 7 с.

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

Довгалюк Ю. А., Драчева В. П., Егоров А. Д., Качурин Л. Г., Пономарев Ю. Ф., Синькевич А. А., Станкова Е. Н., Степаненко В. Д. (1997). Результаты комплексных исследований характеристик мощного кучевого облака после воздействия // Метеорология и гидрология. № 11. С. 20—29.

Довгалюк Ю. А., Станкова Е. Н. (1989). Динамический аспект оценки стадий жизни кучево-дождевого облака // Труды ВГИ. Вып. 76. С. 29—34.

Драчева В. П., Синькевич А. А. (1995). Исследования вертикальных движений в кучевых облаках северо-запада ЕЧС. Деп. N1181-гм95. – С. 94—102.

Драчева В. П., Синькевич А. А. (2004). О вертикальных движениях в кучевых облаках / В сб.: «Вопросы физики облаков». — СПб: Гидрометеиздат. С. 137—147.

Драчева В. П., Синькевич А. А., Чубарина Е. В. (1988). Исследование неоднородностей конвективных облаков // Труды ГГО. Вып. 518. С. 145—153.

Имянитов И. М., Никандров В. Я. (1967). О возможности воздействия на электрические процессы в облаках / В кн.: Исследования о физике облаков и активным воздействиям на погоду. — М.: Гидрометеиздат. С. 29—41.

Мучник В. М. (1974). Физика грозы. — Л.: Гидрометеиздат. 351 с.

Синькевич А. А. (2001). Конвективные облака Северо-Запада России. — СПб: Гидрометеиздат. 106 с.

Синькевич А. А., Довгальок Ю. А. (2013). Коронный разряд в облаках. // Радиофизика. Т. LVI. № 11—12. С. 1—12.

Синькевич А. А., Довгальок Ю. А., Степаненко В. Д. (2004). Результаты теоретических и экспериментальных исследований влияния коронного разряда на электризацию частиц и фазовые переходы воды в облаках (обзор работ ГГО). / В сб.: «Вопросы физики облаков». — СПб: Гидрометеоиздат. С. 109—123.

Синькевич А. А., Довгальок Ю. А., Веремей Н. Е., Куров А. Б., Михайловский Ю. П., Богданов Е. В., Торопова М. Л., Игнатьев А. А., Аджиев А. Х., Малкарова А. М., Абшаев А. М., Гонпалакришнан В., Муругавел П., Павар С. Д. (2016). Исследования развития грозо-градового облака. Часть 3. Численное моделирование эволюции облака // Метеорология и гидрология. № 12.

Чалмерс Дж. А. (1974). Атмосферное электричество. — Л.: Гидрометеоиздат. 420 с.

Шметер С. М. (1972). Физика конвективных облаков. — Л.: Гидрометеоиздат. 220 с.

Altaratz O., Reisen T., Levin Z. (2005). Simulation of electrification of winter thunderstorm using the three-dimensional Regional Atmospheric Modeling System (RAMS) model: Single cloud simulation // J. Geophys. Res. V. 110. D20205, doi: 10.1029/2004. JD 005616.

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

Chiu C. S. (1978). Numerical Study of Cloud Electrification in an Axisymmetric Time-Dependent Cloud Model // J. Geoph. Res. V. 83. № C10. P. 5025—5049.

Kessler E. (1969). On the Distribution and Continuity of Water Substance in Atmospheric Circulations // Meteorological Monographs. V. 10. № 32. 84 pp.

Mansell E. R., MacGorman D. R., Ziegler C. L., Straka J. M. (2005). Charge structure and lightning sensitivity in a simulated multicell thunderstorm // J. Geophys. Res. V. 110. D12101. doi: 10.1029/2004 JD 005287.

McNider R. T., Kopp F. J. (1990). Specification of the scale and magnitude of thermals used to initiate convection in cloud models. // J. Appl. Meteor. V. 29. P. 99—104.

Scavuzzo C. M., Masuelli S., Caranti G. M., Williams E. R. (1998). A numerical study of thunderstorm cloud electrification by graupel — crystal collisions // J. Geophys. Res. V. 103. № D12. P. 13963—13973.

КОМПЛЕКСНЫЙ МЕТОД АКТИВНЫХ ВОЗДЕЙСТВИЙ НА КОНВЕКТИВНЫЕ ОБЛАКА С ЦЕЛЬЮ РЕГУЛИРОВАНИЯ ОСАДКОВ: ТРЕХМЕРНОЕ ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

С. А. Владимиров¹, Р. С. Пастушков^{1,2}

¹ Центральная аэрологическая обсерватория,
141700 Долгопрудный, ул. Первомайская, 3
E-mail: vlaser753@mail.ru,
idreamdinadreami@mail.ru

² Московский физико-технический институт
141700 Долгопрудный, ул. Первомайская, 9

Поступила в редакцию 20.06.2016

Введение

Известно два способа активных воздействий (АВ) на формирование осадков, т. е. регулирование перехода находящегося в облаке достаточно большого количества водяного пара и мелких практически не падающих капель и ледяных кристаллов в крупные падающие капли или частицы льда. Первый способ заключается во введении в облако аэрозоля (например, AgI или воды), который затем влияет на эволюцию облачных частиц. Большей частью вводимые частицы становятся зародышами осадков, но возможно и не столь явное влияние. Второй способ, который интенсивно разрабатывается в последние годы, заключается в увеличении осадков из конвективных облаков путем введения в подоблачный слой мелкодисперсных гигроскопических частиц (Mather и др., 1997; Шметер, Берюлев, 2005; Владимиров, 2005). В этом случае меняется спектр облачных капель на начальном этапе их эволюции при отсутствии частиц осадков.

К настоящему времени наиболее заметные успехи достигнуты в разработке методов искусственного изменения количества осадков из облаков, имеющих переохлажденные области. Эти методы основаны,

главным образом, на введении в переохлажденную часть облака льдообразующих ядер, инициирующих образование ледяных зародышей, на которые происходит переконденсация водяного пара с поверхности капель, вызывая этим рост ледяных частиц до размеров зародышей осадков. Однако существует немало теплых облаков, для которых данные методы неприемлемы, но довольно существенный водозапас которых может оказаться полезным для агротехнических нужд. Альтернативным льдообразующему методу воздействия является гигроскопический, суть которого состоит в изменении спектра размеров облачных капель за счет введения гигроскопических частиц, на которых формируются и растут капли, дополнительные к естественно образованным. Кроме того, ничто не мешает применять эти методы комбинированно.

Рассмотрение эволюции спектров всех частиц (от ядер конденсации и льдообразования до частиц осадков) позволяет моделировать различные микрофизические процессы, в том числе и активные воздействия на осадкообразование льдообразующими и гигроскопическими реагентами (Владимиров, 2005; Пастушков, 2011).

Напрямую моделировать реальный микрофизический процесс гигроскопического воздействия — внесение в некоторую область (под облаком или внутри) гигроскопических частиц (с их реальным распределением по размерам), их обводнение, конденсационный рост и взаимодействие с естественно эволюционирующими облачными каплями с получением спектров формируемых облачных частиц с достаточной точностью возможно только в лагранжевой модели замкнутого облачного объема, в которой, однако, вычисление поверхностных осадков носит весьма условный характер и может в лучшем случае дать приблизительно время их появления и качественно оценить их количество.

В пространственных моделях с детальной микрофизикой вычисляемые спектры облачных частиц окажутся существенно грубее и точность результирующих вычисляемых характеристик осадков на поверхности в конечном итоге не будет столь заметно отличаться от таковой в моделях с параметризацией микрофизических процессов. Однако развитие вычислительной техники возможно позволит

достичь нужного разрешения спектров всех облачных частиц и проводить расчеты всех (и микро- и макрофизических) характеристик облака.

Разработанная трехмерная численная модель осадкообразующего конвективного облака (Довгалюк и др. 2008, 2011) основана на параметризационном представлении микрофизических процессов по аналогии используемому Кесслером (Kessler, 1969). В ЦАО были разработаны независимо подключаемые к модели блоки учета активации ядер конденсации и вариантов активного воздействия (гигроскопического и льдообразующего) на формирование осадков в моделируемом облаке (Владимиров, Пастушков, 2011, 2012; Пастушков, 2012; Владимиров, 2015а). Эти блоки позволяют сравнить характеристики облака в естественном цикле эволюции и при активном воздействии и тем самым оценить физический эффект воздействия, а также оптимизировать технологию засева облака.

1. Параметризация АВ на формирование осадков в разработанной трехмерной численной модели конвективного облака

При параметризационном моделировании АВ на конвективные облака путем введения гигроскопических частиц следует учитывать неоднозначность процессов, на которые это введение влияет. Эффект воздействия определяется временем, местом и характером введения.

При введении в подоблачный слой мелких частиц происходит изменение спектра облачных ядер конденсации (ОЯК) и спектра образующихся облачных капель. Таким образом, оказывается влияние на процесс роста и взаимодействия облачных капель с образованием более крупных падающих дождевых капель, получивший название автоконверсия (Kessler, 1969). С использованием параметров Кесслера можно в определенном приближении учесть этот процесс, что и реализовано в блоке, подключенном к модели. Однако при введении крупных гигроскопических частиц внутрь облака процессы, по всей видимости, уже нельзя свести исключительно к автоконверсии. В этом случае, скорее всего, определяющую роль играет диффузионный рост введенных гигроскопических частиц (впоследствии капель) за счет

испарения уже присутствующих облачных капель, а также прочие взаимодействия с ними и другими облачными частицами.

В проведенных численных экспериментах моделировалось введение в нижнюю часть облака гигроскопических частиц размером менее 1 мкм. Моделирование выполнялось путем модификации параметров автоконверсии Кесслера в некоторой области пространства в заданный промежуток времени. Таким образом, моделируется воздействие на переход облачных капель в дождевые, т. е. на один из механизмов осадкообразования. При моделировании АВ крупными (более 10 мкм) гигроскопическими частицами, вводимыми в развитое облако в качестве зародышей осадков, рассматривается введение в задаваемую область внутри облака определенной массы гигроскопических частиц заданного размера. Введенные гигроскопические частицы, постепенно преобразующиеся в капли все менее концентрированного раствора соли, рассматриваются отдельно от остальных облачных частиц до тех пор, пока концентрация соли в них не станет сравнимой с концентрацией в естественных облачных каплях. После этого их водность добавляется к естественной облачной водности и расчеты ведутся по алгоритмам основной модели. При этом изменения размеров введенных частиц рассчитываются по (Владимиров, 2005; Kunkel, Silverman, 1970). Предполагается, что внутри облака пересыщение отсутствует, а пар, поглощаемый гигроскопическими частицами, сразу же компенсируется испарением облачных капель.

Учет активации ядер конденсации в базовой трехмерной модели с использованием соответствующего блока на настоящем этапе использования параметризации типа Кесслера состоит в выделении четырех режимов формирования облачных капель в зависимости от аэрозольного состояния атмосферы (Владимиров, 2015б): морского при концентрации капель, формируемых в основании облака, менее 100 см^{-3} , «экстраконтинентального» при концентрации капель более 1000 см^{-3} и двух промежуточных. Эта концентрация вычислялась с помощью блока программ по расчету активации ядер конденсации, и оказалось, что в конвективном облаке с восходящими скоростями более 1 м/с она определяется, главным образом, концентрацией

облачных ядер конденсации и может быть оценена параметром $C1$ (концентрация активных облачных ядер конденсации при 1% пересыщении). По данным измерений спектров облачных ядер конденсации, проводимых в ЦАО в районе города Долгопрудный Московской области (Плауде и др., 2011), параметр $C1$ имел величину $600\text{—}700\text{ см}^{-3}$, но при поступлении в атмосферу продуктов горения от пожаров, имевших место в Московской области, увеличивался и превышал 1000, а в 2010 г. и 2000 см^{-3} . Для каждого из этих режимов устанавливаются свои параметры Кесслера (скорость «автоконверсии» и порог ее возникновения). Значения этих параметров оцениваются на основе моделирования эволюции спектра размеров капель (Владимиров, 2015б) с помощью лагранжевой модели (Владимиров, 2005) поднимающегося облачного объема. Эксперименты с различными концентрациями облачных ядер конденсации выявили зависимость количества выпавших осадков от этих параметров. В нашем варианте моделирования АВ гигроскопическим реагентом с использованием концепции Кесслера параметры автоконверсии приняты равными морским значениям, которые наиболее благоприятны для АВ.

Гигроскопическое АВ в подоблачный слой состоит в изменении параметров автоконверсии, начиная с заданного момента времени, в облачном объеме с заданными координатами на нижней границе облака. Эти параметры остаются неизменными в этом объеме по мере его перемещения внутри облака.

Льдообразующее воздействие моделируется внесением в заданный момент времени в область с заданными координатами льдообразующих ядер кристаллизации. Далее они считаются ледяными кристаллами, дальнейшая эволюция которых, наряду с эволюцией других облачных частиц, определяется микрофизическим блоком модели (Довгалюк и др., 2010).

2. Результаты численных экспериментов

Проведены численные эксперименты по моделированию различных вариантов АВ гигроскопическими и льдообразующими

реагентами (в том числе комбинированных) на кучево-дождевые облака для нескольких данных зондирования. Получена зависимость результатов выбора оптимального момента и места воздействия от состояния атмосферы. Результаты численных экспериментов (общее количество осадков, выпавших к данному моменту времени) представлены на рис. 1—3 и в табл.1.

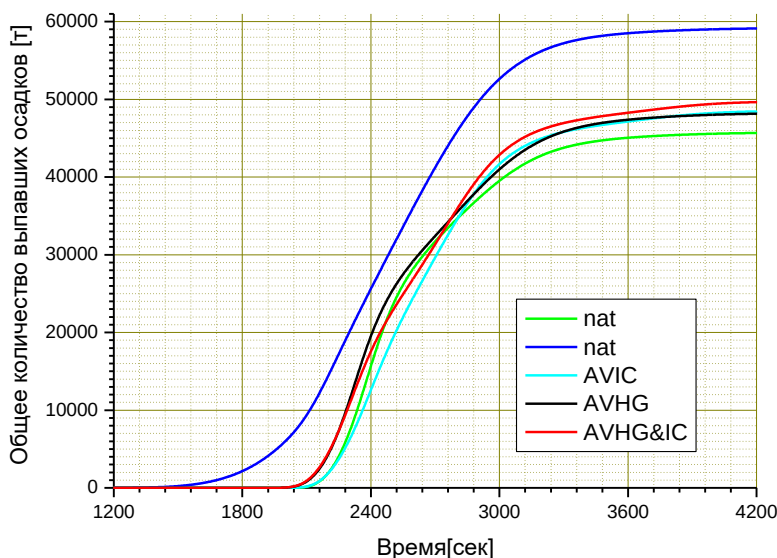


Рис. 1. Общее количество жидких осадков в серии численных экспериментов по моделированию различных видов АВ гигроскопическими и льдообразующими реагентами.

Зеленые линии – естественное развитие в условиях повышенной фоновой концентрации ОЯК,
синие – естественное развитие в условиях пониженной фоновой концентрации ОЯК.
Черные линии – АВ гигроскопическим реагентом,
голубые – АВ льдообразующим реагентом,
красные – комбинированное АВ.

Таблица 1

**Общее количество жидких осадков (т) в серии численных экспериментов
по моделированию различных видов АВ гигроскопическими и
льдообразующими реагентами**

Ядра конденсации	АВ	Момент воздействия, мин	Количество осадков,		
			Общее, т	Изменение	
				т	%
Континентальные	естественное развитие		45696		
Морские	естественное развитие		59146	+13450	29,43
Континентальные	льдообразующий реагент	30	48487	+2791	6,11
Континентальные	льдообразующий реагент	35	48138	+2542	5,56
Континентальные	гигроскопический реагент	20	48179	+2583	5,65
Континентальные	комплексное: гигроскопический реагент,	20	49682	+2986	6,53
	льдообразующий реагент	30			

Варьирование момента времени мелкодисперсного гигроскопического АВ выявило тенденцию к увеличению эффекта воздействия при его проведении на более ранних стадиях развития кучево-дождевого облака (см. рис. 2). На этом рисунке помимо общего количества жидких осадков, выпавших к данному моменту времени (средний график), представлена эволюция максимума поверхностной интенсивности осадков (верхний график в мм/час) и суммарной по всей поверхности интенсивности осадков (нижний график в тн/с).

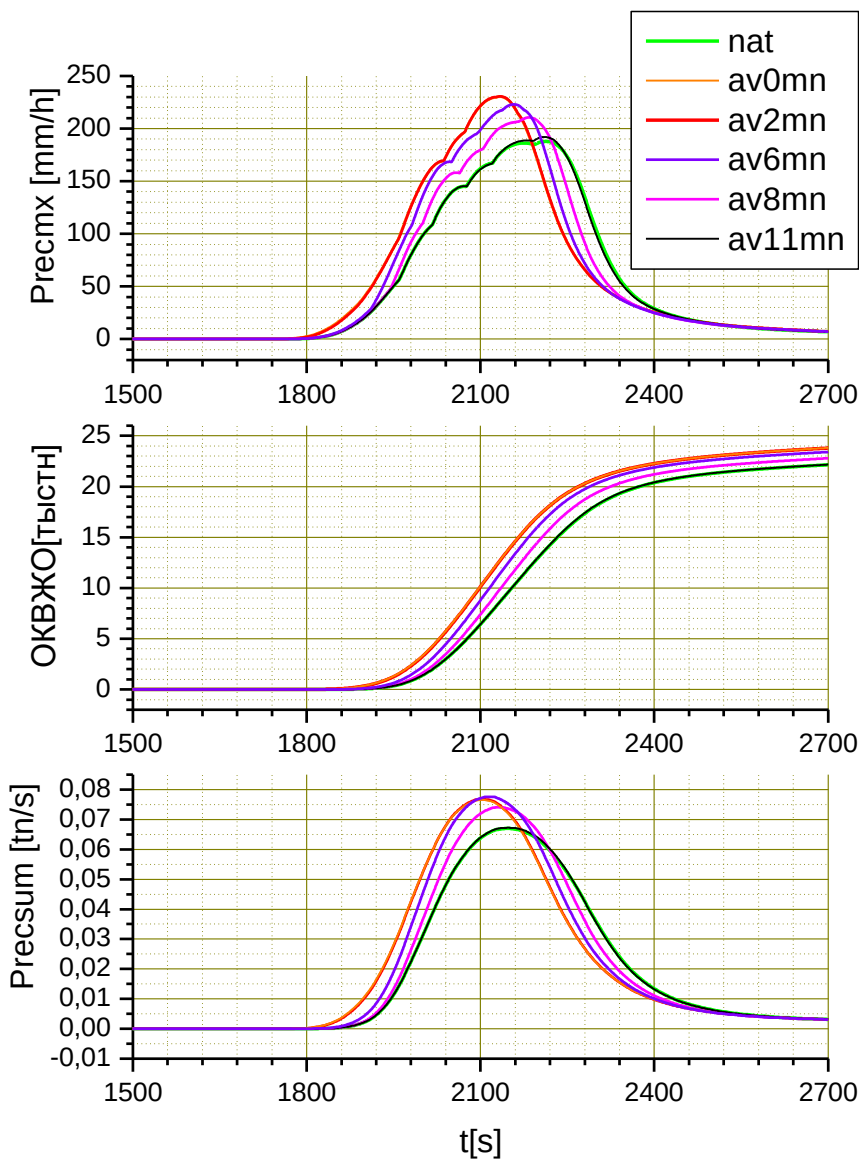


Рис. 2. Зависимость результатов АВ от момента воздействия.

Кривые на графиках представляют результаты при введении мелких гигроскопических частиц в центр основания облака в различные моменты (0, 2, 6, 8 и 11 мин) от начала появления облачных капель.

Варьирование места введения мелкодисперсных гигроскопических частиц показало максимальный эффект при введении в центре восходящего потока (см. рис. 3).

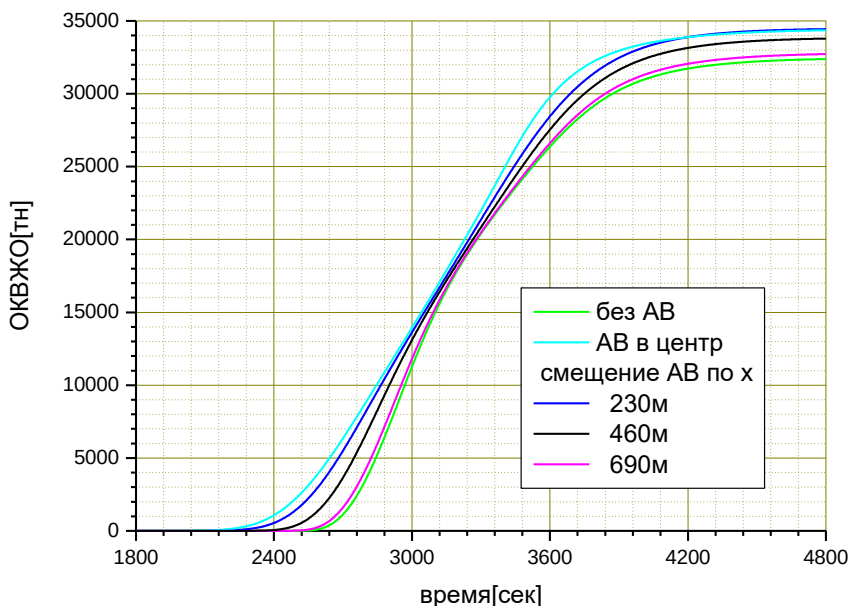


Рис. 3. Зависимость результатов гигроскопических АВ на общее количество выпавших жидких осадков (ОКВЖО) от места АВ.

Оптимальность льдообразующих АВ достигается на зрелой стадии развития конвекции при наличии переохлажденных областей внутри облака. Как правило, увеличение эффекта воздействия возможно при комбинированном АВ. Получено, что эффект воздействия во многом определяется аэрозольным состоянием атмосферы (концентрацией

облачных ядер конденсации). Это имеет место и при воздействии льдообразующими реагентами. При континентальном распределении (т. е. при медленной автоконверсии и большим количеством облачных капель с задержкой выпадения осадков) это воздействие более эффективно, чем при морском (когда большая часть облачных капель переходит в дождевые капли еще до воздействия).

При моделировании АВ крупными гигроскопическими частицами внутри развитого конвективного облака получаемое максимальное увеличение общего количества выпавших осадков оказывается существенно меньшим (600 т) по сравнению с максимумами других моделируемых видов воздействия. Возможно, это относится только к моделируемым случаям отсутствия вертикального сдвига и поворота внешнего ветра.

Заключение

Полученные результаты позволяют высказать соображения относительно оптимальных технологий для увеличения осадков на основе результатов моделирования АВ.

Выбор способа: из трех способов (гигроскопического, льдообразующего и комбинированного) большего эффекта следует ожидать от комбинированного.

При слабой конвекции без осадков предпочтительным может оказаться льдообразующий.

При повышенной концентрации атмосферных облачных ядер конденсации воздействия, основанные на гигроскопических эффектах мелкодисперсного аэрозоля, следует производить в подоблачном слое ближе к центру и на начальном этапе развития, а при комбинированном АВ гигроскопическое также и льдообразующее.

При пониженной и нормальной концентрации атмосферных облачных ядер конденсации воздействия, основанные на гигроскопических эффектах крупнодисперсного аэрозоля, следует производить во внутриоблачном пространстве.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Владимиров С. А. (2005) Численное моделирование воздействия на процесс образования осадков в конвективных облаках с помощью засева гигроскопическими аэрозолями. *Метеорология и гидрология*. № 1. С. 58—69.

Владимиров С. А. (2015а) Численное моделирование с параметризацией микрофизических процессов воздействий на осадки конвективного облака. / В сб.: Труды II международной конференции «Инновационные методы и средства исследований в области физики атмосферы, гидрометеорологии, экологии и изменения климата» Ставрополь 22—25 сентября 2015 г.

Владимиров С. А. (2015б) Исследование влияния атмосферных аэрозолей (ОЯК) на развитие конвективного облака с использованием численных моделей. Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды. / В сб.: Вопросы физики облаков. Атмосферные аэрозоли, активные воздействия. Сборник статей памяти Н. О. Плауде. — М.: ВНИИГМИ-МЦД. С. 128—139.

Владимиров С. А., Пастушков Р. С. (2011) Опыт использования базовых блоков ГГО для построения численной модели проведения и оценки результатов активных воздействий на конвективные облака гигроскопическими и льдообразующими веществами с целью получения дополнительных осадков // Труды Всесоюзной конференции по активным воздействиям на гидрометеорологические процессы. Нальчик, 20—24 ноября 2011 г. — Нальчик: ВГИ.

Владимиров С. А., Пастушков Р. С. (2012) Численное моделирование активных воздействий на грозовые кучево-дождевые облака гигроскопическими веществами с целью получения дополнительных осадков // В сб.: VII Всероссийская конференция по атмосферному электричеству. 24—28 сентября 2012 г. — СПб: ГГО. С. 49—50.

Довгалою Ю. А., Веремей Н. Е., Владимиров С. А., Дрофа А. С., Затевахин М. А., Игнатьев А. А., Морозов В. Н., Пастушков Р. С., Синькевич А. А., Стасенко В. Н., Степаненко В. Д., Шаповалов А. В., Щукин Г. Г. (2008) Концепция разработки трехмерной модели осадкообразующего конвективного облака. Часть 1 // Труды ГГО. Вып. 558. С. 102—142.

Довгалою Ю. А., Веремей Н. Е., Владимиров С. А., Дрофа А. С., Затевахин М. А., Игнатьев А. А., Морозов В. Н., Пастушков Р. С., Синькевич А. А., Стасенко В. Н., Степаненко В. Д., Шаповалов А. В., Щукин Г. Г. (2010) Концепция разработки трехмерной модели осадкообразующего конвективного облака. Часть 2 // Труды ГГО. Вып. 562. С. 110—143.

Пастушков Р. С. (2011) Численное моделирование активных воздействий на конвективные облака. Актуальные направления, нерешенные задачи, возникающие вопросы (по публикациям 2007—2010 гг.) // Труды Всесоюзной конференции по активным воздействиям на гидрометеорологические процессы. Нальчик, 20—24 ноября 2011 г. — Нальчик: ВГИ.

Пастушков Р. С. (2012) Опыт использования базовых блоков ГГО для численного моделирования активных воздействий на грозовое кучево-дождевое облако льдообразующими веществами / В сб.: VII Всероссийская конференция по атмосферному электричеству. 24—28 сентября 2012 г. — СПб: ГГО. С. 181—183.

Плауде Н. О., Париуткина И. П., Владимиров С. А., Сосникова Е. В., Стулов Е. А., Монахова Н. А. (2011) Вариации облачных ядер конденсации, возможное влияние на облачные процессы. // Труды Всесоюзной конференции по активным воздействиям на гидрометеорологические процессы. Нальчик, 20—24 ноября 2011 г. — Нальчик: ВГИ.

Шметер С. М., Берюлев Г. П. (2005) Эффективность искусственной модификации облаков и осадков с помощью гигроскопических аэрозолей // Метеорология и гидрология. № 2. С. 43—60.

Kessler E. (1969). On the Distribution and Continuity of Water Substance in Atmospheric Circulations // Meteorological Monographs. V. 10. № 32. P. 84.

Kunkel B. A., Silverman B. A. (1970) A comparison of the warm clearing capabilities of some hygroscopic materials // J. Appl. Meteor. V. 9. P. 634—638.

Mather G. K., Terblanche D. E., Steffens F. E., and Fletcher L. (1997) Results of the South African cloud-seeding experiments using hygroscopic flares // J. Appl. Meteor. V. 36. P. 1433—1447.

Ovtchinnikov M., Kogan Y. L. (2000) An Investigation of Ice Production Mechanisms in Small Cumuliform Clouds Using a 3D Model with Explicit Microphysics. Part I: Model Description. // J. Atmos. Sci. V. 57. № 18. P. 2989—3003.

**МОДЕЛЬ АКТИВНЫХ ВОЗДЕЙСТВИЙ НА
КОНВЕКТИВНЫЕ ОБЛАКА ЛЬДООБРАЗУЮЩИМИ
АЭРОЗОЛЯМИ.
СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ**

Р. С. Пастушков^{1,2}

^{1,2}Центральная аэрологическая обсерватория
141707 Долгопрудный, ул. Первомайская, 3
²Московский физико-технический институт
141700 Долгопрудный, ул. Первомайская, 9
idreamdinadreami@mail.ru

Поступила в редакцию 20.06.2016

Введение

К настоящему времени разработаны и используются в исследовательской и практической работе несколько отечественных моделей (или их версий) конвективных облаков и осадков (Алоян, Ермаков, Арутюнян, 2010; Бекряев, 2011; Веремей и др., 2011; Веремей и др., 2012; Владимиров, Пастушков, 2011; Владимиров, Пастушков, 2012; Владимиров, Пастушков, настоящий сборник, Довгалоук, Веремей, Синькевич, 2007; Довгалоук и др., 2008; Довгалоук и др., 2010; Довгалоук и др., 2014; Дрофа, 2010; Евдокимова, Пастушков, 1990; Жекамухов, Абшаев, 2009; Пастушков, 2011; Пастушков, 2012; Пастушков, 2015а, б; Шаповалов, 2011). Практически все они ориентированы на проведение как исследовательских работ, так и на решение фундаментальных и прикладных задач активных воздействий (АВ).

Цель настоящей работы — обсудить перспективы развития модели, разработанной под руководством ГГО еще тремя учреждениями: ВГИ, НПО “Тайфун” и ЦАО. Основные параметры этой модели в отношении её возможностей, в том числе и решения задач АВ, представлены в отечественной литературе (см. выше) достаточно широко.

Отметим важное обстоятельство, относящееся без исключения ко всем моделям конвективных облаков, в число первостепенных задач которых входят вопросы решения задач АВ: структура всех их такова, что первичной является модель собственно облака, а модель АВ всегда выступает как некоторое приложение (блок), разрабатываемое под эту модель с необходимым учетом свойств последней.

Как результат, типичной является ситуация, когда технологические требования блока АВ входят в противоречие с возможностями термогидродинамического блока. Например, для моделей, рассчитывающих эволюцию полей только удельных содержаний облачных элементов (но не и их концентраций) и к тому же не рассматривающих эволюцию полей аэрозоля (естественного и используемого при АВ), возникают трудности адекватного расчета самого процесса АВ, порождаемые необходимостью введения в этом случае ряда дополнительных предположений. Как в этом отношении на альтернативные, можно сослаться на публикации (Cotton et al., 1986; Meyers, DeMott, Cotton, 1992; Khain et al., 2004; Ovciinnikov, Kogan, 2000; Синькевич и др., 2014).

В связи с высказанным задачу разработки модели конвективного облака, ориентированную на решение фундаментальных и прикладных вопросов АВ, следует ставить в инверсионном виде: разработать модель АВ, а к ней с учетом ее требований в дальнейшем разрабатывать гидродинамические блоки (одномерный, осесимметричный, трехмерный и т. д.). Тем более, что по полученным в последнее время данным складывается впечатление о более весомом влиянии на результат моделирования микрофизических процессов нежели гидродинамических.

Ниже представлен первый шаг возможного варианта разработки модели АВ льдообразующими аэрозолями.

1. Общее описание модели

Двумя основными отличительными особенностями рассматриваемой модели являются:

—ее ориентация на оперативное использование в практике активных воздействий в классе 3D-моделей и, как следствие, минимизация требований к вычислительным ресурсам (в основном к вычислительному шагу по времени);

—рассмотрение на современном уровне микрофизических процессов, влияющих на осадкообразование, особенно при моделировании активных воздействий.

Микрофизические процессы модели, представлены на рис 1.

Стрелками обозначены направления фазовых переходов. Знаками N с соответствующими индексами обозначены концентрации, знаками Q — удельные содержания. Под стрелками приводится список параметров, изменяющихся в ходе соответствующего микрофизического процесса.

Терминология для параметрических в микрофизическом отношении численных моделей конвективных облаков общепринятая. Пояснения требует термин “нуклеация”. Здесь он использован только для описания зарождения облачных капель или ледяных кристаллов на ядрах конденсации или льдообразования. Любые другие формы фазовых переходов идентифицированы конкретными терминами (конденсация, льдообразование, испарение, замерзание, таяние).

При всем дальнейшем изложении предполагается, что термогидродинамический блок модели обеспечивает расчет пространственно-временной эволюции полей облачных элементов: их концентраций $N_c, N_r, N_i, N_g, N_s, N_a$ $1/\text{см}^3$ и их удельных содержаний $Q_c, Q_r, Q_i, Q_g, Q_s, Q_a$ г/кг^3 (c — облачные капли, r — дождевые капли, i — ледяные кристаллы, g — частицы крупы, s — снежные кристаллы) и полей концентрации N_a $1/\text{см}^3$ и удельного содержания льдообразующего аэрозоля Q_a г/кг^3

Будем считать, что атмосферный аэрозоль, участвующий в облакообразовании, можно разделить на две части.

К первой части отнесем ядра конденсации. Они содержатся в атмосфере в количестве, которое позволяет считать, что локальная их

убыль в результате облакообразования в том числе и невосполнимая (осадки) мала по сравнению с их общим содержанием.

Вторую часть будет составлять ограниченное число ядер льдообразования, включая вводимые при активных воздействиях. Какая-то часть из них будет активироваться вне зависимости от наличия капель (назовем их ядрами отложения (-deposition)). Оставшиеся ядра, связанные с их столкновением с переохлажденными облачными каплями, назовем контактными ядрами замерзания (freezing nuclei).

В начальный момент времени поля концентрации ядер замерзания (N_a) и их удельного содержания (Q_a) задаются зависящими только от высоты. Их эволюция рассчитывается с учетом действия упорядоченного и турбулентного обмена, микрофизических процессов, безвозвратных потерь с осадками и внесения при АВ.

Основой микрофизического блока модели является предположение о возможности использования следующих спектров.

Облачные и дождевые капли, ледяные кристаллы и ядра льдообразования описываются трехпараметрическими (N_d, r_{dcp}, ν_d) спектрами (их плотностями функций распределения по радиусам или для кристаллов по эквивалентным радиусам)

$$n_d(r) = \frac{N_d(\nu_d + 1)}{\Gamma(\nu_d + 1)r_{dcp}} \left(\frac{r}{r_{dcp}} \right)^{\nu_d} \exp \left[-(\nu_d + 1) \left(\frac{r}{r_{dcp}} \right) \right] \quad (1)$$

Здесь r_{dcp} – средние радиусы капель или эквивалентные радиусы ледяных кристаллов ($r_{c\text{cp}}$ – облачных капель, $r_{r\text{cp}}$ – дождевых капель, $r_{i\text{cp}}$ – ледяных кристаллов, $r_{a\text{cp}}$ – ядер льдообразования),

$\nu_d, (\nu_c, \nu_r, \nu_i, \nu_a)$ – параметры форм гамма-распределений, $\Gamma(\nu_d + 1)$ – гамма-функции.¹

¹ Высказываются мнения, что более адекватным было бы использование логарифмически нормальных распределений. Однако, в этом случае могут обостриться проблемы, связанные с поведением функций распределения при больших значениях аргумента. (См. по этому поводу далее).

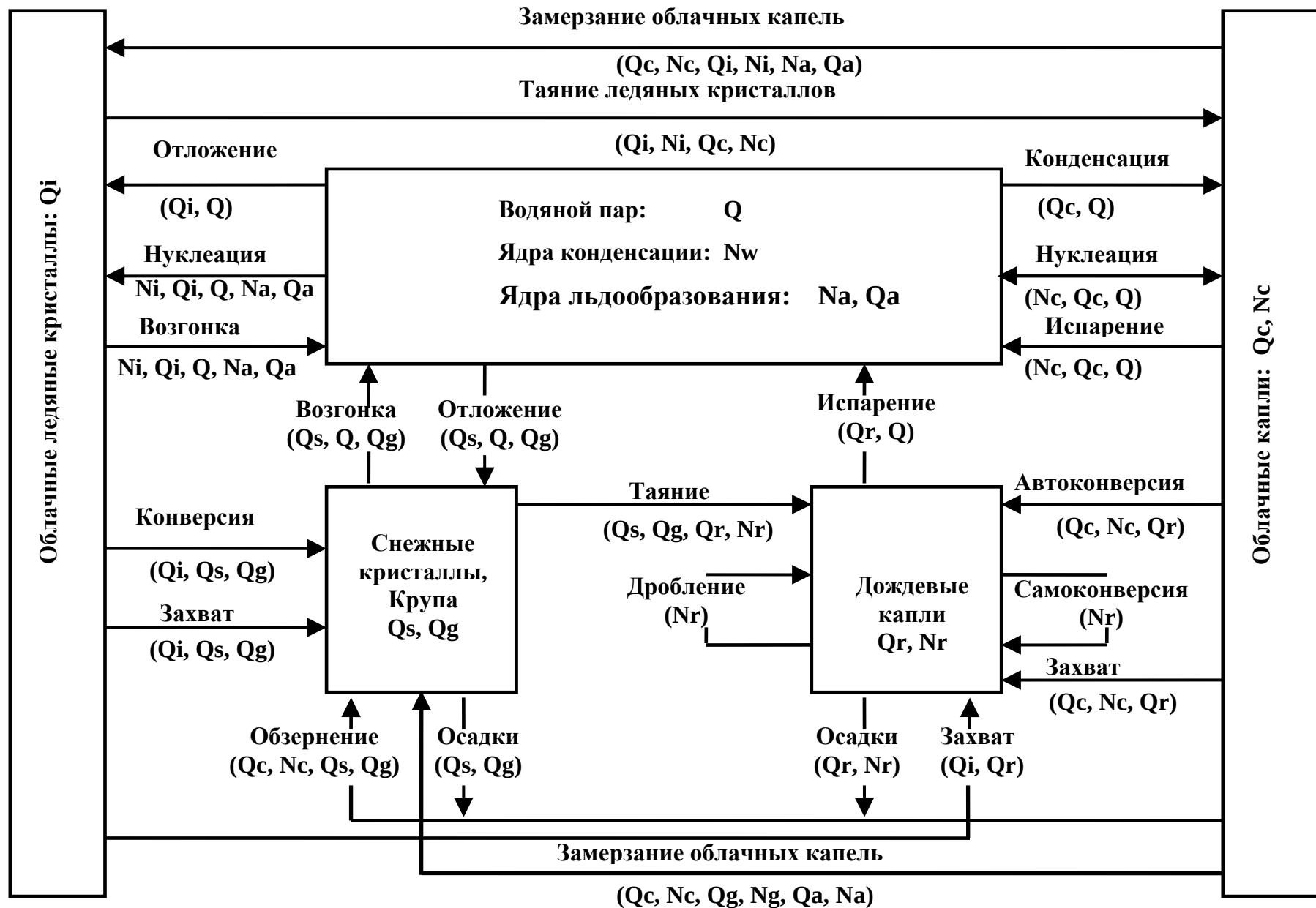


Рис. 1. Блок-схема микрофизических процессов модели.

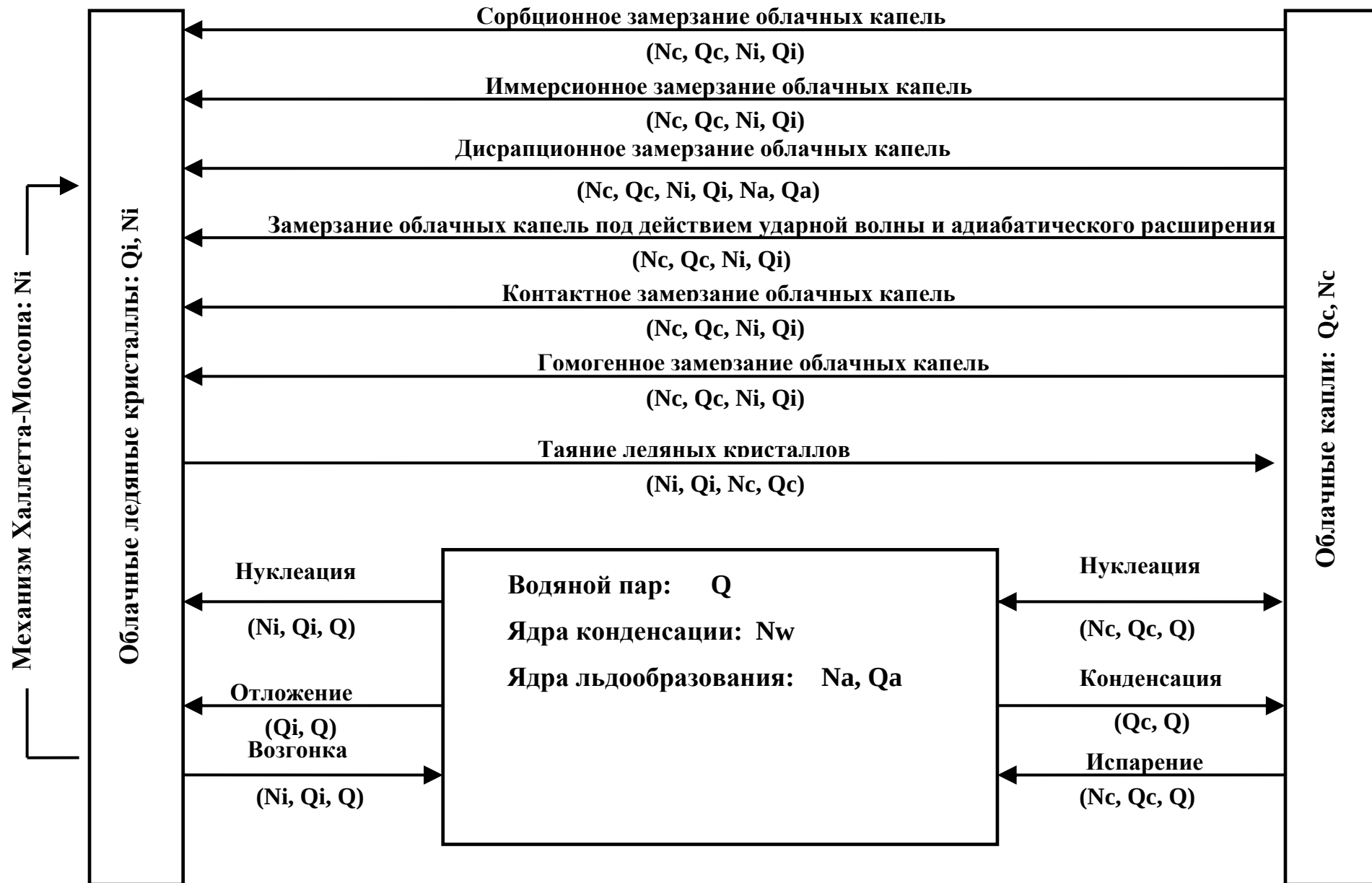


Рис. 2. Блок-схема микрофизических взаимодействий ОК и ЛК.

Облачные и дождевые капли, ледяные кристаллы и ядра льдообразования описываются трехпараметрическими $(N_d, r_{d\text{cp}}, \nu_d)$ спектрами (их плотностями функций распределения по радиусам или для кристаллов по эквивалентным радиусам)

$$n_d(r) = \frac{N_d(\nu_d + 1)^{\nu_d + 1}}{\Gamma(\nu_d + 1)r_{d\text{cp}}} \left(\frac{r}{r_{d\text{cp}}} \right)^{\nu_d} \exp \left[-(\nu_d + 1) \left(\frac{r}{r_{d\text{cp}}} \right) \right] \quad (1)$$

Здесь $r_{d\text{cp}}$ – средние радиусы капель или эквивалентные радиусы ледяных кристаллов ($r_{c\text{cp}}$ – облачных капель, $r_{r\text{cp}}$ – дождевых капель, $r_{i\text{cp}}$ – ледяных кристаллов, $r_{a\text{cp}}$ – ядер льдообразования), $\nu_d, (\nu_c, \nu_r, \nu_i, \nu_a)$ – параметры форм гамма-распределений, $\Gamma(\nu_d + 1)$ – гамма-функция.²

Снежные кристаллы и крупа описываются двухпараметрическими (N_{0d}, λ_d) спектрами (по эквивалентным радиусам)

$$n_d(r) = N_{0d} \exp(-\lambda_d r) \quad (2)$$

Здесь N_{0d}, λ_d – параметры форм распределений (N_{0s}, λ_s – снежных кристаллов, N_{0g}, λ_g – крупы).

Для облачных и дождевых капель, кристаллов и ядер льдообразования значения ν_d считаются постоянными и заданными, а моделируемыми характеристиками являются нулевые и третьи моменты функций распределения (соответственно, концентрации N_d и удельные содержания Q_d), что приводит к связи, однозначно определяющей соответствующие функции распределений по N_d, Q_d, ν_d :

² Высказываются мнения, что более адекватным было бы использование логарифмически нормальных распределений. Однако в этом случае могут обостриться проблемы, связанные с поведением функций распределения при больших значениях аргумента. (См. по этому поводу далее).

$$r_{d\text{cp}}^3 = \frac{3}{4\pi} \left(\frac{\rho}{\rho_d} \right) \frac{(\nu_d + 1)^2}{(\nu_d + 2)(\nu_d + 3)} \left(\frac{Q_d}{N_d} \right). \quad (3)$$

Здесь и далее $\rho = \rho(z)$, ρ_d – плотности воздуха и соответствующих облачных частиц или ядер льдообразования.

Для снежных кристаллов и крупы реализованы два варианта.

В первом случае моделируются только третьи моменты функций распределения (удельные содержания Q_d), а значения N_{0d} полагаются заданными и постоянными, Это приводит к связям, определяющим соответствующие функции распределений по Q_d , N_{0d} и позволяющим вычислять концентрации N_d :

$$\lambda_d = \left(8\pi \frac{\rho}{\rho_d} \frac{N_{0d}}{Q_d} \right)^{1/4}, \quad N_d = \frac{N_{0d}}{\lambda_d}. \quad (4)$$

Во втором случае моделируемыми характеристиками являются нулевые и третьи моменты функций распределения (соответственно, концентрации N_d и удельные содержания Q_d), что приводит к связям, определяющим соответствующие функции распределений по N_d , Q_d :

$$\lambda_d = \left(8\pi \frac{\rho}{\rho_d} \frac{N_d}{Q_d} \right)^{1/3}, \quad N_{0d} = \lambda_d N_d. \quad (5)$$

Представление спектров облачных элементов в форме (1) или (2) имеет ряд преимуществ. И первым из них с точки зрения разработчиков численных моделей является возможность получения аналитических выражений для моментов этих распределений. Например, счетной концентраций частиц (нулевой момент), удельных содержаний (третий момент), радиолокационной отражаемости (шестой). К недостаткам таких представлений обычно относят включение в спектр конечного или даже бесконечного числа частиц нулевого размера и не нулевого числа частиц любого большого

(вплоть до бесконечного) размера. Частицы нулевого размера для распределений вида (1) обычно исключаются (или во всяком случае могут быть исключены) заданием $\nu_d > 0$. Влияние же правой бесконечно протяженной части спектра обычно считается пренебрежимо малым из-за быстрого стремления $n(r)_{r \rightarrow \infty} \rightarrow 0$. Однако необходим контроль этого утверждения. В первую очередь следует следить за тем, чтобы удельные содержания и, что еще важнее, радиолокационные отражаемости не были бы в заметной степени определяемы частицами не существующих в природе размеров. Универсального алгоритма здесь нет. По-видимому, наиболее ресурсно сберегающей технологией здесь может оказаться установление предела для $\max r_{c\text{cp}}$. Например, для облачных капель установить $\max r_{c\text{cp}} = 2 \cdot 10^{-3}$ см, для дождевых $\max r_{c\text{cp}} = 0.2$ см и т. д.

2. Нуклеация облачных капель и ледяных кристаллов

Зарождение облачных капель (их нуклеация, их появление в результате перехода ядер конденсации в капли) рассчитывается двумя способами.

В первом случае следуем концепциям работы (Седунов, 1972), в которой ядра конденсации рассматриваются в виде обводненных сухих ядер. При этом полагается, что в сухих ядрах с спектром по размерам (эквивалентным радиусам r_0) типа Юнге³

$$n(r_0) = a r_0^{-\nu}, \quad \nu = 3.2 + 0.38 \cdot 10^{-3} z \quad (6)$$

содержится растворимое в воде вещество в количествах, пропорциональных $r_0^{2(\alpha+1)}$ (α – параметр, характеризующий

³ Здесь создаётся нередкая ситуация, когда использование в своё время основополагающих публикаций входит в некоторое противоречие с более точными последующими результатами. Си по этому поводу (Мазин, Шметер, 1983, Мазин, Пинский, Королёв, 2015)

зависимость массы растворимой части ядра от r_0), и вводится понятие активности ядер конденсации

$$C = br_o^{2(1+\alpha)}. \quad (7)$$

Входящие в (6), (7) эмпирические константы определены в достаточно широких диапазонах:
 $10^{-14} < a < 10^{-7} \text{ см}^{\nu-4}$, $10^{-5} < b < 10^{-4} \text{ см}^{\nu-2\alpha}$, $-1 \leq \alpha \leq 0$.

Существуют критический радиус $r_{\text{кр}}$ и соответствующее $C_{\text{кр}}$, отделяющие обводненные ядра от облачных капель:

$$r_{\text{кр}} = \begin{cases} \max r_{\text{кр}} \text{ см при } S_w \leq S_{w\text{кр}}, \\ \frac{2B}{3S_w} \text{ см при } S_w \geq S_{w\text{кр}}, \end{cases} \quad C_{\text{кр}} = \begin{cases} \frac{B(\max r_{\text{кр}})^2}{3} \text{ см}^3, \\ r_{\text{кр}}^3 \left(\frac{B}{r_{\text{кр}}} - S_w \right) = \frac{4B^3}{27S_w^2} \text{ см}^3, \end{cases} \quad (8)$$

Здесь $B = \frac{2\sigma_{\text{sol}}}{\rho_{\text{sol}} R_v T} \cong 1.2 \cdot 10^{-7} \text{ см}$ – параметр учета кривизны поверхности капель (σ_{sol} , ρ_{sol} – поверхностное натяжение и плотность раствора капель, R_v – газовая постоянная водяного пара, T – абсолютная температура), $S_w = \frac{e - E_w}{E_w}$ – пересыщение над плоской поверхностью чистой воды (e , E_w – фактическое давление водяного пара над каплей и насыщающее над плоской поверхностью чистой воды). Кроме того, введен параметр $\max r_{\text{кр}}$, ограничивающий бесконечный рост $r_{\text{кр}}$ при $S_w \rightarrow 0$, что эквивалентно ограничению спектра ядер конденсации справа. Полагая, например, $\max r_{\text{кр}} = 10^{-4} \text{ см}$, тем самым исключаем из рассмотрения гигантские ядра конденсации. Заметим в связи с этим, что поскольку по теоретическим оценкам при развитии конвективной облачности значения S_w могут достигать относительно больших величин, то

может возникнуть необходимость ограничения $r_{кр}$ и слева (для исключения из рассмотрения ядер Айткена).

При этих условиях могут быть получены плотности функций распределения ядер конденсации по их активностям C и по пересыщениям S_w

$$n_c(C) = \frac{a}{2b(1+\alpha)} \cdot \left(\frac{C}{b}\right)^{\frac{\nu+1+2\alpha}{2(1+\alpha)}} \text{ см}^{-6}, \quad (9).$$

$$n_{sw}(S_w) = \begin{cases} \frac{8B^3}{27} \cdot \frac{(1+S_w)^2}{S_w^3} n_c \left(\frac{B(\max r_{кр})^2}{3} \right) \text{ см}^{-3} & \text{при } S_w \leq S_{wкр} \\ \frac{8B^3}{27} \cdot \frac{(1+S_w)^2}{S_w^3} n_c \left(\frac{4B^3}{27S_w^2} \right) \text{ см}^{-3} & \text{при } S_w \geq S_{wкр} \end{cases} \quad (10)$$

Здесь величина $n_{sw}(S_w)dS_w$ определяет число обводненных ядер конденсации, переходящих в капли при увеличении пересыщения от $S_w > 0$ до $S_w + dS_w$, а выражения

$$\left(\frac{dN_c}{dt} \right)_{\text{нукл}} = n_{sw}(S_w) \cdot \frac{dS_w}{dt}, \quad S_w > 0, \quad \frac{dS_w}{dt} > 0, \quad (11)$$

$$\left(\frac{dQ_c}{dt} \right)_{\text{нукл}} = 4\pi\beta r_{гр}^3 \cdot \frac{\rho_w}{\rho} \cdot \left(\frac{dN_c}{dt} \right)_{\text{нукл}} \quad (12)$$

представляют собой скорости увеличения концентрации N_c и удельной водности Q_c облачных капель в результате их зарождения (нуклеации). При этом нами введен еще один эмпирический коэффициент $0 \leq \beta < 0.1$, приблизительно определяющий объем воды на обводненных ядрах конденсации, переходящих в облачные капли.

Теоретические оценки и многочисленные численные эксперименты показывают, что при развитии конвективных облаков их части, где происходит уменьшение пересыщения ($\frac{dS_w}{dt} < 0$, $S_w > 0$), как правило, по объемам сопоставимы или даже превосходят области

нуклеации облачных капель ($\frac{dS_w}{dt} > 0, S_w > 0$). Поэтому при расчете нуклеации облачных капель нельзя пренебрегать и обратным процессом — переходом в области $r = r_{кр}$ облачных капель в обводненные ядра конденсации.

Назвав этот процесс денуклеацией, и используя (1), с точностью $O(r_{гр}^2)$ получаем

$$\left(\frac{dN_c}{dt}\right)_{\text{денукл}} = -\frac{d}{dt}\left(n_c\left(\frac{r_{кр}}{2}\right)r_{кр}\right) = -r_{кр}\frac{dN_c}{dt} + \frac{2B}{3S_w^2}n_c\left(\frac{r_{кр}}{2}\right)\frac{dS_w}{dt}, \quad (13)$$

$$S_w > 0, \frac{dS_w}{dt} < 0,$$

$$\left(\frac{dQ_c}{dt}\right)_{\text{денукл}} = 4\pi\beta r_{гр}^3 \cdot \frac{\rho_w}{\rho} \cdot \left(\frac{dN_c}{dt}\right)_{\text{денукл}} \quad (14)$$

Интересно отметить, что при уменьшении концентрации облачных капель (при $\frac{dN_c}{dt} < 0$) денуклеация может фактически оказаться нуклеацией.

В заключение этого раздела заметим, что альтернативой использования спектров Юнге (6) могут быть, например, более адекватные модифицированные трехпараметрические гамма-распределения (Thomasi C., Tamplieri P., 1977)

$$n(r) = Ar^\alpha \exp\left[-\frac{\alpha}{\gamma}\left(\frac{r}{r_{ср}}\right)^\gamma\right]. \quad (15)$$

Второй подход расчета нуклеации облачных капель основан на концепциях работы (Мазин, Сергеев, 1984), предполагающих возможность использования эмпирических интегральных спектров ядер конденсации по пересыщениям вида

$$n_{sw}(S_w) = C_w(z)S_w^{k_w}, \quad C_w(z) = (5 \cdot 10^2 - 5 \cdot 10^3) \exp(10^{-3}z) \text{ см}^{-3}, \quad (16)$$

определяющих число ядер, активирующихся (переходящих в капли) при достижении пересыщения над водой значения S_w . $C_w(z)$ —

эмпирическая зависимость концентрации ядер конденсации от высоты z , м, $k_w = 0.2 - 2.0$ – эмпирическая константа.

При этом размер образующихся капель рекомендуется оценивать как некоторую функцию от эффективного радиуса $r_{эф} = C^{1/3}$, где $C = br_o^{2(1+\alpha)}$, как и выше (7), активность ядер конденсации, носящая спектральный характер.

Поэтому, упростив постановку задачи, будем здесь, как и в первом варианте расчета нуклеации облачных капель, полагать, что радиус зарождающихся капель $r_{кр}$ определяется по (8).

В этом случае аналогами (11), (12) будут

$$\left(\frac{dN_c}{dt} \right)_{\text{нукл}} = k_w S_w^{k_w-1} \frac{dS_w}{dt}, \quad S_w > 0, \quad \frac{dS_w}{dt} > 0, \quad (17)$$

$$\left(\frac{dQ_c}{dt} \right)_{\text{нукл}} = 4\pi\beta r_{кр}^3 \cdot \frac{\rho_w}{\rho} \cdot \left(\frac{dN_c}{dt} \right)_{\text{нукл}}. \quad (18)$$

Зарождение облачных ледяных кристаллов (их нуклеация, их появление в результате перехода ядер сублимации в кристаллы) рассчитывается только с использованием эмпирических интегральных спектров ядер сублимации по пересыщениям надо льдом вида (Мазин, Сергеев, 1984), определяющих число ядер сублимации, активирующихся (переходящих в ледяные кристаллы) при достижении пересыщения надо льдом значения S_i .

$$n_{si}(S_i) = C_i \left(\frac{S_i}{S_0} \right)^{k_i}. \quad (19)$$

Здесь $S_i = \frac{e - E_i}{E_i}$ – пересыщение над ледяными кристаллами

(e , E_i – фактическое давление водяного пара над ледяными кристаллами и насыщающее надо льдом), $k_i = 3.0 - 8.0$, $C_i = 10^{-6} \cdot 10^{2 \pm 1} \text{ см}^{-3}$, $S_0 = 0.16$ – эмпирические константы.

В этом случае имеем

$$\left(\frac{dN_i}{dt}\right)_{\text{нукл}} = k_i S_i^{k_i-1} \frac{dS_i}{dt}, S_i > 0, \frac{dS_i}{dt} > 0, \quad (20)$$

$$\left(\frac{dQ_i}{dt}\right)_{\text{нукл}} = 4\pi\beta r_{\text{гр}}^3 \cdot \frac{\rho_i}{\rho} \cdot \left(\frac{dN_i}{dt}\right)_{\text{нукл}}. \quad (21)$$

В заключение этой части статьи отметим, что использование как (11)–(14), (17), (18) так и (20), (21) идеально подходит для лагранжевых моделей облачной конвекции при отсутствии какого-либо взаимодействия поднимающегося облачного объема с окружающей атмосферой и носит некоторый условный характер при использовании исключительно эйлеровых рассуждений.

Еще одним важным допущением, позволяющим использовать эмпирические зависимости для получения вышеприведенных скоростей нуклеации облачных капель и ледяных кристаллов, является предположение о временной и пространственной независимости концентраций атмосферных ядер конденсации от каких-либо параметров развития собственно облачной конвекции.

3. Замерзание переохлажденных облачных капель

Вторым по списку, но не по значимости механизмом появления в конвективных облаках ледяных кристаллов является замерзание переохлажденных облачных капель. Разновидности этого механизма представлены на рис. 2. Наиболее значимым в настоящее время считается контактный механизм, при котором переохлажденные облачные капли замерзают в результате столкновения либо с ледяными кристаллами, либо с аэрозольными частицами, обладающими льдообразующими свойствами. К пионерским в этом отношении можно отнести работы (Сулаквелидзе, Библашвили, Лапчева, 1965; Gokhale, Goold, 1968; Slinn, Hales, 1971; Gokhale, Spengler, 1972; Young, 1974; Волощук, Седунов, 1975).

При рассмотрении проблемы замерзания облачных капель возникает ряд вопросов. Первые два из них: каковы механизмы замерзания и каков результат (в терминах рассматриваемой модели — в какой или какие облачные элементы переходят закристаллизовавшиеся облачные

капли)? Ряд механизмов замерзания представлен на рис. 2. На рис. 1 обозначен и возможный ответ на второй вопрос: будем считать, что левая часть облачного спектра переохлажденных облачных капель с радиусами от нуля до $r_{c\text{cp}}$ переходит в ледяные кристаллы, а правая с радиусами от $r_{c\text{cp}}$ до бесконечности — в частицы крупы.

3.1. Сорбционный, дисрапционный и иммерсионный механизмы замерзания облачных капель

Эти три механизма замерзания переохлажденных облачных капель хотя периодически и обсуждаются (см., например (Young, 1974)), но, как правило, только лишь для того, чтобы с некоторой долей достоверности отметить, что они либо малозначимы (сорбционный, иммерсионный), либо недостаточно проработаны (дисрапционный). Для последнего механизма, обусловленного разрушением облачных капель под действием электрических полей с последующим замерзанием образующихся осколков, по-видимому, даже нет установившегося русскоязычного термина (Имянитов, Чубарина, Шварц, 1971).

Представляется, что развитие сорбционного и иммерсионного механизмов сдерживается отсутствием теории и практики выделения из всей совокупности льдообразующих ядер тех из них, которые обладают сорбционными и иммерсионными свойствами (первые — способностью поглощать ненасыщенный водяной пар, вторые — способностью проникать в облачные капли и при определенных условиях проявлять свои льдообразующие свойства).

Другим обстоятельством, не позволяющим списывать со счетов все эти механизмы, может быть достаточно правдоподобное предположение о возможности такой ситуации, когда каждый из них, будучи относительно ничтожным, но действующим в одном общем направлении, в совокупности с другими может дать весьма заметный результат.

В заключение этого подраздела отметим, что (Бекряев, 2007) называет еще один механизм замерзания облачных капель: конденса-

ционный⁴, обусловленный существованием конденсационных ядер замерзания, способных конденсировать на себе водяной пар при отрицательных температурах и, естественно, при наличии пересыщения. Но при этом вопрос опять же сводится к выделению этих ядер и к получению их распределения по пересыщениям.

3.2. Замерзание облачных капель под действием ударной волны молниевых разряда

Исследования влияния молниевых разрядов на эволюцию конвективных облаков, начатые в ряде пионерских работ (см., например, (Vonnegut, Moore, 1965; Goyer, Plooster, 1968; Pena, Hosler, 1971; Plooster, 1972)), продолжаются и в настоящее время (см. обзорную работу (Базелян, Райзер, 2001)). Полученные результаты, в основном касающиеся микрофизических аспектов, достаточно противоречивы. Кроме того, важно, по-видимому, уточнить, что по очевидной причине в первую очередь рассматривался вопрос, вынесенный в название настоящего подраздела. Поэтому общее впечатление складывается в пользу необходимости дальнейших проработок. Тем более, что вопрос о чисто термическом влиянии молниевых разрядов непосредственно на гидродинамику конвективного облака, по-видимому, даже и не ставился. И это несмотря на то, что молниевые разряды в среднем часто наблюдаются в течение довольно длительного времени каждые 20 с и рассеивают каждый раз в окружающую атмосферу до $5 \cdot 10^8$ Дж.

3.3. Контактные механизмы замерзания облачных капель

Естественно, первый возникающий вопрос — это вопрос о механизмах, приводящих к контакту переохлажденных облачных капель с какими-либо частицами, обладающими льдообразующими свойствами. Обычно таковыми считаются специфические частицы аэрозоля и облачные ледяные кристаллы.

Рассматриваемые в настоящее время контактные механизмы представлены на рис 3.

⁴ Чаще этот механизм называют механизмом отложения-замерзания (deposition-freezing)



Рис. 3. Возможные контактные механизмы замерзания облачных капель.

В работе (Young, 1974) проанализированы три механизма, приводящих к столкновению ледяных или аэрозольных частиц с облачными каплями:

- броуновский (обусловленный случайными перемещениями частиц),
- диффузиофоретический (обусловленный различием диффузионных свойств воздуха и водяного пара, приводящим к появлению двух противоположных потоков аэрозольных частиц: большего диффузионного от испаряющейся капли и меньшего гидродинамического (стефановского) в сторону капли),
- термофоретический (приводящий к потоку аэрозольных частиц на испаряющуюся каплю, обусловленный разностью температур облачных капель и окружающего воздуха, а следовательно, нахождением частиц аэрозоля в неоднородном температурном поле, когда температура их сторон более отдаленных от капли превышает температуру противоположных сторон).

Показано, что значимыми являются два последних механизма, причем пропорциональных друг другу, но действующих противоположным образом. Поэтому в соответствии с (Slinn, Hales, 1971; Young, 1974) будем полагать, что суммарное действие этих двух

механизмов (число соударений одной частицы аэрозоля (ледяного кристалла) с одной облачной каплей радиуса r в единице объема в единицу времени) определяется коэффициентами взаимной коагуляции облачных капель и частиц аэрозоля (ледяных кристаллов)

$$K_{\text{тдиф+диф}} = K_{\text{тдиф}} \left(1.0 - \frac{T R_v}{f_a L_v} \right) \frac{\text{см}^3}{\text{с}}, \quad (22)$$

$$K_{\text{тдиф}} = 4\pi r^2 \frac{f_a Q}{P}, \quad Q = \frac{K_{\text{возд}}}{r} (1.0 + 0.5 \text{Re}^{1/2} \text{Pr}^{1/3}) (T - T_c), \quad (23)$$

$$f_a = \frac{0.4 [1.0 + 1.45 \text{Kn} + 0.4 \text{Kn} \exp(-1.0 / \text{Kn})] [K_{\text{возд}} + 2.5 \text{Kn} K_a]}{(1.0 + 3.0 \text{Kn}) (2.0 K_{\text{возд}} + 5.0 \text{Kn} K_a + K_a)}. \quad (24)$$

Здесь почти все обозначения общепринятые:

$$\text{Re} = \frac{2V_c r \rho}{\eta}, \quad \text{Pr} = \frac{\eta c_p}{K_{\text{возд}}}, \quad \text{Kn} = \frac{\lambda}{r_a} - \text{числа Рейнольдса, Прандля, Кнудсе-}$$

на, Q – тепловой поток, R_v, L_v – газовая постоянная водяного пара, теплота его испарения, T, T_c, P – температура воздуха и капля, давление, $K_{\text{возд}}, K_a$ – коэффициенты теплопроводности воздуха и аэрозоля (льда), V_c – скорость падения облачных капель, η, c_p – динамическая

вязкость и удельная теплоемкость воздуха, $\lambda = \frac{7.37T}{288P}$ см – средняя длина свободного пробега молекул воздуха (P в дин/см²).

Рассмотрим сначала взаимодействие облачных капель с частицами аэрозоля. При этом вводим и ряд дополнительных ограничений.

Рассматриваемые механизмы действуют в области $T < 273.15$, $S_w < 0$, где переохлажденные облачные капли испаряются и поэтому $\Delta T = (T - T_c) > 0$

Льдообразующий атмосферный аэрозоль естественного или искусственного происхождения монодисперсный с размерами частиц r_a , их масса в среднем пренебрежимо мала по сравнению с массой облачных капель, счетная концентрация частиц аэрозоля равна N_a , их температура равна T .

Пренебрегаем скоростью падения облачных капель.

Вводим коэффициент захвата облачными каплями частиц аэрозоля при их контакте $0 < \alpha_{ca} \leq 1$ и полагаем, что один захват приводит к замерзанию метастабильной облачной капли.

При этих допущениях получаем скорости увеличения концентрации N_i и удельной ледности Q_i ледяных кристаллов для распределения облачных капель по размерам (1) (соответственно, скорости уменьшения концентрации N_c и удельной водности Q_c облачных капель, концентрации аэрозоля N_a).

$$\left(\frac{\partial N_c}{\partial t} \right)_{\text{тлф}} = - \int_0^{r_{c \text{ ср}}} F dr, F = 4\pi\alpha_{ca} \frac{f_a K_{\text{возд}}}{P} \left(1 - \frac{T R_v}{f_a L_v} \right) (T - T_c) N_a r n_c(r) \quad (25)$$

$$\left(\frac{\partial Q_c}{\partial t} \right)_{\text{тлф}} = - \int_0^{r_{c \text{ ср}}} \frac{4\pi r^3 10^3}{3} F dr, \quad (26)$$

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial N_i}{\partial t} \right)_{\text{тлф}} &= - \left(\frac{\partial N_a}{\partial t} \right)_{\text{тлф}} = - \left(\frac{\partial N_c}{\partial t} \right)_{\text{тлф}}, \\ \left(\frac{\partial Q_i}{\partial t} \right)_{\text{тлф}} &= - \left(\frac{\partial Q_a}{\partial t} \right)_{\text{тлф}} = - \left(\frac{\partial Q_c}{\partial t} \right)_{\text{тлф}} \end{aligned} \quad (27)$$

Аналогичные выражения, но с заменой интегрирования от $r_{c \text{ ср}}$ до ∞ будут справедливы и для перехода переохлажденных облачных капель в частицы крупы.

Для (25), (26) нужно выражение $(T - T_c)$

Используя две формы уравнения роста облачных капель (в функции пересыщения S_w с учетом кривизны капли, но без учета ее солёности и в функции разности температур окружающего воздуха и капли $(T - T_c)$), можно (см., например, (Byers, 1965; Роджерс, 1971; Мазин, Сергеев, 1984)) получить

$$(T - T_c) = -F_w(T) \left(S_w - \frac{B}{r} \right), F_w(T) = \left(\frac{L_v}{R_v T^2} + \frac{K_{\text{возд}}}{D_v} \cdot \frac{R_v T}{L_v E_w(T)} \right)^{-1}. \quad (28)$$

Аналогами (25)–(28) для ледяных кристаллов при использовании уравнения их роста по (Роджерс, 1971; Мазин, Сергеев, 1984) будут

$$\left(\frac{\partial N_i}{\partial t}\right)_{\text{тлф}} = -\left(\frac{\partial N_c}{\partial t}\right)_{\text{тлф}} = \int_0^{\infty} \int_0^{r_{c\text{ ср}}} A_i(T, P) r_i n_c(r_1) n_i(r_2) dr_1 dr_2, \quad (29)$$

$$\left(\frac{\partial Q_i}{\partial t}\right)_{\text{тлф}} = -\left(\frac{\partial Q_c}{\partial t}\right)_{\text{тлф}} = \int_0^{\infty} \int_0^{r_{c\text{ ср}}} \frac{4\pi 10^3}{3} \frac{\rho_w}{\rho} A_i(T, P) r_i^4 n_c(r_1) n_i(r_2) dr_1 dr_2, \quad (30)$$

$$A_i(T, P) = 4\pi \alpha_{ci} \frac{f_i K_{\text{возд}}}{P} \left(1.0 - \frac{T R_v}{f_i L_v}\right) \Delta T, \quad \Delta T = (T_i - T_c), \quad (31)$$

$$\Delta T = -\left(\frac{L_f}{R_v T^2} + \frac{K_{\text{возд}}}{D_v} \cdot \frac{R_v T}{L_f E_i}\right)^{-1} \frac{CS_i}{r} + \left(\frac{L_v}{R_v T^2} + \frac{K_{\text{возд}}}{D_v} \cdot \frac{R_v T}{L_v E_w}\right)^{-1} \left(S_w - \frac{B}{r}\right) \quad (32)$$

C – фактор формы кристаллов. Выражения в функции геометрических параметров некоторых форм кристаллов см., например, (Роджерс, 1971; Мазин, Сергеев, 1984).

Аналогичные выражения, но с заменой интегрирования от $r_{c\text{ ср}}$ до ∞ будут справедливы и для перехода переохлажденных облачных капель в частицы крупы.

Отметим, что для спектров облачных капель вида (1) для выписанных выше интегралов могут быть получены точные аналитические выражения. Правда, для (29)–(32) необходимо будет аппроксимировать $f_i(r_2)$ какой-либо подходящей функцией.

Поскольку в ситуации, когда в некотором облачном объеме переохлажденные облачные капли испаряются, а ледяные кристаллы растут (процесс Бергерона – Финдайзена, подробнее см. (Королев, Мазин, 2008)) $(T_i - T_c) > (T - T_c) > 0$, то термофоретический механизм контактного замерзания облачных капель для пары капля – кристалл может в этом случае оказаться более эффективным, чем для пары капля – аэрозольная частица.

Еще одним значимым процессом для реализации контактного механизма замерзания облачных капель может оказаться турбулентный обмен. Следуя (Мазин, 1971) коэффициент турбулентной коагуляции

облачных капель с радиусом r_1 и частиц аэрозоля или ледяных кристаллов с эквивалентным полуразмером r_2 возьмем в виде

$$K_{\text{тб}} = (r_1 + r_2)^2 \left[A_1^2 \left(\frac{\varepsilon^3}{\nu} \right)^{1/2} (\tau_2 - \tau_1)^2 + A_2^2 \left(\frac{\varepsilon}{\nu} \right) (r_1 + r_2)^2 \right]^{1/2} \frac{\text{см}^3}{\text{с}}. \quad (33)$$

Здесь $A_1 = 4.8$, $A_2 = 1.7$, $\tau_1 = \frac{2r_1^2 \rho_w}{9\mu}$, $\tau_2 = \frac{2r_2^2 \rho_a}{9\mu}$ – времена инерции

облачных капель и частиц аэрозоля, ε – скорость диссипации турбулентной энергии, μ, ν – коэффициенты динамической и кинематической вязкости воздуха.

Первое слагаемое в (33) отражает влияние турбулентного ускорения, второе – диффузии, действующих, естественно, одновременно.

Но при такой форме записи $K_{\text{тб}}$ нельзя будет получить аналитические

выражения для $\left(\frac{\partial N_c}{\partial t} \right)$, $\left(\frac{\partial Q_c}{\partial t} \right)$. Поэтому, несколько завышая $K_{\text{тб}}$,

разобьем (33) на две части

$$K_{\text{тб и}} = (r_1 + r_2)^2 A_1 \left(\frac{\varepsilon^3}{\nu} \right)^{1/4} |\tau_1 - \tau_2|, \quad K_{\text{тб дф}} = (r_1 + r_2)^3 A_2 \left(\frac{\varepsilon}{\nu} \right)^{1/2}. \quad (34)$$

В этом случае получаем

$$\left(\frac{\partial N_c}{\partial t} \right)_{\text{тб и}} = \left(\frac{\partial N_a}{\partial t} \right)_{\text{тб и}} = - \left(\frac{\partial N_i}{\partial t} \right)_{\text{тб и}} = \quad (35)$$

$$= - \int_0^\infty \int_0^{r_{\text{ср}}} K_{\text{тб и}}(r_1, r_2) n_c(r_1) n_a(r_2) dr_1 dr_2,$$

$$\left(\frac{\partial Q_c}{\partial t} \right)_{\text{тб и}} = \left(\frac{\partial Q_a}{\partial t} \right)_{\text{тб и}} = - \left(\frac{\partial Q_i}{\partial t} \right)_{\text{тб и}} = \quad (36)$$

$$= - \int_0^\infty \int_0^{r_{\text{ср}}} \frac{4\pi}{3} r_1^3 K_{\text{тб и}}(r_1, r_2) n_c(r_1) n_a(r_2) dr_1 dr_2,$$

Аналогичные выражения будут и для $K_{\text{тб дф}}$.

Кроме того, (34)–(36), но с заменой интегрирования от $r_{c\text{ ср}}$ до ∞ будут справедливы и для перехода переохлажденных облачных капель в частицы крупы.

Основными здесь трудностями будут расчет или априорное задание (что, естественно, хуже) скорости диссипации турбулентной энергии $\mathcal{E}$ и получение аналитических выражений для (35), (36), осложняющегося множителем $|\tau_2 - \tau_1|$, из-за которого интегрирование по r_2 надо будет разделить на две части (от 0 до r_1 и от r_1 до ∞).

Для получения $\mathcal{E}$ в настоящее время есть по крайней мере три возможности. Первая, самая радикальная предусматривает введение в гидродинамический блок модели уравнения пространственно-временной эволюции $\mathcal{E}$. Вторая возможность состоит в использовании соотношения теории размерностей $K_{\text{турб}} = \mathcal{E}^{1/3} L_{\text{турб}}^{4/3}$. Наконец, можно считать, что выполняется связь $\mathcal{E} = K_{\text{турб}} \text{Def}$. Здесь $\text{Def}, K_{\text{турб}}$ – деформация поля скоростей и коэффициент турбулентного обмена, обычно определяемый по Def .

Отметим, что обращение к каждой из этих возможностей повлечет введение дополнительных допущений. Например, во втором случае придется задавать характерный масштаб турбулентных движений $L_{\text{турб}}$, а в третьем предполагать квазистационарность развития облачности, когда скорость перехода кинетической энергии осредненных упорядоченных движений в кинетическую энергию турбулентных пульсаций $K_{\text{турб}} \text{Def}$ приравнивается скорости ее диссипации $\mathcal{E}$.

3.4. Механизм Халлетта — Моссопа размножения ледяных кристаллов

В соответствии с (Hallett, Mossop, 1974, Mossop, 1985) будем считать, что при инерционном турбулентном контакте облачных капель с ледяными кристаллами или частицами аэрозоля, в результате которого образуются частицы крупы, при соответствующих условиях ($263.15 \leq T \leq 273.15$, $r_{c\text{ ср}} \geq 2.5 \cdot 10^{-3}$ см, $v \geq 2.5$ м/с) вступает в действие

механизм Халлетта—Моссопа размножения ледяных кристаллов. В достаточно грубом приближении положим, что при этом замораживающаяся облачная капля с сохранением своей массы порождает не частицу крупы, а N_{XM} ледяных кристаллов. В этом случае

$$\left(\frac{\partial N_i}{\partial t}\right)_{\text{XM}} = \frac{1}{N_{\text{XM}}} \left(\frac{\partial N_g}{\partial t}\right), \left(\frac{\partial Q_i}{\partial t}\right)_{\text{XM}} = \left(\frac{\partial Q_g}{\partial t}\right). \quad (37)$$

3.5. Гомогенное замерзание облачных капель

Теоретические аспекты самопроизвольного замерзания облачных капель рассмотрены в ряде работ, например в (Bigg, 1953; Мазин, 1974; Pruppacher, 1995; Чукин, Павленко, Платонова, 2010). При численном моделировании конвективной облачности широкое применение до сих пор находит достаточно простое и удобное выражение для вероятности гомогенного замерзания при температуре $T < 273.15$ переохлажденных облачных капель радиуса r (Bigg, 1953)

$$P_{\text{зам}} = A_f r^3 \exp[-B_f(T - 273.15)] \frac{1}{c}, \quad (38)$$

$A_f = 10^{-4} \text{ л/см}^3 \text{ с}$, $B_f = 0,26 \text{ град}^{-1}$ – эмпирические константы.⁵

В этом случае, полагая, что замерзшие капли в зависимости от $r_{\text{с ср}}$ становятся либо ледяными кристаллами, либо крупой, с учетом (1), (2)

⁵ Широко используемая приведенная запись формулы Бигга заметно отличается от исходной авторской, содержавшей помимо параметров r и T ещё и время нахождения капли в переохлаждённом состоянии, что практически не давало возможности её использования в целях параметризации. Кроме того, эта формула была получена безотносительно механизма замерзания (гетерогенного или гомогенного). Поэтому использование нами этого выражения для расчёта скорости гомогенного замерзания облачных капель следует рассматривать скорее как некоторую рабочую гипотезу, нежели чем эмпирический факт.

О противоречивой и драматической истории этой формулы см. (Мазин, 1974)

получаем скорости уменьшения N_c, Q_c (соответственно, скорости увеличения N_i, Q_i, N_g, Q_g).

$$\left(\frac{\partial N_c}{\partial t}\right)_3 = -\left(\frac{\partial N_i}{\partial t}\right)_3 = -\int_0^\infty P_3(r, T) n_c(r) dr \frac{1}{\text{см}^3 \text{с}}, r_{c \text{ ср}} \leq 10^{-3} \text{ см}, (39)$$

$$\left(\frac{\partial Q_c}{\partial t}\right)_3 = -\left(\frac{\partial Q_i}{\partial t}\right)_3 = -\int_0^\infty \frac{4\pi r^3 10^3}{3} \left(\frac{\rho_w}{\rho}\right) P_3(r, T) n_c(r) dr, r_{c \text{ ср}} \leq 10^{-3} \text{ см}. (40)$$

$$\left(\frac{\partial N_c}{\partial t}\right)_{\text{зам}} = -\left(\frac{\partial N_g}{\partial t}\right)_{\text{зам}}, \left(\frac{\partial Q_c}{\partial t}\right)_{\text{зам}} = -\left(\frac{\partial Q_g}{\partial t}\right)_{\text{зам}}, r_{c \text{ ср}} > 10^{-3} \text{ см}, (41)$$

Отметим, что гомогенное замерзание облачных капель будет давать заметный эффект только при $T < 240 - 230 \text{ К}$ или / и $r_{c \text{ ср}} > 50 \text{ мкм}$.

4. Таяние ледяных кристаллов

Этот процесс образования облачных капель при разработке численных моделей конвективной облачности довольно часто игнорируется. Причина, по-видимому, кроется в предположении невозможности попадания облачных кристаллов в слои атмосферы с положительной температурой. В действительности как минимум два механизма (вертикальный турбулентный обмен и упорядоченный вертикальный перенос) могут привести к такой ситуации. Простейшим из самых общих соображений обоснованным решением здесь может быть предположение о мгновенном (точнее в течение одного временного шага Δt численной схемы) таянии ледяных кристаллов с образованием облачных капель того же числа и массы.

$$\left(\frac{\partial N_c}{\partial t}\right)_{\text{тая}} = \frac{N_i}{\Delta t}, \left(\frac{\partial Q_c}{\partial t}\right)_{\text{тая}} = \frac{Q_i}{\Delta t}. (42)$$

Отметим, что тем самым в модели реализуется, по-видимому, не очень сильная, но все же прямая обратная связь для пар облачные капли — ледяные кристаллы.

Заключение

Сделаем несколько основных выводов.

Задачу алгоритмизации механизмов нуклеации облачных капель и кристаллов в рамках современных требований можно считать практически решенной (за исключением, естественно, рассмотрения всевозможных форм кристаллов).

Алгоритмизация механизмов замерзания переохлажденных облачных капель хотя бы по причине их большого числа требует дальнейших проработок. Представляется, что первоочередного внимания при разработке моделей облачной конвекции заслуживают контактные механизмы (например, термофоретический, турбулентный) замерзания переохлажденных облачных капель. Отметим при этом еще раз, что термофоретический механизм для пары испаряющаяся переохлажденная облачная капля — растущий ледяной кристалл будет более эффективным, чем для пары та же капля — частица льдообразующего аэрозоля.

Против исключения влияния других механизмов замерзания переохлажденных облачных капель (например, конденсационного, сорбционного, иммерсионного, дисрапционного), считающимися в настоящее время малозначимыми, выступает однонаправленность их действий, способная в сумме сделать их не столь пренебрежимыми.

Отдельных дальнейших проработок требует вопрос о влиянии как на микрофизику так и на термогидродинамику конвективных облаков происходящих в них молниевых разрядов.

Обращает на себя внимание тот факт, что относительно небольшая часть модели облачной конвекции (зарождение облачных капель и кристаллов) содержит значительное число эмпирических, полуэмпирических и других констант, определяемых в достаточно широких диапазонах.

Перечислим еще раз основные из них, указав номер формулы их появления.

V_c, V_r, V_i, V_a (1) — параметры форм гамма-распределений облачных и дождевых капель, кристаллов, частиц льдообразующего аэрозоля;

N_{0s}, N_{0g} (2) – параметры форм распределений снежных кристаллов и частиц крупы;

$a, \nu, \max r_{c\text{кр}}, b$ (8) – параметры распределения ядер конденсации по Юнге;

A, α, γ (15) – параметры модифицированного гамма-распределения ядер конденсации;

C_w, k_w, C_i, k_i (16), (19) – параметры интегральных спектров ядер конденсации и сублимации по пересыщениям;

f_a (22) – параметр коэффициента столкновения облачных капель и частиц аэрозоля или ледяных кристаллов;

α_{c_a} (25) – коэффициент захвата частиц аэрозоля или ледяных кристаллов облачными каплями;

ε (33) – скорость диссипации турбулентной энергии;

$263.15 \leq T \leq 273.15, r_{c\text{кр}} \geq 2.5 \cdot 10^{-3}$ см, $\nu \geq 2.5$ м/с – условия срабатывания механизма Халлетта—Моссопа;

A_f, B_f (37) – константы формулы Бигга скорости гомогенного замерзания облачных капель.

По-видимому, неизбежное наличие такого достаточно большого числа перечисленных выше констант ставит непростую по объему задачу оценки степени чувствительности модели к диапазонам их изменений и выделения тех из них, допустимые вариации которых могут привести к существенным изменениям результатов моделирования.

Автор благодарен Монаховой Н. А. за помощь в оформлении рукописи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ —

Алоян А. Е., Ермаков А. Н., Арутюнян В. О. (2010). Моделирование конвективной облачности и ее влияния на газовый состав атмосферы // Изв. РАН. ФАО. Т. 46. № 6. С. 771—765.

Базелян Э. М., Райзер Ю. П. (2001). Физика молнии и молниезащиты. — М.: Физматлит. 308 с.

Бекряев В. И., Гурович М. В. (1991). Нестационарная численная модель Сб // Труды ГГО. Вып. 538. С. 109—121.

Бекряев В. И. (2007). Некоторые вопросы физики облаков и активных воздействий на них. — СПб: РГМУ. 336 с.

Веремей Н.Е., Довгалюк Ю.А., Затевахин М.А., Игнатьев А.А., Морозов В.Н., Пастушков Р.С. (2011). Базовая численная трехмерная модель осадкообразующего конвективного облака. / В сб. Доклады всероссийской конференции по физике облаков и активным воздействиям на гидрометеорологические процессы. Нальчик, 24–28 октября 2011 г.

Веремей Н. Е., Довгалюк Ю. А., Затевахин М. А., Игнатьев А. А., Морозов В. Н. (2012). Исследование эволюции электрической структуры конвективного облака по данным численной нестационарной трехмерной модели. / В сб. VII Всероссийская конференция по атмосферному электричеству. 24—28 сентября 2012 г. — СПб: ГГО. С. 47—48.

Владимиров С. А., Пастушков Р. С. (2011). Опыт использования базовых блоков ГГО для построения численной модели проведения и оценки результатов активных воздействий на конвективные облака гигроскопическими и льдообразующими веществами с целью получения дополнительных осадков. / В сб. Доклады всероссийской конференции по физике облаков и активным воздействиям на гидрометеорологические процессы. Нальчик, 24–28 октября 2011 г. — Нальчик: ВГИ. С. 37—41.

Владимиров С. А., Пастушков Р. С. (2012). Численное моделирование активных воздействий на грозовые кучево-дождевые облака гигроскопическими веществами с целью получения дополнительных осадков. / В сб. VII Всероссийская конференция по атмосферному электричеству. 24—28 сентября 2012 г. — СПб: ГГО. С. 49–50.

Волощук В. М., Седунов Ю. С. (1975). Процессы коагуляции в дисперсных системах. — Л.: Гидрометеиздат. 320 с.

Довгалюк Ю. А., Веремей Н. Е., Синкевич А. А. (2007). Применение полуторамерной модели для решения фундаментальных и прикладных задач физики облаков. — Л.: Гидрометеиздат. 162 с.

Довгалюк Ю. А., Веремей Н. Е., Владимиров С. А., Дрофа А. С., Затевахин М. А., Игнатьев А. А., Морозов В. Н., Пастушков Р. С., Синкевич А. А., Стасенко В. Н., Степаненко В. Д., Шаповалов А. В., Шукин Г. Г. (2008). Концепция разработки трехмерной модели осадкообразующего конвективного облака. Часть 1 // Труды ГГО. Вып. 558. С. 102—142.

Довгалюк Ю. А., Веремей Н. Е., Владимиров С. А., Дрофа А. С., Затевахин М. А., Игнатьев А. А., Морозов В. Н., Пастушков Р. С., Синкевич А. А., Стасенко В. Н., Степаненко В. Д., Шаповалов А. В., Шукин Г. Г. (2010). Концепция разработки трехмерной модели осадкообразующего конвективного облака. Часть 2 // Труды ГГО. Вып. 562. С. 110—143.

Довгалак Ю. А., Веремей Н. Е., Владимиров С. А., Дрофа С. А., Затевахин М. А., Игнатьев А. А., Морозов В. Н., Пастушков Р. С., Синькевич А. А., Шаповалов А. В. (2012). Трехмерное моделирование эволюции кучево-дождевого грозового облака в естественном цикле и при активных воздействиях. / В сб. VII Всероссийская конференция по атмосферному электричеству. 24—28 сентября 2012 г. — СПб: ГГО. С. 67—68.

Дрофа А. С. (2010). Исследование воздействия гигроскопическими частицами на конвективное облако по результатам численного моделирования // Изв. РАН, ФАО. Т. 46. № 3. С. 1—11.

Евдокимова С. Р., Пастушков Р. С. (1990). Параметризационная модель теплых конвективных облаков и осадков. Активные воздействия на гидрометеорологические процессы. Труды Всесоюзной конференции. Киев, 17—21 ноября 1987 г. — Л.: Гидрометеоиздат. С. 21—26.

Жекамухов М. К., Абшаев А. М. (2009). Моделирование ракетного засева конвективных облаков гигроскопическим аэрозолем 1. Конденсационный рост облачных капель // Метеорология и гидрология. № 4. С. 54—66.

Имянитов И. М., Чубарина Е. В., Шварц Я. М. (1971). Электричество облаков. — Л.: Гидрометеоиздат. 92 с.

Королев А. В., Мазин И. П. (2008). Переоценка роли механизма Вегенера—Бержерона—Финдайзена в образовании осадков. / В сб. Вопросы физики облаков. Сборник статей памяти С. М. Шметера — М.: ЦАО. С. 201—210.

Мазин И. П. (1971). Сравнение эффективности различных механизмов коагуляции // Труды ЦАО. Вып. 95. С. 3—11.

Мазин И. П. (1974). О параметризации процессов, определяющих образование ледяной фазы в облаках. // Труды ЦАО. Вып. 106. С. 67—76.

Мазин И. П. (1980). Некоторые вопросы теории ядер конденсации // Метеорология и гидрология. № 8. С. 5—12.

Мазин И. П., Шметер С. М. (1983). Облака. Строение и физика образования. — Л.: Гидрометеоиздат. 279 с.

Мазин И. П., Гурович М. В. (1998). Параметризация процессов зарождения ледяных частиц в численных моделях облаков // Изв. РАН. ФАО Т. 34. № 1. С. 33—44.

Мазин И. П., Пинский М., Королев А. (2015). Роль атмосферных аэрозолей в формировании микроструктуры облаков // Вопросы физики облаков. Атмосферные аэрозоли, Активные воздействия. Сб. памяти Н.О. Плауде. — М.: ВНИИГМИ-МЦД. С. 204—234.

Пастушков Р. С. (2011). Численное моделирование активных воздействий на конвективные облака: актуальные направления, нерешенные задачи, возникающие вопросы. Доклады всероссийской конференции по физике облаков и активным воздействиям на гидрометеорологические процессы. Нальчик, 24—28 октября 2011 г. — Нальчик: ВГИ. С. 17—21.

Пастушков Р. С. (2012). Опыт использования базовых блоков ГГО для численного моделирования активных воздействий на грозовое кучево-дождевое облако льдообразующими веществами. / В сб. VII Всероссийская конференция по атмосферному электричеству. 24—28 сентября 2012 г. — СПб: ГГО. С. 181—182.

Пастушков Р. С. (2015). Алгоритмизация образования и эволюции жидкокапельной и кристаллической фазы для численного моделирования конвективных облаков и активных воздействий на них льдообразующими аэрозолями. / Сборник трудов второй международной конференции с элементами научной школы. “Инновационные методы и средства исследований в области физики атмосферы, гидрометеорологии, экологии и изменения климата”. Ставрополь, 21—25 сентября 2015 г. — Нальчик: ВГИ. С. 26—28.

Пастушков Р. С. (2015). К учету зарождения облачных капель и ледяных кристаллов при численном моделировании конвективных облаков и активных воздействий на них льдообразующими аэрозолями // Вопросы физики облаков. Атмосферные аэрозоли, Активные воздействия. Сб. памяти Н.О. Плауде. / М.: ВНИИГМИ-МЦД. С. 242—267.

Роджерс Р. Р. (1979). Краткий курс физики облаков. — Л.: Гидрометеиздат. 321 с.

Седунов Ю. С. (1972). Физика образования жидкокапельной фазы в атмосфере. — Л.: Гидрометеиздат. 102 с.

Синькевич А. А., Краус Т. В. Повар С. Д. и др. (2014). Исследование влияния сильного аэрозольного загрязнения атмосферы на развитие кучево-дождевого облака значительной вертикальной протяженности // Метеорология и гидрология. № 9. С. 16—33.

Схиртладзе Г. И. (1980). Результаты измерений спектров капель в кучевых облаках // Изв. АН. ФАО. Т. 16. № 1. С. 65—72.

Шаповалов В. А. (2011). Численное моделирование формирования макро- и микроструктурных характеристик конвективных облаков // Автореферат дис. канд. физ.-мат. наук. ВГИ, Нальчик. 14 с.

Численное моделирование облаков (1984) / под ред. *Мазин И. П., Сергеев Б. Н.* — М.: Гидрометеиздат. 165 с.

Чукин В. В., Павленко Е. А., Платонова А. С. (2010). Скорость гомогенного образования ледяных ядер в переохлажденных каплях водных растворов // Метеорология и гидрология. № 8. С. 33—40.

Barahona D., Nenes A. (2009). Parameterizing the competition between homogeneous and heterogeneous freezing in cirrus cloud formation – monodisperse nuclei // Atmos. Chem. Phys. № 9. P. 1—13.

Bigg E. K. (1953). The supercooling of water. — London: Proc. Phys. Soc. B66. P. 668—694.

Byers H. R. (1965). Elements of cloud physics. — Chicago: The University of Chicago press. 191 p.

Cotton W. R. et al. (1986). Numerical simulation of the effects of varying ice crystal nucleation rates and aggregation processes on orographic snowfall // J. Clim. Appl. Met. V. 25. P. 1658—1700.

Gokhale N. R., Goold J. (1968). Droplet freezing by surface nucleation // J. Appl. Met. V. 7. P. 870—874.

Gokhale N. R., Spengler J. D. (1973). Freezing of freely suspended, supercooled water drops by contact nucleation // J. Appl. Met. V. 11. P. 157—161.

Goyer G. G., Plooster M. N. (1968). On the role of shock waves and adiabatic cooling in the nucleation of ice crystals by the lightning discharge // J. Atmos. Sci. V. 25. P. 857—862.

Khain A. P. et al. (2004). Simulation of effects of atmospheric aerosols on deep turbulent convective clouds using a spectral microphysics mixed-phase cumulus cloud model. Part 1: model description and possible applications // J. Atmos. Sci. V. 61. P. 2963—2982.

Hallett J., Mossop S. C. (1974). Production of secondary ice crystals during of riming process // Nature. V. 249. P. 26—28.

Meyers M. P., DeMott P. J., Cotton W. R. (1992). New primary ice-nucleation parameterization in an explicit cloud model // J. Appl. Meteor. V. 31. P. 708—723.

Mossop S. C. (1985). The origin and concentration of ice crystals in clouds // Bul. Amer. Met. Soc. V. 66. P. 264—273.

Ovchinnikov M., Kogan Y. L. (2000). An investigation of ice production mechanisms using a 3D cloud model with detailed microphysics. Part 1: model description // J. Atmos. Sci., V. 57. P. 2989—3003.

Pena J. A., Hosler C. L. (1971). Freezing of supercooled clouds induced by shock waves // J. Appl. Met. V. 10. P. 1350—1352.

Plooster M. N. (1972). On freezing of supercooled droplets shattered by shock waves // J. Appl. Met. V. 11. P. 161—165.

Pruppacher H. R. (1995). A new look at homogeneous ice nucleation in supercooled water drops // J. Atmos. Sci. V. 52. P. 1924—1933.

Slinn W. G. N., Hales J. M. (1971)/ A reevaluation of the role of thermophoresis as a mechanism of in- and below-cloud scavenging // J. Atmos. Sci. V. 28. P. 1465—1471.

Thomasi C., Tamplieri P. (1977). Size distribution of tropospheric particles in terms of modified gamma-function and relationship between skewness and mode radius // Tellus. V. 29. P. 66—74.

Vonnegut B., Moore C. E. (1965)/ Nucleation of ice formation in supercooled clouds as the result of lightning // J. Appl. Met. V. 4. P. 640—642.

Young K. C. (1974). The role of contact nucleation in ice phase initiation in clouds // J. Atmos. Sci. V. 31/ P. 768—776.

ОБ ОДНОМ ПОДХОДЕ К ФОРМИРОВАНИЮ НАЧАЛЬНЫХ УСЛОВИЙ ПРИ МОДЕЛИРОВАНИИ КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКОВ

*Б. А. Ашабоков., А. Х. Кагермазов.,
А. В. Шаповалов, В. А. Шаповалов*

Высокогорный геофизический институт
360030 КБР, Нальчик, пр. Ленина, д. 2;
e-mail: atajuk@mail.ru

Поступила в редакцию 20.06.2016

Введение

Разработка математических моделей конвективных облаков и широкое их использование для проведения исследований встречает серьезные трудности. Одной из них является формирование входных данных моделей, и связана она с несопоставимостью пространственно-временных масштабов конвективных облаков и существующих сетей аэрологического зондирования атмосферы (Кагермазов, 2014). Поэтому до настоящего времени входные данные моделей облаков являлись одномерными (стратификация атмосферы по вертикали), и для совершенно разных облаков начальные условия могли мало отличаться друг от друга.

Использование входных данных для численных моделей в виде полей метеозлементов способствовало бы более адекватному моделированию формирования и развития конвективных облаков, и за счет этого значительному продвижению в развитии теории облако- и осадкообразования и вопросов активного воздействия на облака.

Отметим, что от удачного формирования входных данных модели зависят не только возможности получения соответствующего физическим представлениям облака в результате расчетов, но и в существенной степени и возможности проведения самих расчетов.

Адекватный выбор этих условий становится особенно актуальным для полных и многомерных численных моделей облаков.

В данной работе представлен новый современный подход к формированию начальных условий для трехмерного моделирования конвективных облаков, основанный на использовании выходной продукции глобальной модели атмосферы.

1. Анализ применимости выходных данных полей метеопараметров глобальных моделей атмосферы

Оперативная доступность результатов расчетов глобальных моделей атмосферы открывает новые возможности для развития методов исследования на основе новой информационной базы конвективных процессов в атмосфере и явлений погоды, связанных с ними. Достаточное совпадение прогнозных значений стратификации атмосферы, получаемых по глобальным моделям атмосферы с фактическими данными аэрологического зондирования, означало бы решение информационного обеспечения этих исследований. Этим и вызван определенный интерес к проведению исследований по валидации выходных данных полей метеопараметров глобальных моделей атмосферы.

В настоящей работе проводится проверка применимости выходной продукции Глобальной Системы Прогнозов (GFS NCEP) на примере использования ее данных при расчетах параметров атмосферы, используемых в прогнозе града, а, следовательно, условий, приводящих к развитию мощных конвективных облаков.

В связи с этим остановимся в краткой форме на данной системе, которая разработана и реализована в Национальном центре экологического прогноза (NCEP) США и стала первой в мире доступной для потребителей оперативной технологией выпуска гидродинамических прогнозов метеорологических полей (<http://www.nco.ncep.noaa.gov/>). Основные свои черты модель приобрела в начале 90-х годов после обобщающих работ авторов (Kalnay, 1990; Kanamitsu, 1989; Kanamitsu, 1991).

Глобальная модель атмосферы высокого пространственного разрешения (T254) имеет дискретность по времени 3 ч для заблаговременности 0—180 ч и 12 ч для заблаговременности 180—384 ч. Время счета для одних суток составляет 12 мин.

В последнем варианте глобальной модели расчеты проводятся на гауссовой сетке с разрешением (768×384), что приблизительно соответствует горизонтальному разрешению 0,5° широтно-долготной сетки. Для большей части территории США горизонтальное разрешение доведено до 12 км (модель NAM North American Mesoscale, Северо-Американская Мезошкала). Для отдельных территорий и регионов, как в США, так и в мире используется модель WRF-ARW с еще большим разрешением, которая является сокращением от Weather Research and Forecasting (исследование и прогноз погоды). Оно является общим для двух моделей, разработанных в США: WRF-ARW и WRF-NMM. Вторые составляющие этих сокращенных названий моделей обозначают их различные динамические ядра. ARW является сокращением от Advanced Research WRF. Это динамическое ядро было разработано в NCAR (National Center for Atmospheric Research). Составляющая NMM является сокращением от Nonhydrostatic Mesoscale Model. Это динамическое ядро было разработано в NCEP (National Centers for Environmental Prediction).

По вертикали толща атмосферы (от поверхности земли до высоты изобарической поверхности 0,27 гПа) разделена на 64 слоя, к серединам которых предписаны основные счетные Sigma — уровни. Координатная сетка по вертикали неоднородна: имеет место сгущение в нижних слоях, где 1,5 км пограничный слой атмосферы описывают 15 счетных уровней и 24 уровня выше 100 гПа.

Часть выходной продукции модели (аналог радиозонда), подвергнутая валидации, необходима для использования в методе прогноза мощного конвективного облака. Она включает в себя прогностические поля (с заблаговременностью 18—24 часа) следующих метеорологических элементов:

- геопотенциальных высот (Н, дам) изобарических поверхностей 1000, 975, 950, 925, 900, 850, 800, 750, 700, 650, 600, 550, 500, 450, 400, 350, 300, 250, 200, 150, 100, 50 и 10 гПа.

Соответствующие этим изобарическим поверхностям значения следующих параметров:

- температуры воздуха (t , °C);
- относительной влажности воздуха (F , %);
- зональной и меридиональной составляющей скорости ветра (W , м/с);

Выходная продукция выпускается в оперативном режиме по исходному сроку 00.00 и обновляется через каждые 3 часа.

В настоящее время при исследовании и прогнозе локальных атмосферных процессов, протекающих над ограниченной территорией, широко используются мезомасштабные метеорологические модели, которые опираются на нестационарные трехмерные уравнения гидротермодинамики атмосферы и параметризацию атмосферных процессов (поток коротковолновой и длинноволновой радиации, конвективных процессов, пограничного слоя, микрофизики влаги, турбулентности атмосферы, тепло- и влагообмена в подстилающей поверхности) (Grell, 1993). Компьютерная реализация таких моделей основана на применении нетривиальных вычислительных алгоритмов и высокопроизводительных вычислительных ресурсов. В крупных мировых центрах (NCAR, EPA, ECMWF, NERC) для исследования атмосферных процессов созданы и свободно распространяются исходные коды программ моделей такого уровня. Использование этих моделей в исследовательской и прикладной работе в России ограничено (Кагермазов, 2012). Это обусловлено, с одной стороны, недостаточным распространением необходимых вычислительных ресурсов, а с другой стороны, отсутствием специалистов в достаточном количестве.

В центрах данных большая часть информации формируется в результате измерений, проведенных со спутников, самолетов, наземных платформ и компьютерных расчетов. Информационные системы, связанные с архивами, содержат необходимый

инструментарий для анализа данных, работы с временными рядами и визуализации. Как правило, это прикладные программы, которые пользователь может устанавливать на своем рабочем месте. В последние годы развиваются информационные системы с доступом по сети Интернет.

Информационно-вычислительные ресурсы о состоянии атмосферы, в основном, представлены вебсайтами, предоставляющими пользователю результаты прогноза метеорологических величин на ближайшее время в каком-либо определённом регионе.

Нами был выбран сайт Лаборатории Воздушных Ресурсов (Air Resources Laboratory ARL), предоставляющий глобальную климатическую информацию — RAP Real-Time Weather (www.arl.noaa.gov), использующий глобальные климатические модели, такие как GFS национального центра атмосферных исследований США (Кагермазов, 2014). Графический вид является самым распространённым способом представления результатов расчетов пользователю, но некоторые из ресурсов предоставляют данные и в табличном виде.

Предназначение описанных выше информационно-вычислительных ресурсов — предоставлять краткосрочный (от 6 часов до 2 суток) прогноз на какую-либо область, выбранную на общей карте мира.

Для проверки качества этих данных были адаптированы ранее разработанные алгоритм и программа расчета параметров атмосферы и облаков. По этим параметрам прогнозировались вероятности возникновения и развития градовых процессов, а также их интенсивность. Этот подход основан на расчете параметров, используемых в существующих апробированных методах прогноза конвекции и связанных с ней опасных явлений погоды (Федченко, 1986; Кагермазов, 2014).

Для проверки применимости данных GFS они использованы в качестве исходных данных для обобщенного алгоритма расчета параметров мощных конвективных облаков и прогноза града. Как и в случае с реальным зондом, входными данными являются: температура

воздуха, температура точки росы и характеристики ветра у земли и на изобарических поверхностях 850, 700, 500, 300, 200 гПа, а также в особых точках, отмеченных в тропосфере, полученных по данным расчета для различных пунктов (координат).

С помощью алгоритма, приведенного в работе (Федченко, 1986), рассчитывается большой комплекс характеристик атмосферы и облаков, состоящий из более 40 параметров, что в свою очередь позволяет отбирать наиболее информативные их наборы для прогноза, как конвективных облаков, так и явлений, связанных с ними (Федченко, 1986; Кагермазов, 2014; Федченко, 1987; Решетов, 1978; Гораль, 1985; Федченко, 1988; Кагермазов, 2010).

В ходе дополнительных исследований по валидации выходных данных глобальной модели GFS по фактическим аэрологическим данным пунктов Минеральные Воды и Дивное было показано высокое совпадение их значений (Кагермазов, 2010). Необходимо подчеркнуть, что такое совпадение получено, несмотря на заблаговременность в 18—24 часов. Это может свидетельствовать о том, что при использовании выходных данных глобальной модели GFS в качестве входных данных моделей облаков будет некоторый запас времени, столь необходимый для актуализации результатов расчетов для оперативного использования.

2. Применение объемных начальных данных при моделировании конвективных облаков

Полученные выше результаты позволяют предположить, что использование выходных данных упомянутых региональных моделей, таких как NAM модель, или WRF модель, может быть достаточно эффективным при моделировании конвективных облаков на основе современных трехмерных численных моделей (Ашабоков, 2008; Довгалюк, 2010; Ашабоков, 2013). Входные данные моделей в этом случае можно задавать в трехмерном виде.

Следует отметить, что моделирование мощных конвективных облаков, в частности градовых процессов, проводится в пространственной области, имеющей размеры от $(30 \times 30 \times 16 \text{ км})$ до

(60 × 60 × 16 км). В пределах этой области в реальных условиях наблюдаются довольно существенные градиенты полей метеозлементов (до 1–2 °С по температуре, до 10–15 м/сек по величине скорости ветра, до 180 градусов по направлению), которые до настоящего времени не учитывались должным образом при формировании входных данных моделей облаков.

Для демонстрации нового подхода при задании начальных полей термодинамических параметров атмосферы в трехмерных моделях авторы данной статьи использовали объемные начальные данные в численных экспериментах. Были проведены расчеты по трехмерной нестационарной численной модели конвективного облака с детальным описанием гидротермодинамических, микрофизических и электрических процессов, изложенной в работах (Ашабоков, 2008; Ашабоков, 2013).

Гидротермодинамический блок модели состоит из уравнений, описывающих влажную конвекцию в приближении Буссинеска, в которых учитывается адвективный и турбулентный перенос, силы плавучести, трения и барических градиентов.

Микрофизический блок модели описывает процессы нуклеации, конденсации, коагуляции капель с каплями, сублимации, аккреции, замерзания капель, осаждения облачных частиц в поле силы тяжести, их перенос воздушными потоками, а также взаимодействие облачных частиц под влиянием электрического поля облака (электрическую коагуляцию).

Система уравнений записана для функций распределения по массам капель $f_1(\vec{r}, m, t)$, ледяных частиц $f_2(\vec{r}, m, t)$ и осколков замерзания капель $f_3(\vec{r}, m, t)$

В модели учитывается физический процесс разделения зарядов на стадии формирования осадков — зарядение переохлажденных капель при их замерзании (знак заряда «минус») с образованием осколков замерзания (микровыбросов), заряженных положительно.

Для расчета электрического заряда и поля облака были аппроксимированы экспериментальные зависимости выбросов микрочастиц от размера замерзающей капли и значений коэффициентов разделения зарядов, связанных с замерзанием капель

воды и взаимодействием кристаллов с переохлажденными каплями.

В модели на каждом временном шаге рассчитываются объемные заряды в облаке, потенциал электростатического поля, создаваемого этими зарядами, а также горизонтальные и вертикальные составляющие напряженности поля облака. Учитывается электрическая коагуляция частиц в облаке, которая определяется величиной напряженности электростатического поля в каждый момент (Ашабоков, 2013).

Для сопоставления с данными наблюдений в модели рассчитывается радиолокационная отражаемость облака на трех длинах волн (3,14; 5,6 и 10 см).

В описываемом здесь численном эксперименте использовался пространственный домен ($60 \times 60 \times 16$ км), шаг сетки составлял $dx = dy = 0,5$ км по горизонтали, и $dz = 0,25$ км по вертикали. Облако инициировалось заданием перегрева у поверхности земли с $dT = 2$ °C.

Начальные значения давления, температуры, точки росы, направления и скорости ветра заполнены с использованием программы zyGrib (<http://www.zygrib.org>), позволяющей считывать данные глобальной модели GFS в формате GRIB. Температура и поле ветра в мезорайоне, к которому относится расчетная область, приведены на рис. 1. Центр расчетной области «привязан» к аэропорту Минеральные Воды, в котором установлен современный российский доплеровский метеорологический радиолокатор ДМРЛ-С (5,6 см). В аэропорту имеется также пункт аэрологического зондирования атмосферы. В обозначенном районе функционирует региональная радиолокационная метеорологическая сеть, включающая 7 радиолокаторов противорадиолокационных служб и 2 ДМРЛ-С штормооповещения, что важно для сравнения радиолокационных характеристик модельных облаков с данными наблюдений.

Предварительные результаты моделирования облака с объемными начальными данными и с горизонтально однородными данными, заполненными по единичному вертикальному столбу, представлены на рис. 2. На рисунке приведены изолинии водности облака в вертикальной плоскости XZ, пересекающей ее максимальное значение на 30-й минуте развития.

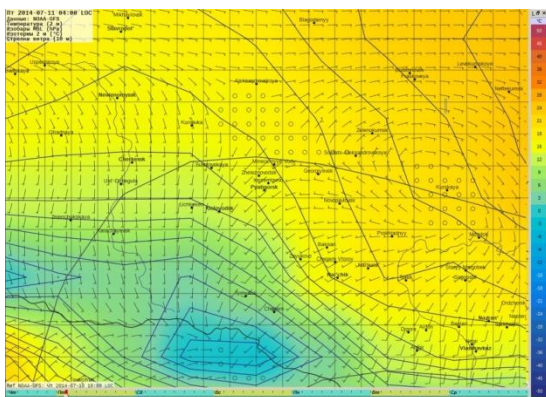


Рис. 1. Результаты расчетов по глобальной модели GFS за 11 июля 2014 г.
(04:00, визуализация в программе zyGrib.)

Приведены температура и ветер в мезорайоне Ставрополь–Владикавказ
Северо-Кавказского региона.

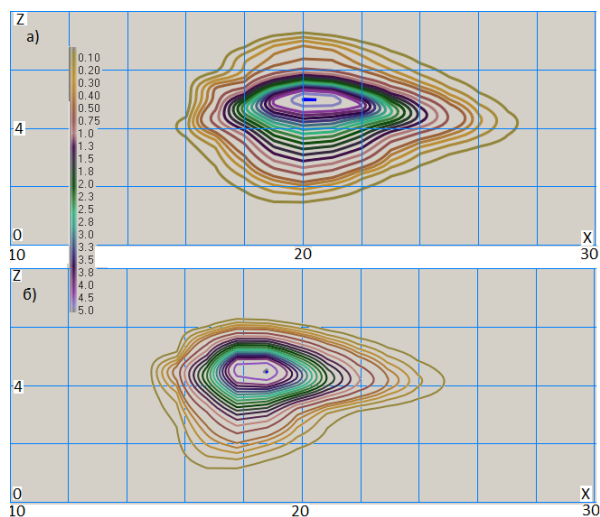


Рис. 2. Результаты расчетов по трехмерной модели конвективного облака.
Приведены изолинии водности облака на 30-й минуте развития с использованием
объемных (а) и с горизонтально однородных (б) исходных данных.
Внешний контур водности соответствует значению $0,1 \text{ г/м}^3$, вложенные контуры
соответствуют приведенной на рисунке шкале.

Ячейки вспомогательной сетки – $2 \times 2 \text{ км}$.

Представлены совмещенные оба случая структуры облака на одинаковой координатной сетке. Верхний рисунок соответствует структуре облака, полученной при расчетах с объемными начальными данными ($T_0(x,y,z)$, $Tr_0(x,y,z)$, $U_0(x,y,z)$, $V_0(x,y,z)$) (рис. 2а), нижний рисунок — с горизонтально однородными начальными данными ($T_0(z)$, $Tr_0(z)$, $U_0(z)$, $V_0(z)$) (рис. 2б).

Сравнение изолиний водности на рис. 2 показывает, что имеет место отличие многих характеристик: максимального значения водности, его координат в облаке, пространственного распределения водности, а также перемещения облака в целом.

В частности, для случая, изображенного на рис. 2а, максимальная водность составляет $4,84 \text{ г/м}^3$, координаты максимума в км ($x = 20$; $y = 30$; $z = 5$, 0). В случае горизонтально однородных начальных условий (рис. 2б) максимальная водность составляет $5,04 \text{ г/м}^3$, координаты максимума в км ($x = 19$; $y = 30$; $z = 4,25$).

Таким образом, разность значений максимума водности составляет $0,2 \text{ г/м}^3$, по вертикали максимум в случае объемных данных находится выше на $0,75 \text{ км}$, по горизонтали (ось X) разность составляет $1,0 \text{ км}$. Высота облака также отличается для данного момента времени: при объемных начальных данных облако выше на 500 м . Имеют место и другие отличия, на которых в данной статье мы не останавливаемся.

Для демонстрации возможностей трехмерной модели, описанной в работе Б. А. Ашабокова и А.В. Шаповалова (2008), приведем некоторые результаты расчетов облака, по данным зондирования в аэропорту Минеральные Воды 7 июня 2012 г.

Расчеты развития облака были проведены для естественных условий и при различных вариантах внесения частиц льдообразующего реагента. По результатам расчетов естественного развития облака в нем выбирались области для внесения частиц льдообразующего реагента, т. е. уточнялась технология активного воздействия.

При моделировании активного воздействия задавались источники искусственных ледяных частиц в области засева. Предполагалось, что частицы льдообразующего реагента мгновенно превращаются в

кристаллы. Параметры теплового импульса были заданы следующими: диаметр $D = 3$ км, перегрев $dT = 2$ °C.

На рис. 3—4 приведены результаты расчетов параметров облака на 40-й минуте его развития.

Изолинии восходящих и нисходящих потоков воздуха в облаке, а также изоповерхность $Q = 7$ г/м³ изображены на рис. 3. Структура потоков достаточно сложна, но в целом согласуется с результатами наблюдений в натуральных условиях. В центральной части расположена зона восходящих потоков, которая из-за влияния горизонтального ветра не симметрична относительно вертикальной оси. Вокруг этой зоны расположена зона нисходящих потоков, которые имеют более сложную структуру, чем восходящие. В верхней части облака на уровне максимума вертикальных потоков расположена зона локализации капель. Максимальная скорость восходящих потоков в этот момент времени достигает 29 м/с, а максимальное значение влажности составляет примерно 11 г/м³. По изолиниям можно заметить, что в этот момент времени из облака начинают выпадать осадки.

Более детально структура потоков воздуха в вертикальной плоскости, пересекающей облако по направлению его движения, изображена на рис. 4.

Обращает на себя внимание сложность взаимодействия облака с окружающей атмосферой, что делает структуру ветра в околооблачном пространстве чрезвычайно сложной. Воздух втекает в облако снизу и с левой стороны нижней части облака. Верхняя часть облака обтекается ветром в атмосфере. При этом характер взаимодействия облака с атмосферой меняется с высотой.

По результатам расчетов ведущий поток в атмосфере на высоте 5 км обтекает облако. Кроме этого, возмущение ветра в атмосфере охватывает обширное пространство вокруг облака, объем которого значительно больше объема самого облака.

Важно отметить, что даже незначительное изменение структуры ветра в атмосфере приводит к существенному изменению характера взаимодействия облака с атмосферой и, соответственно, структуры ветра в околооблачном пространстве.

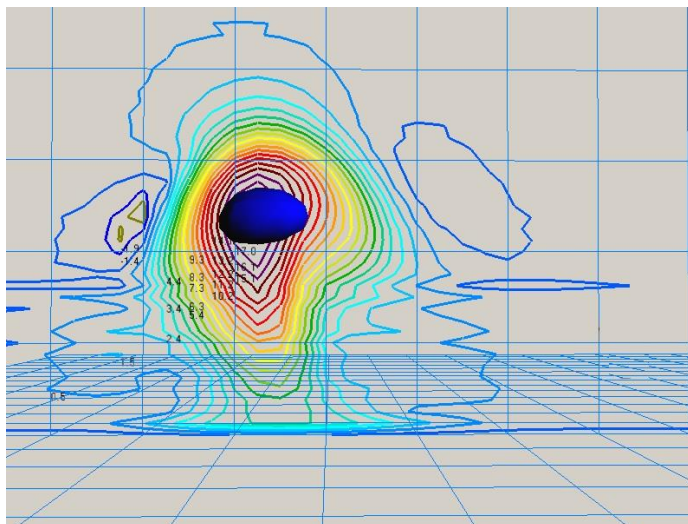


Рис. 3. Исоповерхность водности (7 г/м^3) и изолинии вертикальных потоков воздуха (W) на 40-й минуте развития.

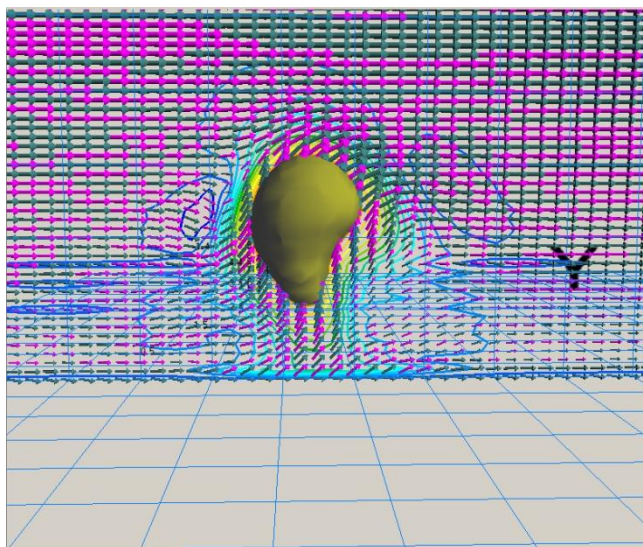


Рис. 4. Структура потоков в вертикальной плоскости, пересекающей облако по направлению его движения (стрелки).
В центре рисунка — изоповерхность вертикальной скорости $W = 10 \text{ м/с}$.

Этот вопрос требует детального изучения, т. к. процессы образования и развития облаков в существенной степени определяются структурой ветра в атмосфере, а эффективность того или иного способа доставки частиц льдообразующего реагента в облако при активном воздействии будет зависеть от структуры ветра в околооблачном пространстве.

Заключение

Разработана и опробована методика применения результатов расчетов термодинамических параметров атмосферы по глобальной модели NOAA GFS для решения прикладных задач физики конвективных облаков и активных воздействий на них, в частности, для прогноза града и для численного моделирования мощных конвективных облаков.

Результаты расчетов, выполненных с использованием трехмерных и одномерных начальных данных, отличаются друг от друга. Изменение структуры ветра в атмосфере приводит к существенному изменению характера взаимодействия облака с атмосферой и, соответственно, структуры ветра в околооблачном пространстве.

Использование выходных данных глобальных моделей атмосферы в качестве предикторов при моделировании облаков позволяет более адекватно воспроизводить эволюцию конвективных облаков при естественном развитии и при активном воздействии.

Использование выходных данных глобальной модели GFS в качестве входных данных моделей облаков позволит сэкономить время для оперативного применения последних.

Использование данных глобальных моделей в определенной мере восполняет дефицит данных аэрологического зондирования.

Имеет значение и тот фактор, что данные глобальных и мезомасштабных моделей становятся доступными для более широкого круга специалистов и пользователей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ашабоков Б. А., Шаповалов А. В. (2008). Конвективные облака: численные модели и результаты моделирования в естественных условиях и при активном воздействии. — Нальчик: Изд. КБНЦ РАН. 257 с.

Ашабоков Б. А., Шаповалов А. В., Кулиев Д. Д., Продан К. А., Шаповалов В. А. (2013). Численное моделирование термодинамических, микроструктурных и электрических характеристик конвективных облаков на стадии роста и максимального развития // Известия высших учебных заведений. Радиофизика. Т. 56. № 11—12. С. 900—907.

Гораль Г. Г., Мальбахова Н. М. (1985). Оценка потенциальной неустойчивости атмосферы при развитии градовых процессов // Метеорология и гидрология. № 3. С. 36—45.

Довгалюк Ю. А., Веремей Н. Е. и др. (2010). Концепция разработки трехмерной модели осадкообразующего конвективного облака. II. Микрофизический блок модели // Труды ГГО. Вып. 562. С. 7—39.

Кагермазов А. Х. (2012). Прогноз града по выходным данным глобальной модели атмосферы (T254 NCEP) // Метеорология и гидрология. № 3. С. 28—34.

Кагермазов А. Х. (2014). Расчет комплекса предикторов, применяемых в методах прогноза опасных конвективных явлений. Авторское свидетельство № 2014613690 от 02 апреля 2014 г.

Кагермазов А. Х. (2014). Валидация выходных данных Глобальной Системы Прогнозов GFS (Global Forecasts System) с результатами аэрологического зондирования // Известия КБНЦ РАН. № 3 (59). С. 32—36.

Кагермазов А. Х., Сиротенко Л. А. (2010). Результаты апробации программных модулей расчета метеопараметров и компьютерного прогноза града по данным аэрологического зондирования на Северном Кавказе // Известия Вузов Северо-Кавказский Регион. Физика атмосферы. Спецвыпуск. С. 49—53.

Решетов Г. Д. (1978). Метод прогноза града для обеспечения безопасности полетов // Труды ГМЦ России. Вып. 201. С. 3—28.

Федченко Л. М., Кагермазов А. Х. (1986). О выборе предикторов для прогноза опасных конвективных явлений погоды по максимуму коэффициента бисериальной корреляции // Труды ВГИ. Вып. 65. С. 80—87.

Федченко Л. М., Кагермазов А. Х. (1987). Оценка возможности разделения типов погоды (град не град) с помощью дискриминантных функций // Труды ВГИ. Вып. 67. С. 51—57.

Федченко Л. М., Кагермазов А. Х. (1988). Использование статистических методов для прогноза градовых процессов и их характеристик // Метеорология и гидрология. № 4. С. 41—50.

<http://www.zygrib.org>

Kalnay E., Kanamitsu M., Baker W.E. (1990). Global numerical weather prediction at the National Meteorological Center. // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* V. 71. P. 1410—1428.

Kanamitsu M. (1998). Description of the NMC global data assimilation and forecast system.// *Wea. and Forecasting*. V. 4. P. 335—342.

Kanamitsu, M., Alpert J. C., Campana K. A., Caplan P. M., Deaven D. G., Iredell M., Katz B., Pan H.-L., Sela J., White G.H. (1991). Recent changes implemented into the global forecast system at NMC. // *Wea. and Forecasting*. V. 6. P. 425—435.

Grell G. A. et al. (1993). A description of the fifth generation Penn State/NCAR mesoscale model (MM5) // *NCAR Tech. Note. NCAR/TN-398+IA*. 122 p.

NOAA- Air Resources Laboratory www.arl.noaa.gov.

NCEP/EMC <http://www.nco.ncep.noaa.gov/>

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПАРАМЕТРОВ ГРАДОВЫХ ОБЛАКОВ ПРИ ВОЗДЕЙСТВИИ КРИСТАЛЛИЗУЮЩИМ РЕАГЕНТОМ

*Б. А. Ашабоков, А. В. Шаповалов, З. С. Гаева, Л. Д. Новикова,
В. А. Шаповалов, И. Х. Машиуков, М. М. Шериева*

Высокогорный геофизический институт
360030 КБР, Нальчик, пр. Ленина, д.2;
e-mail: atajuk@mail.ru

Поступила в редакцию 20.06.2016

Введение

Наряду с успехами, достигнутыми в физике облаков за последние десятилетия, следует отметить, что многие вопросы еще остаются малоизученными (Ашабоков, 2008; Ашабоков, 2014; Ашабоков, 2014; Khvorostyanov, 2014; Straka, 2009; Tao, 2007) и т.д. Важной задачей остается исследование методов активных воздействий (АВ) на облака (Ашабоков, 2008; Сергеев, 1980; Reisin, 1996).

Целью данной работы является разработка трехмерной модели градового облака, исследование на ее основе закономерностей формирования макро- и микроструктурных характеристик и возможностей управления процессами образования града.

Математическая модель облака

Исследования развития конвективных облаков проведены на основе трехмерной нестационарной модели с детальным учетом термодинамических, микрофизических и электрических процессов (Ашабоков, 2008; Ашабоков, 2014; Ашабоков, 2014; Ашабоков, 1996).

Гидротермодинамический блок модели состоит из уравнений движения, описывающих влажную конвекцию в приближении

Буссинеска, в которых учитываются адвективный и турбулентный перенос, силы плавучести, вязкость и барические градиенты (Коган, 1984).

Микрофизический блок описывает процессы нуклеации, конденсации, коагуляции капель с каплями, сублимации, аккреции, замерзания капель, осаждения облачных частиц в поле силы тяжести, их перенос воздушными потоками, а также взаимодействие облачных частиц под влиянием электрического поля облака.

Система уравнений для функций распределения по массам капель $f_1(\vec{r}, m, t)$, ледяных частиц $f_2(\vec{r}, m, t)$ и осколков замерзания капель $f_3(\vec{r}, m, t)$ имеет следующий вид (Ашабоков, 2008; Ашабоков, 2014):

$$\begin{aligned} & \frac{\partial f_1}{\partial t} + u \frac{\partial f_1}{\partial x} + v \frac{\partial f_1}{\partial y} + (w - V_1) \frac{\partial f_1}{\partial z} = \\ & = \left(\frac{\partial f_1}{\partial t} \right)_{\text{КД}} + \left(\frac{\partial f_1}{\partial t} \right)_{\text{КГ}} + \left(\frac{\partial f_1}{\partial t} \right)_{\text{АК}} + \left(\frac{\partial f_1}{\partial t} \right)_{\text{ДР}} + \left(\frac{\partial f_1}{\partial t} \right)_3 + \\ & \quad + \Delta' f_1 + I_1 \\ & \frac{\partial f_2}{\partial t} + u \frac{\partial f_2}{\partial x} + v \frac{\partial f_2}{\partial y} + (w - V_2) \frac{\partial f_2}{\partial z} = \\ & = \left(\frac{\partial f_2}{\partial t} \right)_C + \left(\frac{\partial f_2}{\partial t} \right)_{\text{АК}} + \left(\frac{\partial f_2}{\partial t} \right)_3 + \Delta' f_2 + I_2 + I_{2AB} \\ & \frac{\partial f_3}{\partial t} + u \frac{\partial f_3}{\partial x} + v \frac{\partial f_3}{\partial y} + (w - V_3) \frac{\partial f_3}{\partial z} = \left(\frac{\partial f_3}{\partial t} \right)_3 + \left(\frac{\partial f_3}{\partial t} \right)_{\text{АК}} + \Delta' f_3 \end{aligned} \quad (1)$$

где $V_1(m)$, $V_2(m)$ — установившиеся скорости падения жидких и твердых частиц;

$\left(\frac{\partial f_1}{\partial t} \right)_{\text{КД}}$, $\left(\frac{\partial f_1}{\partial t} \right)_{\text{КГ}}$, $\left(\frac{\partial f_1}{\partial t} \right)_{\text{АК}}$, $\left(\frac{\partial f_1}{\partial t} \right)_{\text{ДР}}$, $\left(\frac{\partial f_1}{\partial t} \right)_3$ — изменения функции распределения капель за счет микрофизических процессов конденсации, коагуляции капель, аккреции капель и кристаллов, дробления и замерзания соответственно;

$\left(\frac{\partial f_2}{\partial t}\right)_C, \left(\frac{\partial f_2}{\partial t}\right)_{AK}, \left(\frac{\partial f_2}{\partial t}\right)_3$ — изменения функции распределения кристаллов за счет сублимации, аккреции и замерзания капель;
 $\left(\frac{\partial f_3}{\partial t}\right)_3, \left(\frac{\partial f_3}{\partial t}\right)_{AK}$ — изменения функции распределения $f_3(\vec{r}, m, t)$ за счет образования осколков при спонтанном замерзании облачных капель и аккреции.

Для системы уравнений (2) используются следующие начальные и граничные условия:

$$\begin{aligned} f_1(\vec{r}, m, 0) = f_2(\vec{r}, m, 0) = f_3(\vec{r}, m, 0) &= 0, \\ f_1(\vec{r}, m, t) = f_2(\vec{r}, m, t) = f_3(\vec{r}, m, t) &= 0 \text{ при } x=0, L_x, \\ f_1(\vec{r}, m, t) = f_2(\vec{r}, m, t) = f_3(\vec{r}, m, t) &= 0 \text{ при } y=0, L_y, \\ f_1(\vec{r}, m, t) = f_2(\vec{r}, m, t) = f_3(\vec{r}, m, t) &= 0 \text{ при } z=L_z, \\ \frac{\partial f_1}{\partial z} = \frac{\partial f_2}{\partial z} = \frac{\partial f_3}{\partial z} &= 0 \text{ при } z=0. \end{aligned} \quad (2)$$

Для описания коагуляционных процессов в облаке применяется интегро-дифференциальное уравнение в виде (Коган, 1984)

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial f}{\partial t}\right)_{KG} = & -f_1(\vec{r}, m, t) \int_0^\infty \beta_1(m, m') \cdot f_1(\vec{r}, m', t) dm' + \\ & + \int_0^{m/2} f_1(\vec{r}, m-m', t) \beta_1(m, m-m') f_1(\vec{r}, m', t) dm', \end{aligned} \quad (4)$$

где $\beta_1(m, m') = \pi(r(m) + r(m'))^2 \cdot |V_1(m) - V_1(m')| \cdot E_1(m, m')$;

$r(m)$ и $r(m')$ — радиусы сталкивающихся частиц;

$V_1(m)$ и $V_1(m')$ — их скорости падения;

$E_1(m, m')$ — коэффициент захвата для капель.

В модели учитываются плотности объемных зарядов в облаке, потенциал и напряженность электрического поля, создаваемого этими зарядами, детально рассматривается влияние электрического поля

облака на микрофизические процессы взаимодействия облачных частиц и обратное влияние микроструктуры на электрические параметры.

Разделения зарядов связано с замерзанием капель воды, ростом крупы и градин и взаимодействием градин с кристалликами льда и переохлажденными каплями. Отрицательный заряд сосредоточен на ледяных частицах, положительный — на ледяных осколках, образующихся при замерзании капель.

Решение системы уравнений модели конвективного облака выполняется численными методами, задача аппроксимируется на пространственной сетке (неравномерной по массам частиц) с применением разностных операторов (Ашабоков, 2008; Коган, 1984).

В ВГИ разработана также двумерная модель микрофизических процессов и модель управления микроструктурой облаков (Ашабоков, 1996).

Моделирование параметров конвективных облаков при естественном развитии и активном воздействии

Возможности управления процессами осадкообразования в конвективных облаках с использованием источников частиц льдообразующего реагента исследовались с помощью разработанной авторами трехмерной нестационарной модели с детальным учетом процессов.

Как было показано при моделировании воздействия с помощью точечного источника льдообразующих частиц (Ашабоков, 2008; Ашабоков, 1996), эффект активного воздействия в зависимости от места внесения реагента может оказаться как положительным, так и отрицательным.

Для того, чтобы продемонстрировать всю сложность процессов в облаках и возможности трехмерной модели для расчета параметров облака, в качестве примера приведем некоторые результаты расчетов облака, которое наблюдалось на Северном Кавказе 05.06.2013 г.

Структура воздушных потоков достаточно сложная. Она согласуется в целом с полученными результатами других авторов

(Khvorostyanov, 2014; Reisin, 1996; Smolarkiewicz, 1985, Straka, 2009, Тао, 2007), а также с результатами наблюдений в натуральных условиях (Мазин, Шметер, 1986). Что касается поля отклонений температуры воздуха в облаке от температуры в окружающей атмосфере, то оно крайне неоднородное. В зоне восходящих потоков температура заметно выше, чем в окружающей атмосфере (на той же высоте) — максимальное отклонение по результатам расчетов равно $8,4^{\circ}\text{C}$, а над этой зоной наблюдается обратная картина — температура ниже, чем в атмосфере, причем максимальное отклонение равно $6,4^{\circ}\text{C}$.

На рис. 1 и 2 приведены результаты расчетов параметров облака на 35-й минуте его развития.

Были проведены исследования влияния деформации полей термодинамических параметров на процессы осадкообразования в конвективных облаках (Ашабоков, 2008; Ашабоков, 2014; Ашабоков, 2014; Ашабоков, 1996). Результаты расчетов отклонения температуры воздуха в облаке от температуры воздуха в окружающей атмосфере указывают на то, что этот параметр может оказать существенное влияние на процессы в облаках. Отметим, что отклонение температуры воздуха в облаке от температуры воздуха в окружающей атмосфере является следствием взаимодействия процессов в облаках (Ашабоков, 2008; Мазин, 1983).

Поле значений коэффициента турбулентности в облаке крайне неоднородно. На рис. 3 приведена изоповерхность, соответствующая значению коэффициента турбулентности $K = 100 \text{ м}^2/\text{с}$, и изолиния $30 \text{ м}^2/\text{с}$.

Можно заметить, что данная изоповерхность охватывает зоны восходящих и нисходящих потоков и расширяется с высотой. В облаке образуются две области повышенных значений коэффициента турбулентности. Одна из них наблюдается в верхней части облака над зоной восходящих потоков. Максимальное значение данного параметра в этой области по результатам расчетов равно $K_{\text{max}} = 990 \text{ м}^2/\text{с}$. Вторая область повышенных значений коэффициента турбулентности наблюдается в нижней части области восходящих и нисходящих потоков. Максимальное значение коэффициента турбулентности в этой области меньше, чем в первой.

Между областями имеется зона, находящаяся на уровне максимальных значений скорости восходящих потоков, где значения коэффициента турбулентности относительно небольшие.

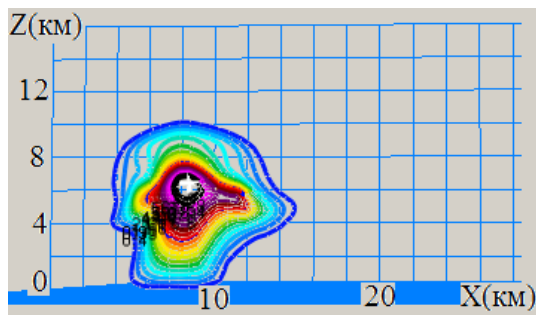


Рис. 1. Изолинии водности. $Q_{\max}=10 \text{ г/м}^3$.

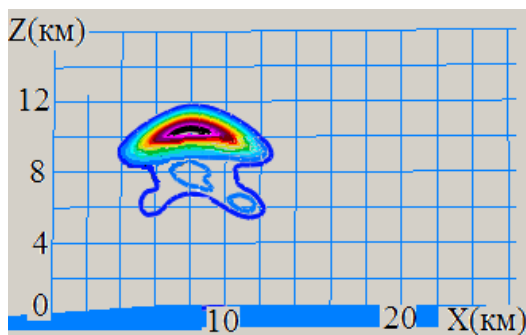


Рис. 2. Изолинии ледности. $L_{\max}=5 \text{ г/м}^3$.

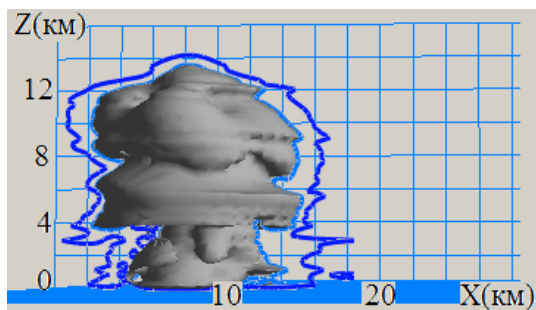


Рис. 3. Турбулентность (изоповерхность $100 \text{ м}^2/\text{с}$), $K_{\max}=990 \text{ м}^2/\text{с}$

Результаты расчетов по данным зондирования за 07.06.2012.

Параметры импульса $D = 3$ км, $dT = 2$ °C. Ведущий поток имеет на всех высотах направлен с запада на восток. Такая идеализация использована для упрощения понимания эволюции облака при естественном развитии и активном воздействии.

Расчеты были проведены для развития облака в естественных условиях и при различных вариантах внесения частиц льдообразующего реагента. В случае моделирования воздействия на облако с использованием искусственных ледяных частиц принималось, что частицы льдообразующего реагента за считанные секунды превращаются в кристаллики.

Воздействие моделировалось на 30 минуте развития облака, заданием линейного источника $dx \cdot dy \cdot dz = 5,0 \times 0,5 \times 0,5$ км³, с концентрацией кристаллов $N = 10^7$ м⁻³.

На момент воздействия (30-я мин) параметры облака принимались равными: $W_m = 20$ м/с; $Q_m = 9$ г/м³; $Z_m = 45$ dBZ.

Изоповерхности отражаемости капель и крупных ледяных частиц ($d > 200$ мкм) в облаке на 35-й минуте изображены на рис. 4. Графический материал исследований представлен в программе 3D визуализации.

В каждой серии численных экспериментов предварительно проводился расчет формирования микроструктуры облака при естественном развитии. Было получено значение числа крупных градовых частиц, соответствующее естественному развитию облака. Затем проводились расчеты по перебору пространственного положения источника и его мощности.

По результатам численных экспериментов дана оценка изменения градоопасности облаков в зависимости от места внесения искусственных кристаллов и их концентрации.

Путем моделирования получено, что внесением в облако мелких ледяных кристаллов можно регулировать число образующихся в нем крупных градин. В зависимости от параметров источника искусственных кристалликов количество крупных градин может не только уменьшаться, но и увеличиваться (отрицательный эффект).

Численные исследования на основе изложенной модели с учетом особенностей формирования микроструктуры мощных облаков показали, что лучшим с точки зрения предотвращения образования крупных градин в случае площадного источника искусственных кристаллов является область, расположенная в центральной части зоны восходящих потоков на температурном уровне -10°C (область 2 на рис. 4).

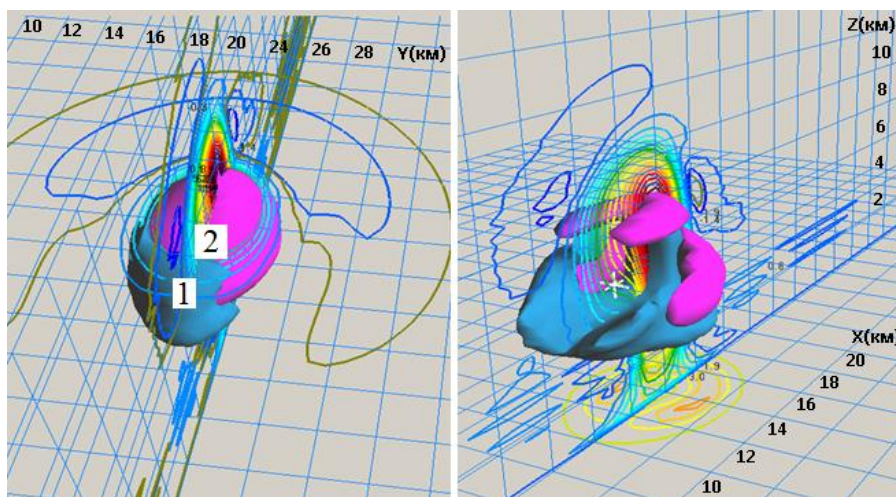


Рис. 4. Область образования и роста градин без АВ (слева) и при АВ (справа).

Области радиолокационной отражаемости капель (1) и крупных ледяных кристаллов (2). При АВ капли замерзают, поэтому в радиолокационной отражаемости капель на левом рисунке наблюдается большой провал.

Основные виды неустойчивости в градовом облаке связаны с наличием 1) переохлажденных капель, 2) пересыщенного пара, 3) смешанной фазы (капель и кристаллов).

При засеивании в указанной области происходит образование большого количества мелких кристаллов. Это приводит к нарушению равновесного состояния между жидкокапельной и кристаллической фазами: при достаточной концентрации искусственных кристаллов начинается сублимационный рост кристаллов за счет «перегонки»

пара с капель на кристаллы. Испарение капель приводит к понижению их температуры, в результате которого часть капель может дополнительно замерзать. Кроме этого, в результате увеличения размеров кристаллов происходит интенсивный захват ими переохлаждённых капель. Это также приводит к замерзанию последних.

Область внесения реагента по результатам расчетов должна быть расположена в центре облака, на температурном уровне $-10..-12^{\circ}\text{C}$, в области умеренных восходящих потоков (5—10 м/с) и больших значений коэффициента турбулентной диффузии ($> 300 \text{ м}^2\text{с}^{-1}$). Физика влияния искусственных ледяных частиц на микроструктуру облака заключается в том, что воздействие вблизи центральной наиболее водной части облака мелкими искусственными кристалликами в концентрации 10^6 м^{-3} приводит к частичной или полной ликвидации там жидкокапельной фракции, в результате чего число крупных градин, образующихся в облаке, уменьшается.

Заключение

На основе трехмерной модели конвективного облака с детальным описанием термодинамических, микрофизических и электрических процессов исследовано формирование градин при естественном развитии и активном воздействии. Определены микроструктурные параметры на стадии роста и максимального развития.

Внесением в облако искусственных ледяных кристаллов можно регулировать число образующихся в нем крупных градин. В зависимости от параметров источника искусственных кристалликов количество крупных градин может не только уменьшаться, но и увеличиваться.

Влияние искусственных ледяных частиц на микроструктуру облака заключается в частичной или полной ликвидации жидкокапельной фракции в области роста градин.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ашабоков Б. А., Шаповалов А. В.* (2008). Конвективные облака: численные модели и результаты моделирования в естественных условиях и при активном воздействии. — Нальчик: Изд-во КБНЦ РАН. 254 с.
- Ашабоков Б. А., Федченко Л. М., Шаповалов А. В., Езаова А. Г., Шаповалов М. А.* (2014). Численные эксперименты по исследованию формирования микроструктурных характеристик грозоградовых облаков // Известия вузов. Северо-Кавказский регион. Естественные науки. № 3. С. 40—44.
- Ашабоков Б. А., Шаповалов В. А., Езаова А. Г., Шаповалов М. А.* (2014). Исследование образования ледяной фазы в мощных конвективных облаках на основе трехмерной численной модели // Естественные и технические науки. № 5 (73). С. 78—83.
- Ашабоков Б. А., Шаповалов А. В.* (1996). Численная модель управления формированием микроструктуры градовых облаков // Известия АН. ФАО. Т. 32. № 3. С. 364—369.
- Коган Е. Л., Мазин И. П., Сергеев Б. Н., Хворостьянов В. И.* (1984). Численное моделирование облаков. — М.: Гидрометеиздат. 186 с.
- Мазин И. П., Шметер С. М.* (1983). Облака. Строение и физика образования. — Л.: Гидрометеиздат. 280 с.
- Сергеев Б. Н.* (1980). Численное моделирование образования дождя из капельного конвективного облака // Труды ЦАО. Вып. 137. С. 39—51.
- Khvorostyanov V. I., Curry Ju. A.* (2014). Thermodynamics, Kinetics, and Microphysics of Clouds. — UK: Cambridge University Press. 782 p.
- Reisin T., Tzivion S., Levin Z.* (1996). Seeding Convective Clouds with Ice Nuclei or Hygroscopic Particles: A Numerical Study Using a Model with Detailed Microphysics // Journal of Applied Meteorology. V. 35. P. 1416—1434.
- Smolarkiewicz P. K., Clark T. L.* (1985). Numerical Simulation of the Evolution of a Three-Dimensional Field of Cumulus Clouds. Part I: Model Description, Comparison with Observations and Sensitivity Studies // J. Atmos. Sci. V. 42. № 5. P. 502—522.
- Straka J. M.* (2009). Cloud and precipitation microphysics — Principles and parameterizations. — UK: Cambridge University Press. 407 p.
- Tao W. K., Li X., Khain A., Matsui T., Lang S., Simpson J.* (2007). The role of atmospheric aerosol concentration on deep convective precipitation: Cloud-resolving model simulations // J. Geophys. Res. V. 112. D24S18.

ИССЛЕДОВАНИЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ ГИГРОСКОПИЧЕСКИМИ РЕАГЕНТАМИ НА КОНВЕКТИВНОЕ ОБЛАКО ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Л. К. Белова, А. С. Дрофа

Научно-производственное объединение «Тайфун»
249038 Калужская обл., Обнинск, ул. Победы, 4
E-mail: adrofa@rpatyphoon.ru

Поступила в редакцию 20.06.2016

Одной из основных областей применения разработанной 3-мерной численной модели конвективного облака является исследование эффекта воздействия на облако гигроскопическими реагентами с целью получения дополнительных осадков.

Одним из первых, предложенных уже более 60 лет назад, методов увеличения осадков из конвективных облаков является воздействие на облако крупными гигроскопическими частицами с размерами до нескольких сотен мкм (Сталевич, 1972; Bruintjes, 1999; Шметер, Берюлев, 2005). Эти частицы вводятся в верхнюю часть облака и служат «зародышами» дополнительных дождевых капель. Поскольку образовавшиеся на введенных частицах капли крупнее остальных облачных капель, процессы коагуляции в облаке проходят более интенсивно, что приводит к образованию дополнительных осадков. Недостатком такого метода воздействия является то, что для достижения заметного эффекта воздействия требуется большое количество реагента, рассеять которое в облаке весьма затруднительно.

В последнее время повышенное внимание исследователей уделяется методу воздействия на облака мелкодисперсными гигроскопическими частицами, который успешно применялся для

увеличения осадков из конвективных облаков в ряде проектов (Mather et al, 1997; Woodley, Rosenfield, 2004; Шметер, Берюлев, 2005). Данный метод предполагает ввод в основание облака частиц гигроскопического реагента с размерами не более 10 мкм. Сущность этого метода воздействия состоит в трансформации спектра облачных капель на начальной стадии конденсации таким образом, чтобы интенсифицировать коагуляционные процессы в облаке и ускорить процессы осадкообразования.

Задача численного моделирования воздействия на конвективные облака мелкодисперсными гигроскопическими частицами решалась рядом авторов путем детального описания микрофизических процессов с учетом трансформации распределения капель по размерам (Cooper et al., 1997; Caro et al., 2002; Segal et al., 2004; Kuba, Murakami, 2010; Дрофа, 2010). В этих работах выяснен механизм воздействия гигроскопических частиц на формирование спектра облачных капель и получены условия, при которых такой метод воздействия может приводить к положительному результату. Показано, в частности, что с использованием данного метода можно получить значительное количество дополнительных осадков из облаков континентального типа с большой концентрацией облачных капель. С целью разработки оптимальной технологии воздействия для получения максимально возможного количества дополнительных осадков в настоящей работе с использованием 3-мерной численной модели конвективного облака проведено исследование эффекта воздействия на облако мелкодисперсными гигроскопическими частицами в зависимости от атмосферных условий и режима ввода частиц в облако.

В 3-мерной численной модели конвективного облака используется параметрическое описание микрофизических процессов в облаке, в котором облачные капли подразделяются на две фракции — собственно облачные и дождевые капли (Довгалюк и др., 2010). При параметрическом описании процесса формирования дождевых капель в ансамбле взаимодействующих между собой облачных капель (автоконверсия) широко используется формула Кесслера (Kessler, 1969):

$$\frac{dQ_r}{dt} = K(Q_c - Q_{сп}), \quad (1)$$

где Q_c и Q_r — водность облачных и дождевых капель;

K — величина, характеризующая интенсивность автоконверсии;

$Q_{сп}$ — пороговая водность облачных капель, при превышении которой начинает действовать механизм автоконверсии.

Значения коэффициентов K и $Q_{сп}$ могут варьироваться в зависимости от физико-географических условий и типа облаков. Для конвективных облаков континентального типа, характеризующихся большой концентрацией облачных капель (больше 500 см^{-3}), по результатам расчетов по одномерной модели с детальным описанием микрофизики определены следующие величины параметров автоконверсии: $K = 0,0002$ и $Q_{сп} = 2,6 \text{ г/м}^3$ (Беляева, Дрофа, 2011). Для конвективных облаков морского происхождения с концентрацией капель менее 100 см^{-3} интенсивность автоконверсии несколько больше $K = 0,001$, а порог автоконверсии меньше $Q_{сп} = 1,0 \text{ г/м}^3$. Тестовые расчеты с вышеприведенными параметрами автоконверсии показали достаточно хорошее соответствие с реально наблюдаемыми процессами осадкообразования в конвективных облаках различных типов.

В настоящей работе проведено исследование воздействия гигроскопическими реагентами на конвективные облака континентального происхождения при их различной мощности. Результаты получены для условий отсутствия горизонтального сдвига ветра в атмосфере. Параметры моделируемых облаков определяются задаваемой стратификацией температуры и влажности в атмосфере. Для моделирования облаков различной мощности использовались вертикальные профили температуры и влажности, типичные для неустойчивой стратификации атмосферы (см. рис 1).

До высоты 1 км вертикальный градиент температуры в приведенных профилях составляет $1,0^\circ\text{C}/100 \text{ м}$, выше этого уровня — $0,6^\circ\text{C}/100 \text{ м}$. Для моделирования облаков малой мощности на уровнях 4 км или 5 км вводился запирающий температурный слой с градиентом температуры $0,2^\circ\text{C}/100 \text{ м}$.

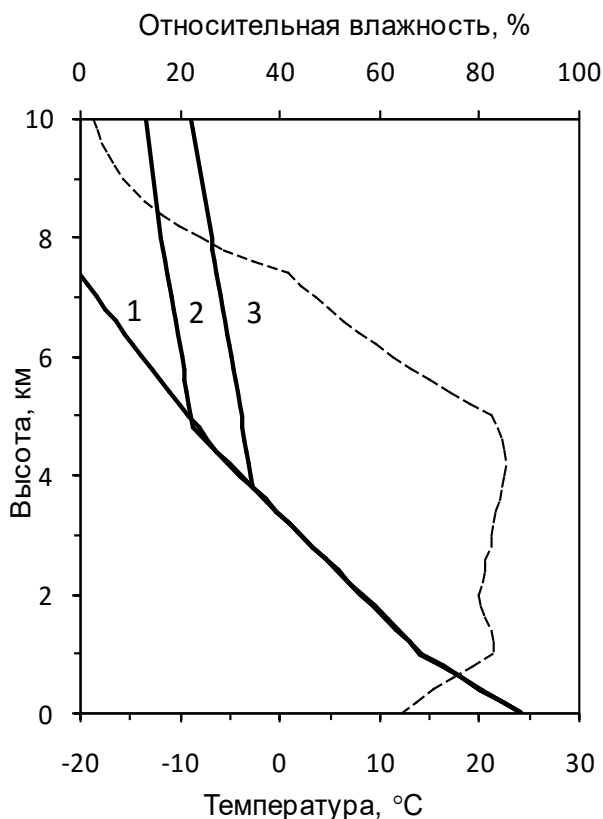


Рис. 1. Вертикальные профили температуры (сплошные кривые, шкала внизу) и относительной влажности воздуха (штриховые кривые, шкала сверху) для облака мощностью: 1 — 5,0 км, 2 — 4,2 км, 3 — 3,2 км.

В результате использования представленных данных при моделировании реализовались облака с нижней границей 800 м и высотой верхней границы от 4 до 6 км. Уровень нулевой изотермы для всех облаков находится на высоте 3,5 км. Температура в облаках не опускалась ниже -13°C . Такие облака можно считать теплыми, ледяные кристаллы в них практически не образуются.

Для инициализации конвекции в численной модели вблизи подстилающей поверхности задавалась ограниченная область перегрева воздуха. Форма перегрева имеет вид функции Гаусса. Величина перегрева вычисляется по методике (McNider and Kopp, 1990) и определяется тепловым потоком с подстилающей поверхности. Диаметр пятна перегрева в форме круга в представленных ниже результатах численного моделирования составлял 1,5 км. Для моделирования облаков различной мощности выбирались следующие значения среднего теплового потока с подстилающей поверхности — 100, 150 и 250 Вт/м². При данных тепловых потоках с использованием вертикальных профилей температуры и влажности, приведенных на рис. 1, моделировались осесимметричные облака мощностью 3,2, 4,2 и 5,0 км соответственно.

Расчетная область, в которой моделировалось конвективное облако, представляет собой параллелепипед с равномерной сеткой и пространственным шагом 200 м. Размеры расчетной области: $0 < x < 8$ км; $0 < y < 8$ км; $0 < z < 10$ км. При расчетах использовался постоянный шаг по времени, равный 0,3 с.

Вертикальные профили водности облачных капель, реализующиеся в моделируемых облаках, приводятся на рис. 2

Профили получены в центре моделируемых облаков в момент времени их максимального развития. Из наименее мощного облака осадки не выпадают. Из более мощных облаков выпадают осадки в виде дождя. Характеристики осадкообразования для всех моделируемых облаков приведены в табл. 1.

Поскольку эффект воздействия гигроскопическими реагентами в конечном счете заключается в интенсификации процессов осадкообразования, в 3-мерной численной модели воздействие гигроскопическими реагентами моделируется путем использования для описания процесса автоконверсии формулы Кесслера с соответствующим образом подобранными значениями коэффициентов. Для этого в систему уравнений микрофизического блока численной модели дополнительно вводится уравнение переноса частиц гигроскопического реагента, аналогичное уравнениям для других субстанций (Довгалюк и др., 2008).

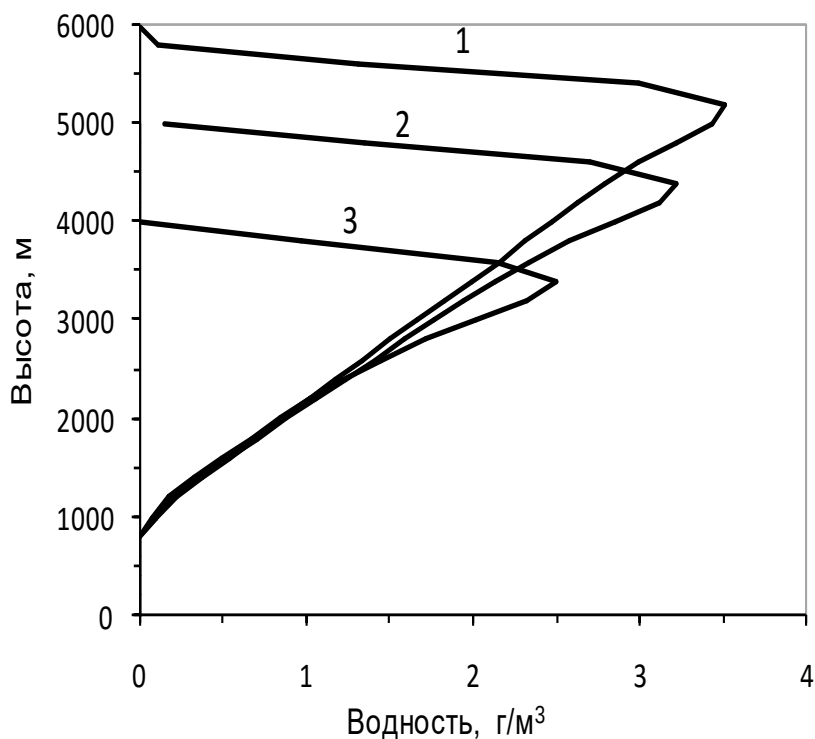


Рис. 2. Вертикальные профили водности облачных капель в моделируемых облаках.

Мощность облака: 1 — 5,0 км; 2 — 4,2 км; 3 — 3,2 км.

Таким образом рассчитывается перенос дополнительной субстанции — массовой концентрации гигроскопических частиц. Моделирование воздействия гигроскопическими частицами заключается в том, что в области облака, где находятся гигроскопические частицы, процесс осадкообразования описывается формулой Кесслера с параметрами автоконверсии, отличающимися по величине от параметров в фоновой облачной среде. В тех областях, где концентрация частиц превышает некоторое пороговое значение, формирование осадков рассчитывается по формуле Кесслера,

коэффициенты которой зависят от вида и количества гигроскопического реагента.

Таблица 1

**Характеристики осадков из облаков без воздействия (Ф)
и при воздействии соевым порошком (В)**

Мощность облака Характеристики	3,2 км		4,2 км		5,0 км	
	Ф	В	Ф	В	Ф	В
Максимальная водность облачных капель, г/м ³	2,7	2,4	3,2	2,8	3,6	3,1
Максимальная водность дождевых капель, г/м ³	—	0,6	1,6	2,1	1,7	2,6
Максимальная интенсивность дождя, мм/ч	—	8,8	30,3	45,1	47,0	74,0
Водозапас, мм	4,2	3,9	6,9	6,6	8,6	7,5
Влагосодержание, мм	56	56	59	59	62	62
Количество осадков, мм	—	2,0	2,9	6,5	3,9	7,3
Масса выпавшего дождя, тыс. т	—	1,9	7,3	12,1	18,7	24,2

В 3-мерной численной модели реализовано моделирование способа воздействия на конвективное облако мелкодисперсными гигроскопическими частицами с целью получения дополнительных осадков путем введения их в подоблачный слой (Mather et al, 1997). В качестве гигроскопического реагента используется полидисперсный солевой порошок, способ изготовления которого разработан в ФГБУ «НПО «Тайфун» (Дрофа и др., 2013). Данный порошок отличается от всех ранее использовавшихся гигроскопических реагентов оптимальной микроструктурой гигроскопических частиц для трансформации спектра облачных капель с целью интенсификации процессов коагуляции и последующего осадкообразования в

конвективных облаках. Результаты расчетов по модели облака с детальной микрофизикой показали, что в случае использования солевого порошка при формировании осадков происходит понижение порога и увеличение интенсивности автоконверсии (Беляева и др., 2013). По результатам расчетов с учетом детальной микрофизики (Беляева, Дрофа, 2011) были определены величины параметров автоконверсии при воздействии солевым порошком. Величина порога автоконверсии в данном случае оказалась равной $Q_{СП} = 2,2 \text{ г/м}^3$, а интенсивность автоконверсии K определяется массовой концентрацией вводимого солевого порошка $G \text{ (мг/м}^3\text{)}$:

$$K=0,00038+0,156G. \quad (2)$$

Следует отметить, что данные значения параметров автоконверсии относятся к конкретному виду гигроскопического реагента — солевого порошка. Для других гигроскопических реагентов коэффициенты автоконверсии необходимо уточнять. В модели расчеты формирования дождевых капель по формуле Кесслера с приведенными выше параметрами проводятся в той области облака, где концентрация гигроскопических частиц превышает пороговую величину $0,0005 \text{ мг/м}^3$. Тестовые расчеты, проведенные по разработанной полной численной модели облака, показали достаточно хорошее согласие с результатами исследований воздействия гигроскопическими реагентами на конвективные облака, полученными по моделям с детальным описанием микрофизики (Дрофа, 2010).

Воздействие солевым порошком на конвективное облако для получения дополнительных осадков предполагает введение реагента в подоблачный слой облака. При численном моделировании воздействия ввод реагента в моделируемое облако производится в определенный момент времени в слой толщиной 200 м на высоте 800 м. Место введения реагента в центре основания формирующегося облака, где наблюдается наибольшее развитие вертикального

воздушного потока. Горизонтальные размеры области воздействия по центру моделируемого облака варьировались от 400 до 2000 м.

Исследование эффекта воздействия солевым порошком на конвективные облака проводилась путем сравнения характеристик осадков, выпадающих из облака при воздействии солевым порошком и без воздействия (фоновое облако) — интенсивности и общего количества осадков под облаком, а также — полной массы воды, выпавшей из всего облака. Временной ход интенсивности осадков на земле под облаком мощностью 5 км при воздействии различным количеством солевого порошка показан на рис. 3. Время отсчитывается от момента образования облака. Солевой порошок вводился под облако на площади 800×800 м на 10-й минуте от начала формирования облака.

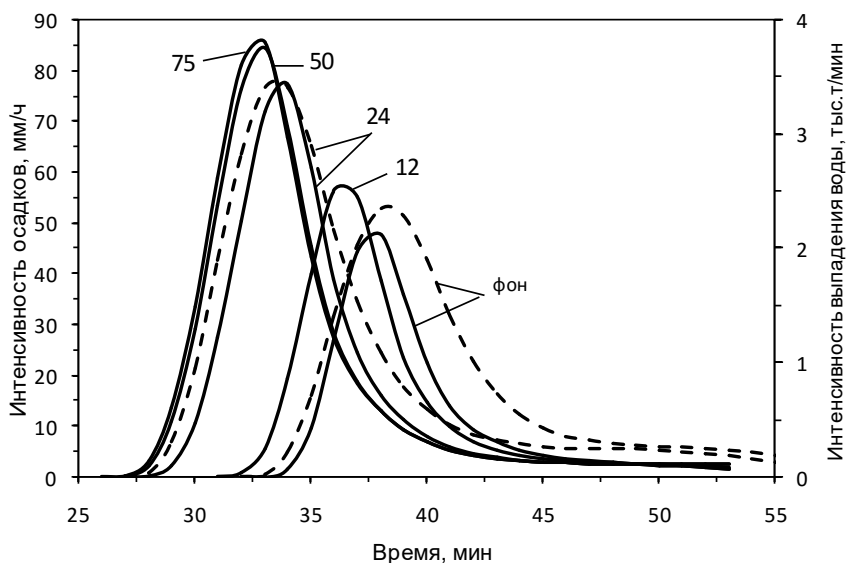


Рис. 3. Временной ход интенсивности осадков (сплошные кривые) и массы воды (штриховые кривые) при воздействии солевым порошком на облако мощностью 5 км.

Цифры у кривых — расход реагента, кг.

Как следует из рис. 3, дождь из данного облака начинает выпадать на 33-й минуте. Суммарное количество осадков, выпавших из фоновых облаков (без воздействия), составляет 4,6 мм. Воздействие солевым порошком приводит к более раннему выпадению осадков и к увеличению их суммарного количества. Так при расходе солевого порошка 24 кг из облака выпадает 8,3 мм осадков. Т. е. в результате воздействия на данное облако может быть получено около 3,7 мм дополнительных осадков. С увеличением массы вводимого реагента интенсивность осадков и их суммарное количество возрастает до определенного предела.

При расходах солевого порошка более 24 кг дальнейшее увеличение его количества приводит к незначительному увеличению дополнительных осадков. На рис. 3 приводятся также данные по изменению во время дождя массы воды, выпадающей из всего облака. Полная масса дождевой воды, выпавшей из фоновых облаков, составляет 18,7 тыс. т.

Полная масса дождевой воды из облака при воздействии 24 кг порошка — 24,2 тыс. т. Таким образом, в данном случае в результате воздействия получается 5,5 тыс. т дополнительной воды.

Для прогноза осадков и оценки количества осадков, которые могут выпасть из облаков, обычно используются данные о влагосодержании атмосферы и водозапасе облаков, рассчитываемые по данным радиозондирования или радиометрических измерений со спутников (Шишкин, 1981; Матвеев, 1984). Используя результаты численного моделирования, проанализируем процесс осадкообразования в облаке при его естественном развитии и при воздействии на него гигроскопическим реагентом. На рис. 4 приводятся результаты расчета эволюции влагосодержания вертикального столба атмосферы и содержания в этом столбе облачных и дождевых капель, полученных при моделировании конвективного облака мощностью 5 км. Расчеты выполнены для вертикального столба, расположенного в центре моделируемого облака.

Влагосодержание столба атмосферы вне облака составляет 41 мм. При формировании облака влагосодержание внутри облака

увеличивается за счет вовлечения в него водяного пара из окружающего пространства. Как показали расчеты, влагосодержание облака при его естественном развитии и при воздействии солевым порошком различается незначительно. Поэтому на рис. 4 временной ход изменения влагосодержания в обоих случаях показан одной кривой. В момент достижения облаком максимальной мощности влагосодержание столба воздуха в облаке достигает максимального значения 62 мм.

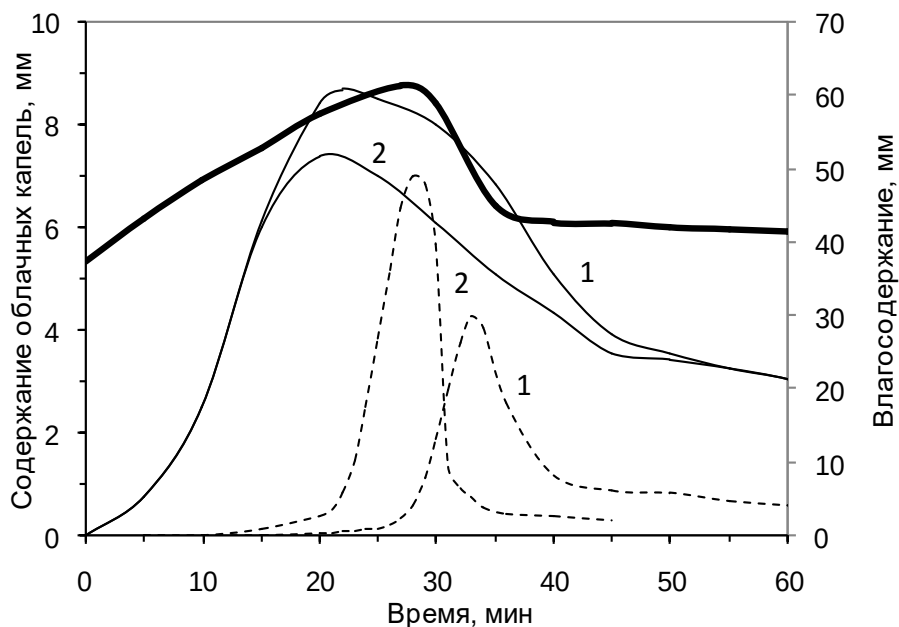


Рис. 4. Временной ход влагосодержания (жирная кривая, шкала справа), содержания облачных (сплошные кривые, шкала слева) и дождевых капель (штриховые кривые, шкала слева) в столбе атмосферы при эволюции облака мощностью 5,0 км. 1 – фоновое облако, 2 – облако при воздействии.

В дальнейшем по мере выпадения осадков и разрушения облака влагосодержание уменьшается до первоначальных значений. Таким образом для образования облака мощностью 5 км «израсходовано»

водяного пара массой, равной массе осажженного слоя воды толщиной 21 мм. Вследствие процессов конденсации водяного пара содержание облачных капель при формировании облака увеличивается до уровня, определяемого динамикой развития облака и его микрофизическими характеристиками.

В данном случае в фоновом облаке максимальное значение содержания облачных капель достигает 8,6 мм. Эта величина и является водозапасом облака, т. е. — наибольшей массой воды, которая может выпасть из облака в виде дождя. Как следует из рис. 4, процесс увеличения массы облачных капель прекращается с началом образования дождевых капель (через 20 мин после начала образования облака). Максимум содержания дождевых капель наблюдается на 33-й минуте развития облака. С этого момента времени осадки начинают выпадать на землю (см. рис. 3).

В процессе выпадения дождевых капель из облака содержание облачных капель в облаке уменьшается до значений, меньших 4 мм, при этом образование дождевых капель прекращается. По результатам моделирования облака малой мощности (3,2 км) при водозапасе 4,2 мм осадки облака не наблюдаются.

В процессе формирования осадков не все облачные капли превращаются в дождевые. Как видно из графиков рис. 4, максимальное содержание дождевых капель в облаке мощностью 5 км составляет 4,3 мм, что в 2 раза меньше, чем водозапас облака. Т. е. эффективность осадкообразования в данном случае составляет 0,5. При моделировании облака меньшей мощности 4,2 км эффективность осадкообразования оказалась равной 0,45.

Воздействие на данное облако солевым порошком массой 24 кг осуществлялось на 10 минуте с момента образования облака. Площадь засева подоблачного слоя — 800×800 м. В момент засева верхняя граница облака находилась на высоте 3,2 км. Дождевые капли в облаке начинают образовываться на 13 мин. Как видно из рис. 4, воздействие на облако приводит к уменьшению его водозапаса вследствие того, что преобразование облачных капель в дождевые наступает раньше, чем при естественном развитии облака. Напомним,

что пороговое значение автоконверсии при воздействии равно $Q_{сп} = 2,2 \text{ г/м}^3$, в то время, как в фоновом облаке $Q_{сп} = 2,6 \text{ г/м}^3$. Водозапас облака, подвергнутого воздействию, оказался равным 7,5 мм. Максимальное содержание дождевых капель при этом составляло 6,9 мм, т. е. больше, чем в фоновом облаке. Следовательно, ввод солевого порошка изменяет соотношение облачных и дождевых капель в облаке в сторону его увеличения. Эффективность осадкообразования в подвергнутом воздействию облаке оказалась равной 0,9. Т. е. несмотря на некоторое уменьшение водозапаса облака, эффективность осадкообразования в нем оказалась значительно выше, чем в фоновом облаке. Если же оценивать эффективность осадкообразования по отношению к фоновому облаку (с водозапасом 8,6 мм), то получим величину 0,8. Таким образом, следует заключить, что использование солевого порошка для воздействия приводит к повышению эффективности осадкообразования конвективного облака данной мощности от 0,5 до 0,8. Для облака мощностью 4,2 км воздействие солевым порошком приводит к повышению эффективности осадкообразования от 0,45 до 0,9. При воздействии на облако мощностью 3,2 км, из которого при естественном развитии осадки не выпадают, эффективность осадкообразования равна 0,47.

Следует отметить, что в реальных атмосферных условиях эффективность осадкообразования в конвективных облаках континентального типа обычно не превышает величину 0,3 (Шишкин, 1981). Расчеты по данной численной модели конвективного облака дают значительно большие значения. В связи с этим полученные величины эффективности осадкообразования при воздействии солевым порошком, по-видимому, также несколько завышены. Поэтому приведенные в настоящей статье численные данные по осадкам следует считать оценочными.

Анализ процессов осадкообразования показывает, что эффективность воздействия гигроскопическими реагентами существенным образом зависит от времени ввода солевого порошка в облако. Существует оптимальное время для введения реагента в

облако, при котором воздействие приводит к наибольшему положительному результату. В данном случае оптимальное время для введения реагента в облако — 10-я минута с момента формирования облака. При отклонении времени ввода реагента в облако от оптимального (опережение или запаздывание) эффект воздействия значительно уменьшается. При более раннем вводе реагента в облако преобразование облачных капель в дождевые и последующее их выпадение из облака начинается раньше. Вследствие этого водозапас подвергнутого воздействию облака, а также — количество выпадающих из него дополнительных осадков, оказывается меньше. При более позднем вводе реагента относительно оптимального времени дождевые капли образуются из фоновых облачных капель, и их содержание в основном определяется естественным развитием облака. Вследствие этого эффект воздействия проявляется значительно меньше. Как показали результаты моделирования, при вводе реагента в облако на 20 минуте после его образования, дополнительных осадков, обусловленных воздействием, практически не наблюдалось. К этому моменту времени облако достигло максимальной стадии своего развития и в нем начали формироваться дождевые капли еще до ввода реагента.

Результаты расчета количества осадков на земле при различных моментах ввода реагента в облако мощностью 4,2 км показаны на рис. 5.

Оптимальное время для введения реагента в это облако — 15 минута после начала формирования облака. Как видно из рисунка, при отклонении времени ввода реагента от оптимального на 5 минут эффект воздействия (дополнительное количество осадков) существенно уменьшается.

По результатам численного моделирования установлено, что оптимальное время ввода реагента в облако тем меньше, чем больше мощность подвергаемого воздействию облака. Это объясняется тем, что облака большей мощности развиваются быстрее, при более сильных вертикальных воздушных потоках. В связи с этим для получения максимально возможного положительного эффекта

воздействия на теплые конвективные облака следует использовать следующий критерий оптимального режима ввода реагента в облако — время, когда облако достигает мощности 2—2,5 км. Данный критерий подтверждается результатами численного моделирования для теплых конвективных облаков мощностью от 3 до 5 км.

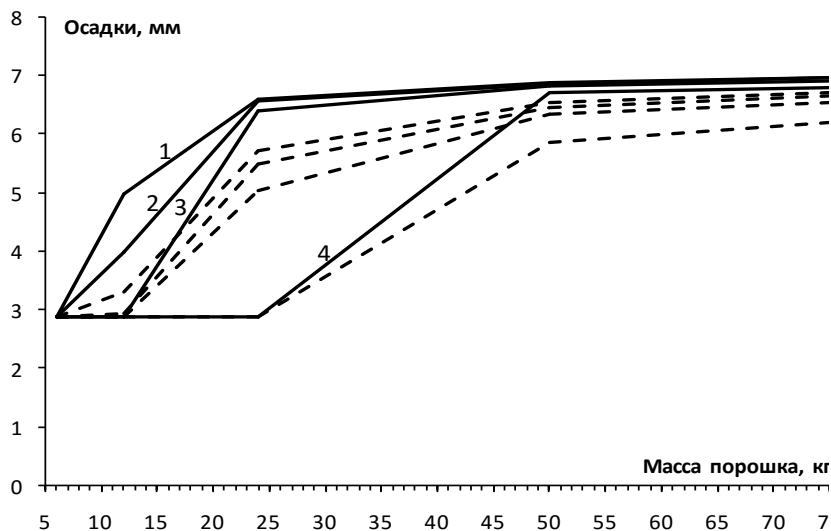


Рис. 5. Количество осадков из облака мощностью 4,2 км при воздействии солевым порошком.

Штриховые кривые — при времени ввода реагента, отличающегося от оптимального на ± 5 мин.

1 — площадь засева 400×400 м; 2 — площадь засева 800×800 м;

3 — площадь засева 1200×1200 м; 4 — площадь засева 2000×2000 м.

. На рис. 5 приводятся результаты расчета количества осадков на земле при различной площади засева облака солевым порошком. Горизонтальные размеры области восходящих воздушных потоков в данном облаке составляют около 1 км по диаметру. Как видно из графиков рис. 5, если площадь засева превышает размеры восходящего воздушного потока, эффект воздействия существенно

уменьшается вследствие того, что не весь порошок попадает в те области облака, где эффективно происходит преобразование облачных капель в дождевые. Предпочтительнее засеять реагентом возможно меньшую площадь под центральной частью облака. В этом случае, как видно из графиков рис. 5, и отклонение от оптимального времени ввода реагента на результат воздействия сказывается меньше.

Сводные результаты расчетов количества осадков и полной массы дождевой воды, выпадающих из облаков различной мощности, приводятся в табл. 1 для случая ввода в облако 24 кг солевого порошка при оптимальном времени воздействия. Приведенные данные подтверждают реальную возможность получения дополнительных осадков из теплых конвективных облаков с использованием метода воздействия мелкодисперсными гигроскопическими реагентами. При оптимальной технологии проведения работ по воздействию на облака средней мощности, из которых при естественном развитии выпадает относительно небольшое количество осадков, может быть получено почти в 1,5 раза больше осадков. При воздействии на облака малой мощности, которые при естественном развитии осадков не дают, также может быть получено существенное количество дополнительных осадков.

Полученные в настоящем работе результаты численного моделирования могут использоваться при разработке методики проведения работ по искусственному увеличению осадков в натурных условиях с целью получения наибольшего эффекта воздействия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Беляева М. В., Дрофа А. С. (2011). Численное моделирование конвективного облака с параметризованным описанием микрофизики / В сб.: Тезисы всероссийской конференции по физике облаков и активным воздействиям на гидрометеорологические процессы. Нальчик. 2428 октября 2011. — Нальчик: ВГИ. С. 12—15.

Беляева М. В., Дрофа А. С., Иванов В. Н. (2013). Эффективность стимулирования осадков из конвективных облаков солевыми порошками // Известия РАН. ФАО. Т. 49. № 2. С. 171—179.

Довгалак Ю. А., Веремей Н. Е., Владимиров С. А. и др. (2008). Концепция разработки трехмерной модели осадкообразующего конвективного облака 1. Структура модели и основные уравнения гидротермодинамического блока // Труды ГГО. Вып. 558. С. 102—143.

Довгалак Ю. А., Веремей Н. Е., Владимиров С. А. и др. (2010). Концепция разработки трехмерной модели осадкообразующего конвективного облака 2. Микрофизический блок модели // Труды ГГО. Вып. 562. С. 7—39.

Дрофа А. С. (2010). Исследование воздействия гигроскопическими частицами на теплое конвективное облако по результатам численного моделирования // Изв. РАН. ФАО. Т. 46. № 3. С. 348—362.

Дрофа А. С., Ераньков В. Г., Иванов В. Н., Шилин А. Г., Яскевич Г. Ф. (2013). Экспериментальные исследования эффективности воздействия солевыми порошками на конвективное облако для увеличения осадков // Известия РАН. ФАО. Т. 49. № 3. С. 327—335.

Матвеев Л. Т. (1984). Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. — Л.: Гидрометеиздат. 752 с.

Сталевич Д. Д. (1972). Вызывание искусственных осадков с помощью гигроскопических веществ // Труды ГГО. Вып. 278. С. 3—18.

Шишкин Н. С. (1981). К расчету водозапаса конвективных облаков над большими территориями // Труды ГГО. Вып. 439. С. 11—16.

Шметер С. М., Берюлев Г. П. (2005). Эффективность искусственной модификации облаков и осадков с помощью гигроскопических аэрозолей // Метеорология и гидрология. № 2. С. 43—60.

Bruintjes R. T. (1999). A Review of Cloud Seeding Experiments to Enhance Precipitation and Some New Prospects // Bul. Amer. Met. Soc. V. 80. № 5. P. 805—820.

Caro D., Wobrock W., Flossman A. I. (2002). A Numerical Study on the Impact Hygroscopic Seeding on the Development of Cloud Particle Spectra // J. Appl. Meteorol. V. 41. № 3. P. 333—350.

Cooper W. A., Bruintjes R. T., Mather G. K. (1997). Some calculations pertaining to hygroscopic seeding with flares // J. Appl. Met. V. 36. № 11. P. 1449—1469.

Kessler E. (1969). On the Distribution and Continuity of Water Substance in Atmospheric Circulation // Meteorological Monographs. V. 10. № 32. P. 84.

Kuba N., Murakami M. (2010). Effect of Hygroscopic Seeding on Warm Rain Cloud — Numerical Study Using a Hybrid Cloud Microphysical Model // Atmos. Chem. Phys. V. 10. P. 3335—3351.

Mather G. K., Terblanche D. E., Steffens F. E., Fletcher L. (1997). Results of the South African Cloud-seeding Experiments Using Hygroscopic Flares // J. Appl. Meteor. 1997. V. 36. P. 1433—1447.

McNider R. T., Kopp F. E. (1990). Specification of the scale and magnitude of thermals used to initiate convection in cloud models. // J. Appl. Meteor. V. 29. P. 99—104.

Segal Y., Khain A., Pinsky M. et al. (2004). Effect of Hygroscopic Seeding on Raindrop Formation as Seen from Simulation using a 2000 Bin Spectral Cloud Parcel Model // Atmos. Res. V. 71. P. 3—34.

Woodley W. L., Rosenfield D. (2004). The development and testing of a new method to evaluate the operation cloud seeding program in Texas // J. Appl. Met. V. 43. № 2. P. 249—263.

ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ ЧИСЛЕННОЙ ТРЕХМЕРНОЙ МОДЕЛИ КОНВЕКТИВНОГО ОБЛАКА

*Ю. А. Довгалоук¹, Н. Е. Веремей¹, С. А. Владимиров³, А. С. Дрофа⁶,
М. А. Затевахин², А. А. Игнатьев², В. Н. Морозов¹, Р. С. Пастушков^{3,4},
А. А. Синькевич¹, А. В. Шаповалов⁵*

¹Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова
194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7
e-mail: dovgaluk35@mail.ru, veremey@gmail.com,
vn_morozov@inbox.ru, sinkevich51@mail.ru

²АО «Атомпроект»
191036 Санкт-Петербург, 2-я Советская ул., 9/2а
e-mail: ignat2000@gmail.com, mike2404@yandex.ru

³Центральная аэрологическая обсерватория
141707 Долгопрудный, ул.Первомайская, 3
e-mail: vlaser753@mail.ru

⁴Московский физико-технический институт
141700 Долгопрудный, ул. Первомайская, 9
idreamdinadreami@mail.ru

⁵Высокогорный геофизический институт
360030 КБР, Нальчик, пр. Ленина, д.2;
e-mail: atajuk@mail.ru

⁶Научно-производственное объединение «Тайфун»
249038 Калужская обл., Обнинск, ул. Победы, 4
e-mail: adrofa@rpatyphoon.ru

Поступила в редакцию 6.06.2016
Поступила после доработки 4.07.2016

Введение

К настоящему времени усилиями четырех ведущих институтов Росгидромета (ГГО, ЦАО, ВГИ, НПО «Тайфун») под руководством

ГГО и при участии МФТИ разработана полная численная нестационарная трехмерная модель одноячейкового осадкообразующего конвективного облака с параметризованным описанием микрофизических процессов и с учетом процессов электризации.

Данная модель является эффективным инструментом изучения конвективных облаков (в том числе, осадкообразующих), как в естественном цикле их эволюции, так и в результате проведения активных воздействий (АВ). Как показано в предыдущих статьях, модель способна адекватно решать широкий круг фундаментальных и прикладных задач физики конвективных облаков. Она позволяет получать пространственно-временную изменчивость основных характеристик облака (вектор скорости, водность, ледность, объемная плотность заряда, напряженность электрического поля и др.) на разных стадиях его жизни.

В процессе разработки и реализации модели неизбежно возникали вопросы и проблемы, связанные с тем, что конвективное облако является исключительно сложным и многофакторным объектом. Проблемы связаны как с описанием физических процессов, так и с их численным моделированием, а также с интерпретацией получаемых результатов.

В настоящей статье изложены взгляды разработчиков модели на круг проблем, возникших в процессе ее развития и реализации, возможные способы их решения, а также связанные с этим перспективы дальнейшего развития модели.

1. Моделирование гидродинамики конвективных потоков

Разработанная численная нестационарная трехмерная модель описывает эволюцию отдельного одноячейкового конвективного облака. Между тем в природе имеет место образование и развитие мультячейковых и суперячейковых облаков, а также ансамблей конвективных облаков, в общем случае, взаимодействующих между собой (Шишкин, 1964; Шметер, 1972; Шметер, 1987). При этом сами взаимодействующие облака тоже могут быть мультячейковыми

(суперячейковыми). Особый интерес представляют так называемые фидерные облака, которые, взаимодействуя с более крупным соседним облаком, существенно усиливают его развитие (Rosenfeld et al., 2006; Karacostas et al., 2016; Краусс и др., 2012).

На сегодня в модели существует возможность моделирования системы облаков или мультячейковых облаков путем задания множественных возмущений поля температуры. Однако это потребует увеличения горизонтальных размеров области решения (от нескольких десятков — до нескольких сотен км), что при имеющихся в наличии вычислительных ресурсах практически неосуществимо. Еще более важной проблемой является то, что система взаимодействующих облаков (ячеек) качественно отличается от отдельного облака (ячейки), и при моделировании такой системы многие аспекты ее эволюции могут потребовать усовершенствования модели в физическом отношении. Особое внимание следует уделить тому физическому аспекту, что система взаимодействующих облаков оказывает влияние на состояние окружающей атмосферы. Таким образом, последнюю нельзя считать невозмущенной. Необходим учет обратных связей между состоянием облаков с одной стороны, и полями температуры и влажности в окружающей их среде с другой стороны.

Моделирование облачной конвекции начинается с ее инициализации, то есть, с задания начального возмущения полей скорости, температуры и (или) влажности (обычно вблизи подстилающей поверхности). Это нетривиальная задача, так как конкретные значения возмущений, а также их пространственно-временная изменчивость в реальных условиях зависят от многих факторов и, как правило, неизвестны. Существует целый ряд подходов к решению этой задачи (Klemp, Wilhelmson, 1978). В разработанной модели использовалась методика, предложенная в работе (McNider, Корр, 1990). При задании теплового потока у подстилающей поверхности, приводящего к возмущению поля температуры, использовалась эмпирическая формула, основанная на статистических данных. В дальнейшем для уточнения описания термических неоднородностей подстилающей поверхности необходимо провести

целый комплекс исследований; возможно привлечение дистанционных (в том числе спутниковых) данных о поле приземных температур в реальных условиях.

Начальными данными в модели являются вертикальные профили температуры, влажности и вектора скорости ветра, получаемые из данных радиовеетрового зондирования атмосферы. Интервал времени между запусками радиозондов составляет 6, 12 или 24 ч. Расстояние между пунктами зондирования иногда достигает многих сотен км. Полагается, что радиус репрезентативности одного зонда составляет 150 км для равнинной местности (для сложного рельефа — существенно меньше). Профили температуры и влажности в промежутке между двумя зондированиями могут существенно различаться, особенно в случае смены воздушных масс. Таким образом, данные об указанных профилях являются слишком разреженными как в пространстве, так и во времени. В исключительных случаях делается учащенное зондирование, однако оно требует дополнительных финансовых затрат. Решение этой проблемы возможно при привлечении спутниковых данных.

Одной из основных проблем при построении любых гидродинамических моделей воздушных движений является выбор способа описания турбулентности. Некоторые авторы (например, Пастушков, 2013) полагают, что практика решения проблемы замыкания системы уравнений (К-модель, используемая авторами, или К-ε модель) вызывает вопросы в части правомерности процедур осреднения. Однако альтернативная методика, основанная на решении исходных уравнений Эйлера на малых сетках, также имеет спорные и ограничивающие моменты, в первую очередь, в плане ресурсоемкости задачи.

Отметим также, что и в рамках К-модели остаётся ряд нерешённых вопросов. В частности, как правило (в том числе и в обсуждаемой модели) постулируется физически правдоподобная зависимость коэффициентов турбулентности от характерного масштаба турбулентных вихрей, полагаемого пропорциональным пространственному шагу вычислительной сетки, и от деформации поля скоростей. При таком подходе вычисление и интерпретация

скорости диссипации турбулентной энергии ε , необходимой для решения многих важных вопросов микрофизики (например, для описания контактных механизмов замерзания переохлаждённых облачных капель) становятся недостаточно обоснованными.

С учётом этого дальнейшее развитие модели могло бы быть обусловлено включением в неё уравнения для ε .

2. Моделирование микрофизических процессов в облаках

На протяжении многих лет между специалистами ведется дискуссия о достоинствах и недостатках моделей с детальным и с параметризованным описанием микрофизических процессов (Ашабоков, Шаповалов, 2008; Довгалюк и др., 2008).

К несомненным достоинствам моделей с детальной микрофизикой относится строгое описание как распределения облачных частиц по размерам, так и процессов, происходящих с частицами той или иной части спектра. Очевидными недостатками являются высокая требовательность модели к вычислительным ресурсам, а также трудности при интерпретации получаемых результатов.

Модели с параметризованной микрофизикой, напротив, сравнительно просты и имеют большее быстродействие (при тех же значениях шагов по координатам и времени). Результаты расчетов, как правило, легко понимаются и интерпретируются. Однако при их использовании приходится сталкиваться с определенными трудностями. Всегда следует внимательно исследовать вопрос, насколько в данном конкретном случае применимо упрощенное разбиение спектров частиц на облачные частицы и осадки. Особенно этот вопрос касается ледяной фазы, реальный спектр размеров которой весьма многообразен (не говоря уже об отклонении формы частиц от сферической). Иными словами, приходится считаться с тем, что, отказываясь от громоздкого в математическом отношении моделирования спектров и переходя к интегральным характеристикам, мы сталкиваемся с некоторыми погрешностями. Эти вопросы могут быть решены в дальнейшем путем сравнения

результатов расчетов по модели с экспериментальными данными наблюдений параметров облаков в реальных условиях.

Наряду с этим, по мнению специалистов ВГИ (Ашабоков, Шаповалов, 2008), детальное описание микрофизических процессов во многих случаях крайне важно при моделировании АВ. Таким образом, целесообразно параллельное развитие другой модели — с детальным подходом к описанию облачной микрофизики.

Дальнейшего исследования безусловно заслуживают вопросы целесообразности или даже необходимости перехода к двухпараметрическим описаниям пространственно-временной эволюции облачных элементов через их влагосодержание и концентрацию.

3. Моделирование электрических процессов

Эволюция конвективных облаков, как правило, сопровождается генерацией больших нескомпенсированных объемных зарядов и формированием сильных электрических полей. Поэтому полная модель конвективного облака должна содержать описание микрофизических процессов электризации облачных частиц и переноса зарядов.

Поскольку динамические, микрофизические и электрические процессы в облаках неразрывно связаны между собой, проблемы при описании электрических процессов рассматриваются в комплексе с вопросами, рассмотренными выше.

Так, одним из наиболее мощных механизмов электризации облака является контактное разделение зарядов при столкновении ледяных частиц между собой. Как показывают экспериментальные данные, интенсивность этого механизма существенно зависит от размеров взаимодействующих частиц (Takahashi, 1978; Scavuzzo et al., 1998; Saunders, Peck, 1998). В рассматриваемой модели, как уже упоминалось, используется параметризованное описание микрофизических процессов (Веремей и др., 2007). Ледяные частицы в облаке разделены на две фракции: облачные ледяные кристаллы и град (круп). Внутрифракционное взаимодействие частиц в явном

виде не учитывается. Таким образом, взаимодействие «лед – лед» может происходить только между упомянутыми двумя фракциями. Поскольку облачные ледяные кристаллы обычно образуются при очень низких температурах (в вершине облака), а градины, напротив, выпадают вниз, эти фракции редко оказываются в одной и той же области пространства. Поэтому в ряде случаев интенсивность механизма «лед – лед» оказывается недооцененной.

В качестве решения этой проблемы, не выходя за рамки параметризованного подхода, предполагается в перспективе увеличить количество ледяных фракций за счет разделения осадков на град и крупу.

Следующей проблемой является описание коронных разрядов. Известно, что этот механизм часто способствует образованию сильных электрических полей (Синькевич и др., 2004; Синькевич, Довгалюк, 2013). Возможность искусственного задания повышенной интенсивности ионообразования в модели (для моделирования коронного разряда) на данный момент имеется. Однако необходим учет взаимосвязи между микрофизическими процессами в облаке и процессами коронирования.

Необходимо более полно описать обратные связи между электрическими и неэлектрическими процессами, в частности, влияние зарядов частиц и внешнего электрического поля на фазовые переходы и коагуляцию.

4. Моделирование активных воздействий на конвективные облака и осадки

Одним из основных прикладных аспектов численного моделирования облаков является применение моделей в теории и практике АВ.

Обобщая все полученные в ЦАО с использованием обсуждаемой модели результаты, можно утверждать, что максимальное увеличение количества конвективных осадков по сравнению со случаем естественного цикла развития может составлять 10—20 %. При этом максимальный эффект достигается при комбинированном АВ

льдообразующими и гигроскопическими веществами. Детальнее вопрос рассмотрен в статье (Владимиров, Пастушков, 2016).

Однако есть все основания для физически обоснованных предположений о возможности корректировки этого результата. Существенные коррективы могут быть внесены как за счет более полного учёта свойств окружающей атмосферы (учета дивергенции внешнего поля ветра и его вертикального сдвига), так и за счет более адекватного описания гидродинамических и микрофизических процессов (например, учёта многоячейковости, расчета концентраций облачных элементов, поля атмосферного аэрозоля, в том числе при АВ).

В связи с последним обстоятельством вполне оправданным может быть мнение (Пастушков, 2016) о необходимости приоритетного развития численных моделей АВ. В этом случае гидродинамический и, естественно, микрофизические блоки общей модели должны будут корректироваться или разрабатываться с учётом требований разработанных ранее моделей собственно АВ.

Отметим также и то, что в современных моделях, в том числе и в рассматриваемой, одним из нерешённых является вопрос моделирования начальной фазы АВ (Пастушков, 2013), в котором можно выделить два аспекта.

Первая (чисто вычислительная) часть этого вопроса обусловлена тем, что размеры пространственных шагов используемых сеток как минимум сопоставимы с характерными размерами области АВ. Следствием этого является достаточно грубое осреднение (фактически ослабление) как самого воздействия (во всяком случае, его начальной фазы), так и его результатов. Решением указанной проблемы может оказаться использование вложенных сеток.

Вторая часть этого вопроса порождается, как правило, отсутствием в модели уравнений, описывающих пространственно-временную эволюцию поля воздействующего аэрозоля. Как следствие, нерешённым остаётся один из фундаментальных вопросов теории АВ о том, какая часть воздействующего аэрозоля расходуется на стимулирование замерзания переохлаждённых облачных капель, а какая идёт на зарождение новых ледяных кристаллов.

Вместе с тем, в определенном приближении возможно рассмотрение АВ в модели, как изменение некоторых используемых при параметризации параметров в заданной пространственно-временной области (Владимиров, Пастушков, 2016). Это может дать полезные сведения для оптимального определения места и времени проведения АВ при различных ситуациях развития конвективного облака и оценку количественного эффекта АВ.

Моделирование АВ на облака гигроскопическими реагентами выполнялось в НПО «Тайфун». Поскольку эффект воздействия гигроскопическими реагентами в конечном счете заключается в интенсификации процессов осадкообразования, методика моделирования воздействия гигроскопическими реагентами в численной трехмерной модели конвективного облака разработана на основе использования формулы Кесслера для описания процессов автоконверсии (Довгалюк и др., 2010). Моделирование воздействия заключается в том, что в той области облака, где находятся гигроскопические частицы, процесс осадкообразования описывается формулой Кесслера с параметрами автоконверсии, отличающимися по величине от параметров в фоновой облачной среде. Значения этих параметров для конвективных облаков различного типа и различных гигроскопических реагентов определяются на основе расчетов эволюции спектра размеров капель в ограниченном облачном объеме по моделям с детальным описанием микрофизики (например, Владимиров, 2005; Дрофа, 2010). Использование данной методологии позволяет исследовать процесс осадкообразования в конвективных облаках при их естественном развитии и при различных режимах воздействия на них гигроскопическими реагентами.

Таким образом, методология моделирования в численной трехмерной модели конвективного облака воздействия гигроскопическими реагентами в основном разработана.

Дальнейшее совершенствование трехмерной модели в части, касающейся воздействия гигроскопическими реагентами, связано с уточнением описания механизмов воздействия на облачную среду различными гигроскопическими реагентами. Необходимо также разработать способы моделирования схем и режимов воздействий, в

наибольшей степени соответствующих условиям, реализующимся в практике работ по воздействию. Результаты дальнейших численных экспериментов должны послужить основой для выработки оптимальной технологии активных воздействий на конвективные облака при различных условиях.

5. Численная схема решения

Система уравнений сформулирована в полной постановке без наложения ограничений, которые были бы применимы лишь для узкого диапазона условий.

Для численного решения уравнений движения, неразрывности и энергии была использована классическая схема Маккормака (MacCormack, 1969) второго порядка точности по времени и по координате. Указанная схема наиболее оптимальна, так как требует минимального числа вычислительных операций на один шаг по времени, а также хорошо распараллеливается. На дозвуковых течениях схема является сугубо монотонной.

К основным недостаткам схемы Маккормака, которая является явной, следует отнести ограничение на шаг по времени из-за необходимости описания звуковых волн. Однако этот недостаток отчасти нивелируется тем, что в любом случае малый (0,02—0,1 с) шаг по времени требуется для реализации микрофизического блока.

Замедление скорости расчетов компенсируется за счет распараллеливания задачи. В конечном итоге, скорость расчетов при прочих равных условиях будет определяться быстродействием используемой электронно-вычислительной техники, а также количеством имеющихся в распоряжении процессоров для распараллеливания. Так, в настоящее время при расчетах на суперкомпьютере «Ломоносов» (Воеводин и др., 2012) при распараллеливании на 400 процессоров характерное время счета составляет порядка 6—24 ч.

Работа подготовлена при финансовой поддержке РФФИ, гранты 16-05-0019_а, 15-55-45026 ИНД_а, 15-05-05719_а.

Работа выполнена с использованием ресурсов суперкомпьютерного комплекса МГУ имени М.В. Ломоносова (Воеводин и др., 2012).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ашабоков Б. А., Шаповалов А. В. (2008). Конвективные облака: численные модели и результаты моделирования в естественных условиях и при активном воздействии. — Нальчик: Изд-во КБНЦ РАН. 252 с.

Веремей Н. Е., Довгалюк Ю. А., Морозов В. Н. (2007). О параметризации микрофизических процессов электризации в трехфазной модели конвективного облака // Метеорология и гидрология. № 10. С. 42—54.

Владимиров С. А. (2005). Численное моделирование воздействия на процесс образования осадков в конвективных облаках с помощью засева гигроскопическими аэрозолями // Метеорология и гидрология. № 1. С. 58—69.

Владимиров С. А., Пастушков Р. С. (2016). Комплексный метод активных воздействий на конвективные облака с целью регулирования осадков. Трёхмерное численное моделирование // Труды ГГО. Вып. 582. С. 116—127.

Воеводин Вл. В., Жуматый С. А., Соболев С. И., Антонов А. С., Брызгалов П. А., Игнатенко Д. А., Стефанов К. С., Воеводин Вад. В. (2012). Практика суперкомпьютера «Ломоносов» // Открытые системы. — Москва: Издательский дом «Открытые системы». 7 с.

Довгалюк Ю. А., Веремей Н. Е., Владимиров А. С., Дрофа А. С., Затевахин М. А., Игнатьев А. А., Морозов В. Н., Пастушков Р. С., Синькевич А. А., Стасенко В. Н., Степаненко В. Д., Шаповалов А. В., Щукин Г.Г. (2008). Концепция разработки трехмерной модели осадкообразующего конвективного облака. I. Структура модели и основные уравнения гидротермодинамического блока // Труды ГГО, Вып. 558. С. 102—142.

Довгалюк Ю. А., Веремей Н. Е., Владимиров С. А., Дрофа А. С., Затевахин М. А., Игнатьев А. А., Морозов В. Н., Пастушков Р. С., Синькевич А. А., Стасенко В. Н., Степаненко В. Д., Шаповалов А. В., Щукин Г. Г. (2010). Концепция разработки трехмерной модели осадкообразующего конвективного облака. II: Микрофизический блок модели // Труды ГГО. Вып. 562. С. 7—39.

Дрофа А. С. (2010). Исследование воздействия гигроскопическими частицами на теплое конвективное облако по результатам численного моделирования // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 46. № 3. С. 348—362.

Краусс Т. В., Синькевич А. А., Гхулам А. С. (2012) Радиолокационные исследования слияния облаков // Метеорология и гидрология. № 9. С. 42—57.

Пастушков Р. С. (2016). Модель активных воздействий на конвективные облака льдообразующими аэрозолями. Современное состояние и перспективы развития // Труды ГГО. Вып. 582. С. 128—157.

Пастушков Р. С. (2013). Численное моделирование активных воздействий на конвективные облака: актуальные направления, нерешенные задачи, возникающие вопросы (по публикациям 2007—2010 гг.) / Доклады Всероссийской конференции по физике облаков и активным воздействиям на гидрометеорологические процессы. Нальчик, 24—28 октября 2011 г. — Нальчик: ООО «Печатный двор». С. 16—25.

Синькевич А. А., Довгалоук Ю. А. (2013). Коронный разряд в облаках. // Радиофизика. Т. LVI. № 11—12. С. 1—12.

Синькевич А. А., Довгалоук Ю. А., Степаненко В. Д. (2004). Результаты теоретических и экспериментальных исследований влияния коронного разряда на электризацию частиц и фазовые переходы воды в облаках (обзор работ ГГО). / В сб. статей «Вопросы физики облаков». — СПб: Гидрометеиздат. С. 109—123.

Шишкин Н. С. (1964). Облака, осадки и грозовое электричество. Л.: Гидрометеиздат. 351 с.

Шметер С. М. (1972). Физика конвективных облаков. — Л.: Гидрометеиздат. 220 с.

Шметер С. М. (1987). Термодинамика и физика конвективных облаков. — Л.: Гидрометеиздат. 287 с.

Karacostas T., Spiridonov V., Bampzelis D., Pytharoulis I., Tegoulas I., Tympanidis K. (2016). Analysis and numerical simulation of a real cell merger using a three-dimensional cloud resolving model // Atmospheric Research. № 169. P. 547—555.

Klemp J. B., Wilhelmson R. B. (1978). The simulation of three-dimensional convective storm dynamics // J. Atmos. Sci. V. 35. № 6. P. 1070—1096.

McNider R. T., Kopp F. J. (1990). Specification of the scale and magnitude of thermals used to initiate convection in cloud models. // J. Appl. Meteor. V. 29. P. 99—104.

Rosenfeld D., Woodley W. L., Krauss T., Makitov V. (2006). Aircraft Microphysical Documentation from Cloud Base to Anvils of Hailstorm Feeder Clouds in Argentina // Journal of Applied Meteorology and Climatology. V. 45. P. 1261—1281.

Scavuzzo C. M., Masuelli S., Caranti G. M., Williams E. R. (1998). A numerical study of thundercloud electrification by graupel-crystal collisions // J. Geophys. Res. V. 103. № D12. P. 13.963—13.973.

Saunders C. P. R., Peck S. L. (1998). Laboratory Studies of the influence of the time accretion rate on charge transfer during crystal-graupel collisions // J. Geophys. Res., V. 103. № D12. P. 13.949—13.956.

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

ИЗМЕНЯЕТСЯ ЛИ УСИЛЕНИЕ ПОТЕПЛЕНИЯ В АРКТИКЕ ПРИ СОКРАЩЕНИИ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА?

А. В. Байдин, В. П. Мелешко, Т. В. Павлова, В. А. Говоркова

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова

194021, Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7

E-mail: baidin@main.mgo.rssi.ru

Поступила в редакцию 14.06.2016

Введение

Морской лед в Арктике играет важную роль в формировании климата. Данные наблюдений за последние три десятилетия показывают, что потепление в Арктике происходило быстрее глобального в нижней тропосфере. Оно вызвано совместным действием глобального потепления в результате роста парниковых газов в атмосфере и сокращения ледяного покрова. В научной литературе это явление обычно называют арктическим усилением потепления. По данным наблюдений оно проявляется в течение года, но особенно хорошо выражено осенью и зимой (Screen et al., 2012). Относительный вклад различных физических процессов и обратных связей в формирование арктического усиления потепления широко обсуждается в научной литературе (Johannessen et al., 2004; Serreze & Francis, 2006; Bekryaev et al., 2010; Screen & Simmonds, 2010; Serreze & Barry, 2011; Cohen et al., 2014; Döscher et al., 2014). В настоящее время не существует единой позиции относительно того, какие механизмы являются определяющими в формировании арктического усиления потепления. Предложен ряд концепций, устанавливающих причинно-следственные связи между различными механизмами и физическими процессами, среди которых важная роль отводится солнечной и длинноволновой радиации и связанными с ними изменениями альбеда

поверхности, водяного пара и облачности, а также переноса тепла из океана в атмосферу (Manabe & Wetherald, 1975; Winton, 2006; Crook et al., 2013; Taylor, 2013; Graversen & Wang, 2009; Graversen et al., 2014; Pithan & Mauritsen, 2014). При этом отмечается, что сокращение площади морского льда играет определяющую роль в росте теплообмена между океаном и атмосферой и усилении потепления. С 1979 года, когда начались систематические наблюдения за ледяным покровом со спутников, протяженность морского льда в сентябре в Арктике, согласно данным Национального центра по снегу и льду США (NSIDC), сокращалась на $13,4 \pm 2,7$ % за десятилетие по отношению к средней его протяженности за период 1981—2010 гг. (Fetterer et al., 2002).

Сокращение площади морского льда и уменьшение альбедо водной поверхности способствовали увеличению поглощения солнечной энергии верхним слоем океана и росту его температуры летом. Однако осенью, когда температура воздуха оказывается ниже температуры океана, поглощенное летом тепло передается в атмосферу посредством радиационного излучения, а также явного и скрытого турбулентных потоков тепла, которые вызывают нагрев нижнего слоя атмосферы. Тепло, накопленное в океане, также вызывает более позднее образование ледяного покрова и уменьшение его толщины. Увеличение площади открытой воды способствует росту температуры и влагосодержания атмосферы над океаном и примыкающими к нему территориями континентов. Таким образом ледяной покров, с одной стороны, подвергается воздействию со стороны атмосферы, а с другой стороны, сам оказывает влияние на атмосферу, усиливая ее потепление (Serreze & Barry, 2011; Cohen et al., 2014).

Помимо локальных процессов, действующих у поверхности раздела океан-атмосфера, большую роль в росте температуры полярной атмосферы играет рост меридионального переноса тепла и водяного пара с юга на север в результате глобального потепления климата (Hwang et al., 2011; Screen et al., 2012; Cohen et al., 2014).

В некоторых работах отмечалось, что арктическое усиление потепления, по-видимому, будет изменяться по мере сокращения

ледяного покрова в XXI веке (Serreze and Barry, 2011; Francis & Vavrus, 2012). Несмотря на многочисленные работы, посвященные изучению роли усиления потепления в общей циркуляции атмосферы, до сих пор остается не ясным вопрос как будет оно меняться в ближайшие десятилетия. Другими словами, будет ли возрастать или убывать усиление потепления при сокращении площади морского льда в Арктике до конца этого столетия?

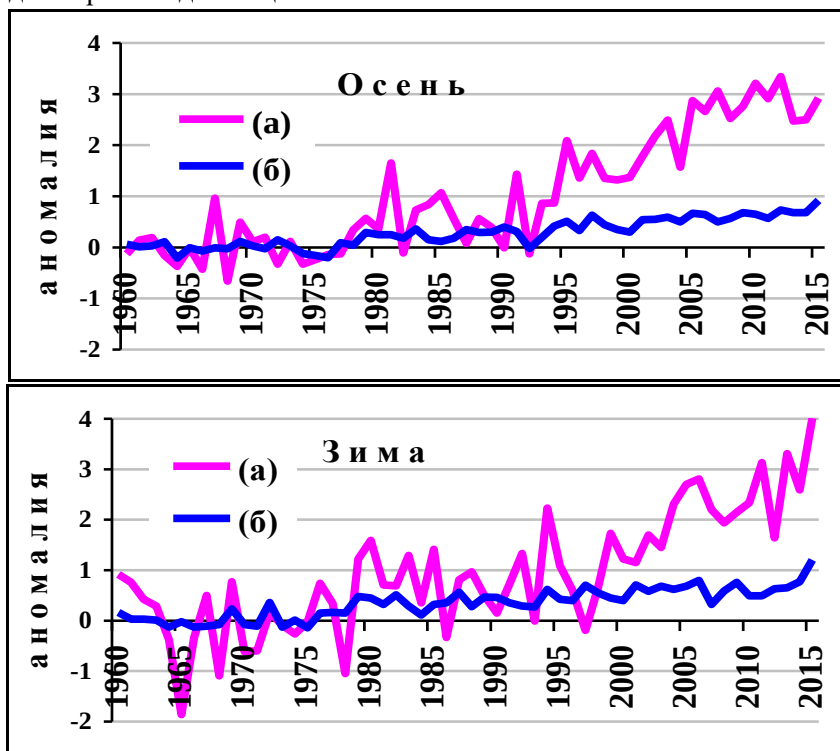


Рис. 1. Временной ход аномалии приземной температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$) осенью и зимой: (а) полярная область 60° с.ш. -90° с.ш., (б) глобальная область, полученный по данным реанализа JRA55 (Kobayashi et al., 2015).

Аномалии вычислялись относительно средних температур за период 1960-1969 гг.

На рис. 1 показан временной ход аномалии температуры приземного воздуха осенью и зимой 1960—2015 гг. в полярной

области 60°—90° с. ш. и на Земном шаре, полученные по данным реанализа JRA-55 (Kobayashi et al., 2015). Наблюдения показывают, что усиление потепления в нижней тропосфере Арктики начинает проявляться во все сезоны с середины 1990-х годов, но особенно хорошо оно выражено осенью и зимой, чему, по-видимому, способствовали такие факторы, как замедление глобального потепления климата после 1998 года и непрерывное потепление Арктики и сокращение площади морского льда.

Наряду с глобальным потеплением и сокращением ледяного покрова в Арктике за последние два десятилетия возросла повторяемость экстремально холодных режимов погоды зимой в Евразии и Северной Америке. Научным сообществом был высказан ряд гипотез, устанавливающих связи между усилением арктического потепления и сокращением ледяного покрова, с одной стороны, и ростом повторяемости экстремально холодных зим в средних широтах Северного полушария, с другой. На рис. 2 показаны сезонные тренды приземной температуры воздуха за два периода: 1966—1990 гг. и 1991—2015 гг., полученные по данным реанализа JRA-55.

Из рисунков следует, что наибольшее потепление в Северном ледовитом океане и Евразии наблюдалось осенью 1991-2015 гг. по сравнению с предыдущим периодом 1966—1990 гг. Однако зимой наряду с потеплением в полярном бассейне, наблюдались случаи более частых похолоданий в Евразии, вызванные вторжениями холодных воздушных масс на континент с Арктики. В последнее десятилетие изучению причин этого необычного явления посвящены многочисленные публикации. Вызвано ли наблюдаемое похолодание в Евразии и Северной Америке сокращением ледяного покрова в Арктике или является результатом естественной изменчивости климатической системы, остается открытым вопросом. На эту тему ведутся активные дискуссии в научной литературе.

Цель настоящей работы — оценить арктическое усиление потепления и его возможные изменения в XXI веке, вызванные глобальным антропогенным воздействием, используя для этой цели данные расчетов климата в рамках пятой фазы программы сравнения моделей климата CMIP5 (Taylor et al., 2012).

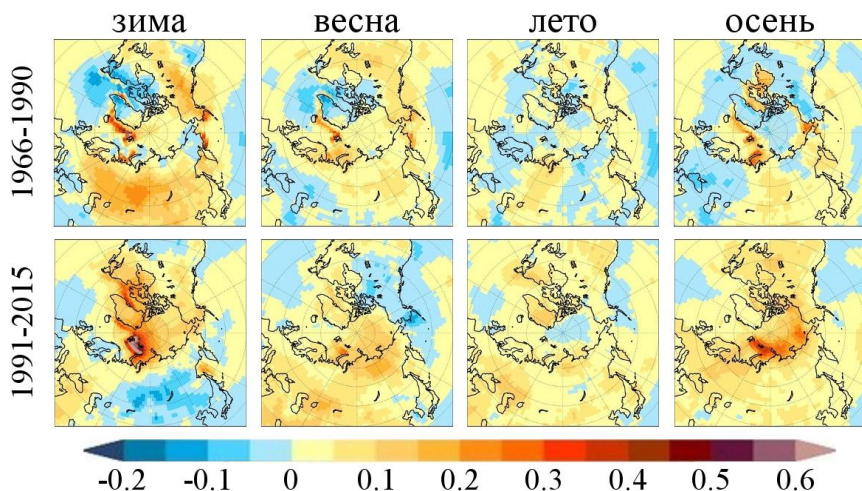


Рис. 2. Сезонные линейные тренды приземной температуры воздуха (°C за 10 лет) за 25-ти летние периоды 1966—1990 гг. и 1991—2015 гг., рассчитанные по данным реанализа JRA-55 (Kobayashi et al., 2015).

1. Результаты расчета

Причинами потепления и похолодания Арктики в прошлом и настоящем были несколько факторов разной степени значимости: внутренние многолетние колебания циркуляции Мирового океана, внешние естественные изменения солнечной и вулканической активности и за последние десятилетия — глобальное антропогенное воздействие в результате роста парниковых газов в атмосфере. Хотя последний фактор, по-видимому, является основным, оценить его влияние на усиление потепления по данным наблюдений чрезвычайно сложно вследствие большой естественной изменчивости атмосферной циркуляции и короткого ряда наблюдений за температурой в полярной области (Johannessen et al., 2004; Cohen et al., 2014; Suo et al., 2013).

Изучению влияния усиления потепления в Арктике на циркуляцию атмосферы и экстремальные режимы погоды средних

широт уделяется большое внимание, однако полученные до сих пор результаты носят противоречивый характер. Более того, остается неясным вопрос — как будет изменяться само усиление потепления в результате сокращения ледяного покрова в Арктике. В некоторых работах утверждается, что арктическое усиление станет еще более выраженным при дальнейшем сокращении ледяного покрова (Serreze and Barry, 2011; Francis and Vavrus, 2012). Однако эти утверждения не основаны на результатах модельных исследований. Вместе с тем расчеты прошлого и будущего климатов по совместным моделям CMIP5, позволяют определить зависимость усиления потепления от изменения площади морского льда в Арктике при заданных сценариях глобального антропогенного воздействия на климатическую систему. Поскольку усиление потепления в отдельных моделях может зависеть от методов параметризации физических процессов и связанных с ними обратных связей, мы оценивали интегральное усиление по ансамблю моделей CMIP5. В этом случае систематические ошибки отдельных моделей становятся, как правило, случайными и потому исключаются из рассмотрения.

Сезонные тренды приземной температуры воздуха рассчитывались в полярной области ($60\text{--}90^\circ$ с. ш.) и на земном шаре для двух 50-летних периодов 1990—2039 гг. и 2050—2099 гг. по ансамблю из 30-ти моделей CMIP5 с учетом сценария радиационного воздействия RCP8.5. При этом сценарии годовая и сезонная протяженность морского льда изменяется в достаточно широких пределах в XXI столетии, что является важным для данного исследования. Так, ансамблевые расчеты показывают, что 27 из 30 моделей (90 %) воспроизводят безледные условия во второй половине XXI века. Два периода были разделены интервалом 10 лет с целью увеличения различий в трендах ледяного покрова в Арктике для первой и второй половины XXI века. Индекс арктического усиления потепления определялся как отношение трендов приземной температуры воздуха в полярной области к трендам температуры на земном шаре. Сезонные и за год индексы усиления рассчитывались для каждой модели и затем осреднялись по всему ансамблю.

В таблице 1 даются сезонные и средние за год значения индекса усиления потепления и их стандартные отклонения для двух 50-летних периодов, а также показано во сколько раз изменяется сезонная протяженность ледового покрова во второй период по сравнению с первым.

Таблица 1

Сезонные и годовые индексы арктического усиления потепления и их стандартные отклонения, полученные из расчетов по 30 моделям CMIP5 с учетом сценария RCP8.5 для двух временных периодов XXI в.

В нижней строке показано во сколько раз сокращается сезонная протяженность морского льда (ΔMJI) во второй период по сравнению с первым в полярной области 60—90° с. ш.

Периоды	Зима	Весна	Лето	Осень	Год
1990—2039 гг.	$2,7 \pm 0,3$	$2,0 \pm 0,3$	$1,2 \pm 0,3$	$2,6 \pm 0,3$	$2,1 \pm 0,2$
2050—2099 гг.	$2,8 \pm 0,5$	$1,9 \pm 0,4$	$1,3 \pm 0,2$	$1,8 \pm 0,3$	$2,0 \pm 0,3$
ΔMJI	1,4	1,2	2,2	3,8	1,6

Из таблицы следует, что индекс усиления имеет максимальные значения осенью и зимой и минимальные летом в оба периода. Важно также отметить, что годовые и сезонные различия соответствующих индексов усиления в двух периодах оказываются существенно меньшими, чем их стандартные отклонения и они практически не меняются зимой, весной и летом при сокращении среднего за год ледяного покрова в полярном бассейне в 1,6 раза во втором периоде. Однако осенью усиление потепления уменьшается на 30 % при сокращении протяженности ледяного покрова в 3,8 раза.

С другой стороны, летом усиление потепления не изменилось, хотя протяженность льда сократилась в 2,2 раза. Это может быть обусловлено тем, насколько существенно изменяется теплообмен между океаном и атмосферой при сокращении ледяного покрова. Чем больше увеличивается теплообмен при одинаковом сокращении площади льда, тем активнее начинают участвовать в этом обмене обратные связи. В результате такого взаимодействия возрастает усиление потепления. Вместе с тем зимой индекс усиления незначительно возрастает вместе с ростом стандартного отклонения.

На рис. 3 показаны сезонные распределения усиления потепления климата для двух периодов, в которых формируются разные протяженности морского льда в Арктике. Из рисунков следует, что наиболее интенсивное усиление потепления происходит в арктическом бассейне и на примыкающих к нему территориях Северной Евразии и Северной Америки осенью, зимой и весной. Летом усиление отсутствует в полярном бассейне, но при этом усиливается потепление на континентах средних и низких широт по сравнению с акваторией океанов и это происходит по причинам, не связанным с сокращением ледяного покрова в Арктике.

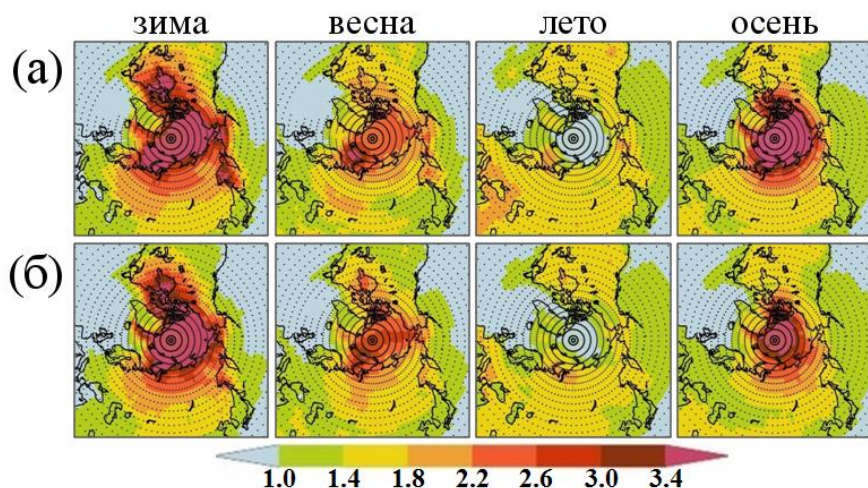


Рис. 3. Пространственные распределения сезонного усиления потепления в Северном полушарии, рассчитанные по ансамблю моделей климата CMIP5 (30 моделей) при сценарии радиационного воздействия RCP8.5 за периоды:

(а) 1990—2039 гг. и (б) 2050—2099 гг.

Распределения сезонного усиления получены путем нормирования линейных температурных трендов в узлах сетки на интегральный глобальный тренд температуры соответствующего сезона.

Из рисунка также видно, что ранее отмеченное усиление потепления осенью во второй половине XXI века несколько ослабевает по интенсивности и уменьшается по размерам по сравнению с первой половиной текущего столетия.

Таким образом, на основании анализа результатов расчета потепления климата в Арктике, полученных по моделям климата CMIP5 при сценарии RCP8.5, можно заключить, что с началом глобального потепления и таяния ледяного покрова в Арктике возникает явление, которое обычно называют усилением потепления и которое с течением времени становится хорошо выраженным осенью и зимой. При наступлении состояния ледяного покрова близкого к началу летних безледных условий оно, по-видимому, достигает максимальной интенсивности в указанные сезоны. Однако, при дальнейшем глобальном потеплении и начале летних безледных условий происходят заметные сезонные перераспределения усиления потепления в Арктике, в результате чего оно существенно слабеет осенью по сравнению с зимой. Однако средний за год индекс усиления остается практически неизменным. Для более глубокого понимания временной эволюции этого явления при глобальном потеплении климата требуется постановка специальных модельных расчетов с совместной моделью океан-атмосфера и с учетом более широкого диапазона изменения ледяного покрова в Арктике при непрерывном внешнем воздействии на климат.

2. Усиление потепления и обратные связи

Более глубокое понимание роли физических процессов, определяющих арктическое усиление потепления, является чрезвычайно важным условием для достоверной оценки будущих изменений климата в Арктике. Вместе с тем вклад основных обратных связей в формирование арктического усиления потепления в современных моделях климата относится к разряду далеко нерешенных проблем.

На рис. 4 приводятся сезонные распределения индекса усиления потепления, полученные в 30-ти моделях CMIP5 для начала и конца столетия.

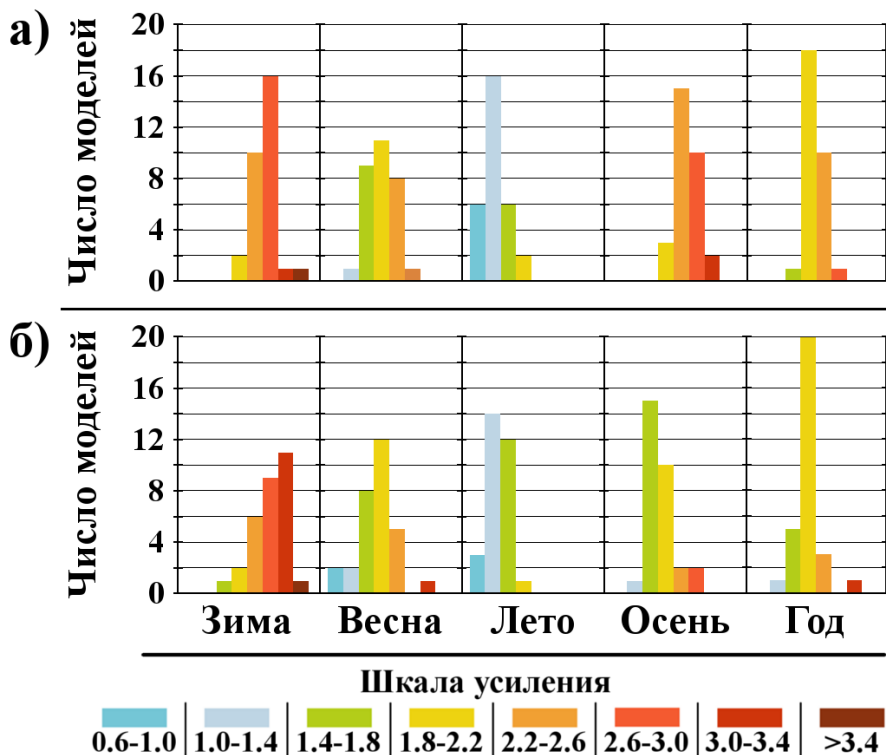


Рис. 4. Сезонные и годовые распределения индекса усиления потепления в Арктике, рассчитанные по 30-ти моделям климата CMIP5 с учетом сценария RCP8.5 для двух периодов: а) 1990—2039 гг. и б) 2050—2099 гг.

Индексы усиления определялись как отношение линейных трендов приземной температуры воздуха в полярной области (60—90° с. ш.) к глобальным трендам соответствующего сезона. Линейные тренды считались для каждого периода.

Из рисунка следует, что модели воспроизводят существенный и далеко не одинаковый разброс сезонных индексов усиления потепления в оба периода. Более того, на рисунке также хорошо видно, что осенью второй половины XXI столетия распределение индексов имеет выраженную тенденцию к смещению в сторону меньших значений, а зимой, наоборот, наблюдается незначительная тенденция сдвига распределения в сторону больших значений. Как

отмечалось ранее, основная причина такого разброса индексов усиления – различия методов параметризации физических процессов и соответственно обратных связей в современных моделях атмосферы и океана.

Как известно, обратная связь изменения альbedo поверхности, возникающая при изменениях снежного и ледяного покровов, часто упоминается как основной механизм, который может вызывать усиление потепления в Арктике (Manabe and Wetherald, 1975). Однако некоторые недавние исследования оспаривают это утверждение и отмечают, что арктическое усиление может возникать и при отсутствии обратной связи изменения альbedo поверхности в моделях климата (Hall, 2004; Graversen and Wang, 2009). В работе (Winton, 2006) отмечается, что арктическое усиление в основном возникает за счет обратных связей изменения длинноволновой радиации, а обратная связь изменения альbedo поверхности играет лишь второстепенную роль. Количественные оценки влияния обратной связи альbedo на арктическое усиление потепления были выполнены с помощью совместной модели климата (CCSM3) при удвоении атмосферной концентрации CO_2 (Graversen and Wang, 2009). Расчеты проводились при меняющемся и постоянном альbedo поверхности. Показано, что в случае меняющегося альbedo изменение приземной температуры воздуха (к северу от 60° с.ш.) составляет 33% от полного ее изменения и лишь на 15 % больше по сравнению с изменением при постоянном альbedo. Другими словами, обратная связь изменения альbedo не является основным механизмом, вызывающим усиление потепления в Арктике. В другой работе (Graversen et al., 2014) оценивались обратные связи альbedo и градиента температуры при использовании аналогичного метода, но с помощью новой версии модели (CCSM4), которая лучше воспроизводит наблюдаемый климат, включая тренд сокращения морского льда. При росте CO_2 в атмосфере изменения температуры тропосферы с высотой определяется обратной связью вертикального градиента температуры, которая оказывается положительной в высоких широтах и отрицательной в низких широтах. В работе показано, что обратные связи изменения альbedo и градиента температуры на 40 % усиливают

потепление в полярной области, при этом 15 % приходится на обратную связь градиента температуры. Отмечается, что хотя обратная связь изменения альбедо является важным фактором, более 50 % приходится на другие механизмы усиления.

В работе (Crook et al., 2013) рассматривается равновесная реакция температуры воздуха и обратные связи в восьми моделях атмосферы с верхним слоем океана CMIP3 при удвоении концентрации CO_2 . Показано, что наибольший вклад в арктическое усиление потепления вносит обратная связь альбедо и он существенно усиливается посредством влияния облачности на солнечную радиацию. Наибольший разброс годового усиления потепления в моделях обусловлен горизонтальным переносом тепла и за счет действия облачной обратной связи при изменении солнечной радиации.

В работе (Taylor et al., 2013) также показано, что наибольший вклад в годовое усиление потепления вносит обратная связь изменения альбедо поверхности, а на втором месте оказалась обратная связь изменения облачности. При этом обратная связь изменения водяного пара оказывается отрицательной в Арктике.

В работе (Pithan and Mauritsen, 2014) оценивалась роль обратных связей в потеплении полярного климата по данным моделей CMIP5. В этом исследовании наибольший вклад вносит обратная связь температуры, которая включает два фактора: вертикально однородное потепление в столбе атмосферы (обратная связь Планка) и отклонение потепления тропосферы от вертикально однородного профиля. При ранжировании вкладов различных обратных связей усиление потепления за счет изменения альбедо поверхности занимает второе место, а водяного пара третье. Роль облачности оказалась малой.

Таким образом, в соответствии с современными представлениями основными действующими механизмами усиления потепления в Арктике являются обратные связи изменения альбедо поверхности, облачности, водяного пара и температуры. Однако требуется дальнейшая их количественная спецификация и уточнение взаимодействия между собой. В работе (Döscher et al., 2014) предложена гипотеза, согласно которой существует конкуренция между различными механизмами обратных связей в полярной области

и которая определяет роль соответствующих процессов под влиянием изменяющихся ледовых условий. Утверждается, что арктическое усиление поддерживается даже в том случае, если некоторые обратные связи подавляются в отдельные сезоны. Реалистичное описание обратных связей в моделях климата является довольно сложной задачей, принимая во внимание, что многие из этих связей определяются процессами подсеточного масштаба, для описания которых требуется дальнейшее совершенствование методов параметризации соответствующих процессов на таких масштабах.

Заключение

Данные наблюдения показывают, что обнаружение арктического усиления потепления стало возможным, начиная с середины 1990-х годов, при этом особенно хорошо оно проявляется осенью и зимой. Помимо прямого действия обратных связей в полярном климате определенную роль в идентификации усиления играло наблюдавшееся замедление глобального потепления климата после 1998 года при одновременном сохранении скорости сокращения протяженности морского льда в Арктике. Сравнения расчетов по моделям CMIP5 с данным наблюдений показывают, что усиление потепления в Арктике, в основном, обусловлено глобальным ростом парниковых газов в атмосфере. Результаты анализа будущего климата, полученные по ансамблю моделей CMIP5, также показывают, что среднее за год усиление потепления практически не зависит от тренда сокращения ледяного покрова, по крайней мере, до наступления летних безледных условий в Арктике. При наступлении указанных условий усиление потепления заметно слабеет осенью и становится существенно меньшим по сравнению с соответствующим значением зимой. В другие сезоны оно практически не меняется. С другой стороны, модели климата CMIP5 показывают большой диапазон разброса усиления потепления во все сезоны. Причина этого кроется в различиях методов параметризации физических процессов и связанных с ними обратных связей, учитываемых в современных моделях климата. Известно, наблюдаемое сокращение протяженности

морского льда в Арктике происходит быстрее, чем показывают расчеты по большинству моделей климата CMIP5. Это может быть вызвано тем обстоятельством, что многие модели воспроизводят более слабое усиление потепления по сравнению с тем, которое наблюдается в реальных условиях. Для устранения этого недостатка требуются дальнейшие исследования чувствительности моделей климата и их валидация относительно данных наблюдений. Решение этой задачи представляет большие трудности, учитывая высокий уровень изменчивости климата высоких широт.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 14-05-00603 и гранта РГНФ № 15-02-00528.

Авторы признательны международному сообществу разработчиков климатических моделей за предоставление данных для анализа, участникам Программы диагноза и сравнения климатических моделей (PCMDI) и Международной организации научных порталов по земной системе (GO-ESSP) за разработку и поддержание программной инфраструктуры, обеспечивающей распространение модельных данных CMIP5, Рабочей группе по объединенным моделям (WGCM) Всемирной программы исследований климата (ВПИК — WCRP) — за организацию деятельности по анализу модельных расчетов. Архив данных WCRP CMIP5 поддерживается управлением науки Министерства энергетики США.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Bekryaev R.V., Polyakov I.V., Alexeev V.A. (2010). Role of Polar Amplification in Long-Term Surface Air Temperature Variations and Modern Arctic Warming // J. Climate. V. 23. P. 3888—3906. doi: 10.1175/2010JCLI3297.1.

Cohen J., Screen J. A., Furtado J. C., Barlow M., Whittleston D., Coumou D., Francis J., Dethlof K., Entekhab D., Overland J., Jone J. (2014). Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather // Nature Geosci. V. 7. P. 627—637.

Crook J. A., Forster P. M., Stuber N. (2013). Spatial patterns of modeled climate feedback and contributions to temperature response and polar amplification // *J. Climate*. V. 24. P. 3575—3592.

Döscher R., Vihma T., Maksimovich E. (2014). Recent advances in understanding the Arctic climate system state and change from a sea ice perspective: a review // *Atmos. Chem. Phys.* V. 14. P. 13571—13600.

Fetterer F., Knowles K., Meier W., Savoie M. (2002, updated 2015). *Sea Ice Index*, Version 1. // Boulder, Colorado USA. NSIDC: National Snow and Ice Data Center.

Francis J. A., Vavrus S. J. (2012). Evidence linking Arctic amplification to extreme weather in mid-latitudes // *Geophys. Res. Lett.* V. 39. P. L06801.

Graversen R. G., Langen P. L., Mauritsen T. (2014). Polar amplification in CCSM4: contributions from the lapse rate and surface albedo feedbacks // *J. Climate*. V. 27. P. 4433—4450.

Graversen R. G., Wang M. (2009). Polar amplification in a coupled climate model with locked albedo // *Clim. Dyn.* V. 33. P. 629—643.

Ha, A. (2004). The role of surface albedo feedback in climate // *J. Climate*. V. 17. P. 1550—1568.

Hwang Y.-T., Frierson D. M. W., Kay J. E. (2011). Coupling between Arctic feedbacks and changes in poleward energy transport // *Geoph. Res. Lett.* V. 38. L17704.

Johannessen O. M., Bengtsson L., Miles, Kuzmina M. W., , Semenov V. A., Alekseev G. V., Nagurnyi A. P., Zakharov V. F., Bobylev L. P., Pettersson L. H., Hasselmann K., Cattle H. P. (2004). Arctic climate change: observed and modelled temperature and sea-ice variability // *Tellus A*. V. 56. P. 328—341.

Kobayashi, S., Ota Y., Harada Y., Ebata A., Moriya M., Onoda H., Onogi K., Kamahori H., Kobayashi C., Endo H., Miyaoka K., Takahashi K. (2015). The JRA-55 Reanalysis: General specifications and basic characteristics // *J. Meteor. Soc. Japan*. V.93. P. 5—48.

Manabe S., Wetherald R. (1975). The effects of doubling the CO₂ concentration on the climate of a general circulation model // *J. Atmos. Sci.* V. 32. P. 3—15.

Pithan F., Mauritsen T. (2014). Arctic amplification dominated by temperature feedbacks in contemporary climate models // *Nature Geoscience*. V. 7. P. 181—184.

Screen J. A., Simmonds I. (2010). Increasing fall-winter energy loss from the Arctic Ocean and its role in Arctic amplification // *Geophys. Res. Lett.* 37. L16707.

Screen J. A., Deser C., Simmonds I. (2012). Local and remote controls on observed Arctic warming // *Geophys. Res. Lett.* V. 39. L10709.

Serreze M., Francis J. (2006). The Arctic amplification debate // *Clim. Change*. V. 76. P. 241—264.

Serreze M. C., Barry R. G. (2011). Processes and impacts of Arctic amplification: A research synthesis // Global and Planetary Change. V. 77. P. 85—96.

Suo L. O., Ottera H., Bentsen M., Gao Y. I., Johannessen O. M. (2013). External forcing of the early 20th century Arctic warming // Tellus A. V. 65. P. 1—14.

Taylor K. E., Stouffer R. J., Meehl G. A. (2012). An Overview of CMIP5 and the experiment design // Bull. Amer. Meteor. Soc. V. 93. P. 485—498.

Taylor P. C., Cai M., Hu A., Meehl J., Washington W., Zhang G. J. (2013). A decomposition of Feedback Contributions to Polar Warming Amplification // J. Climate. V. 26. P. 7023—7043.

Winton M. (2006). Amplified Arctic climate change: What does surface albedo feedback have to do with it? // Geophys. Res. Lett. V. 33. L03701.

**ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА
ИЗМЕНЕНИЙ ПОТОКОВ CO₂ И O₂ ЧЕРЕЗ ПОВЕРХНОСТЬ
РАЗДЕЛА «ВОДА–ВОЗДУХ» В АРКТИЧЕСКИХ МОРЯХ
РОССИИ ПРИ ПОТЕПЛЕНИИ КЛИМАТА**

Е. Д. Надёжина, И. М. Школьник, Р. С. Бортковский, А. В. Стернзат

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

Поступила в редакцию 8.06.2016
Поступила после доработки 22.06.2016

Введение

Баланс углекислого газа и кислорода в арктических морях устанавливается под влиянием комплекса взаимодействующих процессов. Нарушение этого баланса может привести к ухудшению экологической обстановки в регионе. Арктические моря (АМ), по установившимся в настоящее время представлениям, обеспечивают сток углекислого газа из атмосферы, который по разным оценкам составляет от четверти до половины притока, поступающего в атмосферу в результате антропогенных воздействий (Totterdell, 2013; Borges et al., 2006; Sabine et al., 2004). Таким образом, АМ способствуют смягчению парникового эффекта. Роль арктических морей может существенно измениться, если в будущем продолжится повышение температуры воды и таяние льда в этих морях и, как следствие, изменятся характеристики газообмена через поверхность морей. Во многих исследованиях обсуждается вопрос о том, что в процессе эволюции климата в XXI веке в арктических морях могут произойти существенные знакопеременные изменения потоков CO₂, а это, в свою очередь, приведет к негативным экологическим последствиям в регионе. Нарушение углеродного баланса может

привести к окислению вод АМ, что также окажет отрицательное воздействие на морскую биоту. Особенности пространственных распределений потоков CO_2 и O_2 через поверхность раздела «вода–воздух» исследовались разными методами как в глобальном, так и в региональном и локальном масштабах (Rysgaard et al., 2011; Gruber et al., 2001; Choi et al., 2012; Schuster et al., 2013; Bates, Mathis, 2009; Kaltin et al., 2002). В ряде публикаций обсуждаются изменения глобальных показателей биогеохимической структуры океана, обусловленные изменением климата. Так, в работе (Plyina et al., 2013) в рамках проекта CMIP5 с помощью модели MPI-ESM, в которую входит биогеохимический океанский модуль, анализировались изменения в распределении потоков CO_2 и O_2 , происходящие под влиянием потепления климата.

Для оценки диагностических распределений потоков газа привлекаются данные наземных и спутниковых наблюдений, реанализы, оценки физико-биогеохимических моделей, моделей океана и атмосферы, региональных моделей океана (Popova et al., 2012; Arthun et al., 2012; Land et al., 2013). Между тем, во всех регионах, и даже в относительно хорошо изученном и наиболее обеспеченном данными наблюдений Баренцевом море, неопределенность оценки потоков газа в современных условиях остается высокой (Arthun et al., 2012; Land et al., 2013; Gulev et al., 2009). В работе (Gulev et al., 2009) отмечено, что для отдельных районов мирового океана даже знак потока CO_2 не определяется с достаточной степенью надежности. Пространственная и временная изменчивость потоков CO_2 и O_2 над акваторией АМ составляет предмет многих исследований последнего времени (Land et al., 2013; Arthun et al., 2012; Lauvset et al., 2013; Arrigo et al., 2010). В ряде исследований газообмена оцениваются погрешности, вносимые в оценку потоков различными драйверами, и чувствительность расчетных значений потоков к разным воздействиям. В работе (Land et al., 2013) исходные данные для оценки потока получены на основе спутниковых наблюдений в 2008—2009 годах. Авторы статьи (Land et al., 2013) приходят к выводу, что интегральные потоки наиболее чувствительны к изменениям температуры воды и слабо зависят от

площади поверхности, занятой ледовым покровом. В работах (Arthun et al., 2012; Lauvset et al., 2013) чувствительность расчетных значений потоков CO_2 в регионе Баренцева моря к вариациям температуры, ледового покрова и других воздействий, определяющих эти потоки, оценивались с привлечением данных наземных наблюдений и модельных данных. В работе (Arthun et al., 2012) атмосферное воздействие базируется на данных реанализа NCEP/NCAR. В этой работе, как и в работе (Lauvset et al., 2013), отмечено существенное влияние скорости ветра на расчетную межгодовую и сезонную изменчивость потоков. В большинстве современных исследований расчет потока CO_2 выполняется на основе параметризации Ваннинкгофа (Wanninkhof, 1992) и различных модификаций формулы Ваннинкгофа (Nightingale et al., 2000; Land et al., 2013; Wanninkhof et al., 2013). Влияние скорости ветра на газоперенос при этом учитывается на основе эмпирической зависимости коэффициента обмена от скорости. Разбиение суммарного потока «океан–атмосфера» на две составляющие и параметризация коэффициентов обмена каждой составляющей с использованием разных функциональных зависимостей от скорости ветра обсуждается в работах (Stanley et al., 2009; Woolf et al., 2007). Общее мнение сводится к тому, что скорость ветра является одним из ключевых факторов воздействия на газообмен «вода–воздух». Необходимость уточнения количественных эффектов влияния скорости ветра на газоперенос подчеркивается в целом ряде работ (Wanninkhof et al., 2009; 2013).

Вопрос о том, какое воздействие на газообмен «вода–воздух» в арктических морях окажет изменение климатических характеристик в XXI веке, имеет принципиальное значение. Оценка степени неопределенности, вносимой в расчет потоков CO_2 различиями в оценках эволюции климата является необходимым этапом исследований. Первоочередная задача при анализе эволюции газопереноса связана с более ясным пониманием физических процессов в атмосфере и океане, под влиянием которых изменяются потоки газа. В данном исследовании оценка потоков «вода–воздух» над поверхностью арктических морей выполняется с помощью модели

газопереноса, описанной в работах (Бортковский, 2003, 2006; Бортковский и др., 2012). В этой модели учет переноса газа пузырьками при сильных ветрах выполняется посредством введения источниковых (стоковых) слагаемых в уравнения, описывающих газообмен. Входной информацией для модели газопереноса служат результаты расчетов климата по глобальным и региональным моделям.

В статье анализируются пространственные и временные закономерности переноса двуокиси углерода и кислорода через поверхность Баренцева и Карского морей, а также моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря. Все эти моря относят к территории Срединных Арктических морей (СМ (Arctic Mediterranean)), при этом традиционно наибольшее внимание уделяется Баренцеву морю (БМ). Каждое из морей имеет особенности, связанные со структурой шельфа, течениями, соленостью, глубиной водоема, влиянием речного стока и т. п. Расчет потоков углекислого газа в настоящей работе выполняется без учета эффектов газопереноса через лед и без учета биологических факторов. Разумеется, биологическая активность тоже оказывает большое влияние на концентрацию газа в приповерхностных слоях и, соответственно, на потоки газа.

Целью настоящей работы является, прежде всего, анализ изменения потоков CO_2 и O_2 под влиянием эволюции климатических условий. Отдельный интерес представляет оценка чувствительности расчетных значений потоков O_2 и CO_2 через поверхность АМ к изменению климатических параметров по акватории на основе модельных оценок температуры поверхности воды, распределения солености, средней скорости ветра и положения границы ледового покрова. Согласованный анализ изменений потоков кислорода и двуокиси углерода представляется целесообразным в силу взаимосвязанности эволюционных траекторий этих газов в природе.

Настоящее исследование посвящено оценкам газообмена «океан–атмосфера» над акваторией Баренцева, Карского, Лаптевых и Восточно-Сибирского морей. В разделе 2 статьи кратко описаны особенности модели газопереноса и технология ее использования с входными данными глобальной и региональной климатических моделей, в разделе 3 анализируются результаты оценок потоков CO_2 и

O₂ через поверхность «океан–атмосфера» в условиях климата конца XX столетия. Поступление газа из атмосферы в воды арктических морей под влиянием изменения климата может в зависимости от физических процессов, определяющих эволюцию газообмена, как увеличиваться, так и уменьшаться. В разделе 4 приводятся результаты анализа количественных показателей реакции газопереноса «океан–атмосфера» на возможные в будущем изменения климатических характеристик в исследуемом регионе и обусловленные ими изменения потоков CO₂ и O₂ в конце XXI века. В последнем разделе обсуждаются полученные результаты.

2. Модели и постановка экспериментов

На основе одномерной нестационарной численной модели верхнего слоя океана (D'Alessio et al., 1998) построена модель газопереноса с учетом диффузионного механизма и переноса газа пузырьками при шторме. Газоперенос пузырьками непосредственно соотносится с характеристиками состояния морской поверхности, такими, как относительное покрытие ее пеной и продолжительность существования пятен пены. В модели учтено воздействие карбонатной системы морской воды на изменение содержания растворенного CO₂ и O₂, происходящее в условиях штормового усиления ветра. В уравнения газопереноса для O₂ и CO₂ входит внутренний источник, создаваемый пузырьками, заполняющими поверхностный слой океана при сильном ветре. Источник может обуславливать как положительные, так и отрицательные изменения потоков в зависимости от степени насыщения воды газом. В модели газопереноса (МГП) рассчитываются диффузионные потоки газа и потоки, связанные с переносом газа пузырьками. При этом распределения температуры, солёности, коэффициентов турбулентного обмена и концентрации газа в воде получаются путем решения системы уравнений гидротермодинамики и газопереноса в перемешанном слое на переменной по глубине мелкой вертикальной сетке, шаг которой меняется от 0,01 м у морской поверхности до 1,5 м у нижней границы слоя. Модель газопереноса, таким образом, наряду

с воспроизведением вертикальных профилей газа, детализирует вертикальные распределения температуры и солености в верхнем слое воды. Предполагается, что нижняя граница расчетной области совпадает с нижней границей пограничного слоя, определенной как уровень, на котором кинетическая энергия турбулентности становится меньше заданного порогового значения. Этот уровень расположен ниже заданной глубины верхнего квазиоднородного слоя. Глубина верхнего квазиоднородного слоя задана приближенно на основе наблюдений в каждом из морей.

На этапе инициализации МГП расчетные профили концентрации газов в воде соответствуют средним сезонным климатическим условиям. Условия усиления ветра задавались в диапазоне значений от 11,5 до 26,5 м/с. Величина интервала, на котором задается усиление скорости ветра в режиме реального времени, соответствует экспериментальным значениям о продолжительности штормов в АМ (Климат морей России..., 2007). Потоки газа, вычисленные для набора скоростей в каждом из узлов сеточной расчетной области, приводятся к интегральным значениям для заданного временного интервала с учетом функции распределения скорости ветра. Модель не учитывает влияние биологических процессов на газоперенос.

В число входных параметров модели газопереноса входят следующие климатические характеристики: температура водной поверхности, средняя скорость ветра на уровне 10 м над водной поверхностью, соленость поверхностного слоя воды, содержание газа в приповерхностных слоях воздуха. Первые две характеристики (температура и ветер) оказывают наибольшее влияние на потоки газов в системе «океан–атмосфера». Были проведены оценки среднемесячных, среднесезонных и среднегодовых потоков CO_2 и O_2 . Потоки газа, рассчитанные в узлах сеточной области для разных значений скорости ветра, осредняются по заданному временному промежутку с учетом функции распределения скоростей. Здесь предполагается, что распределения ветра над акваторией описываются функцией Максвелла. Модель применялась ранее (Бортковский и др., 2007, 2012) для оценки газопереноса в ключевых районах океана

(Северная Атлантика, центральная Арктика и др.) и потоков CO_2 через поверхность Баренцева моря.

На основе базы метаданных, полученных по 12 климатическим моделям CMIP5 (Taylor et al., 2012), были проанализированы пространственные распределения температуры поверхности воды и скорости ветра в приповерхностном слое в разные месяцы года над акваторией окраинных морей Северного Ледовитого океана (СЛО), примыкающих к территории России. Анализ показал, что большинство рассмотренных моделей неудовлетворительно воспроизводят пространственное положение границы ледового покрова поверхности океана в западных и юго-западных районах Баренцева моря при современном климате в зимний период. Это связано со значительными систематическими ошибками моделей при описании термического режима этих регионов Арктики. Наилучшая согласованность расчетной температуры поверхности океана и границы ледового покрова с данными реанализа обнаруживается в оценках модели MPI-ESM-MR, поэтому расчеты по этой модели используются в качестве входной информации в модели газопереноса. Полагается, что специфика каждого из арктических морей адекватно воспроизводится океанской компонентой указанной модели (с точностью, соответствующей ее пространственному разрешению).

Отметим, что качество расчетов моделями скорости ветра в значительной степени определяет, как указывалось выше, величину концентраций CO_2 и O_2 в приповерхностном слое океана. Анализ выходных данных MPI-ESM-MR и ряда других моделей CMIP5 показывает, что эти модели во все сезоны существенно занижают скорости ветра над акваторией арктических морей по сравнению с данными наблюдений и реанализами. Поскольку одной из задач исследования было количественное сопоставление диффузионной и пузырьковой составляющей потоков газа через поверхность раздела «океан–атмосфера», то вопрос качества расчета моделью скорости ветра играет, по-видимому, важную роль в оценке указанных выше концентраций газов в воде и потоков этих газов между атмосферой и океаном. Чтобы сблизить модельные и фактические скорости ветра, используется динамический даунскейлинг расчетов MPI-ESM-MR в

атмосфере с помощью региональной климатической модели (РКМ) ГГО (Школьник и др., 2000, 2005) позволяющей улучшить описание ветрового режима на акваториях АМ за счет более высокого пространственного разрешения и, соответственно, меньшей сглаженности расчетных полей ветра.

Область расчетов РКМ соответствует территории Арктического бассейна размером $7550 \times 7550 \text{ км}^2$ с числом узлов сеточной области 151×151 . В настоящей работе использована версия РКМ с пространственным разрешением 50 км, встроенная в глобальную атмосферную модель ГГО T42L25. В анализе используются результаты расчетов для той части модельной области, которая включает акватории указанных во Введении арктических морей. Расчеты с помощью обеих атмосферных моделей проводятся при заданном на поверхности океанов временном ходе температуры поверхности океана (ТПО) и концентрации морского льда (МЛ). Соответствующие поля ТПО/МЛ получены по результатам расчетов изменений климата с помощью модели MPI-ESM-MR. Принятый подход к заданию граничных условий на поверхности океана для атмосферных моделей использовался, например, в исследованиях (Kendon et al., 2008; Школьник и др., 2012). Эксперименты с РКМ проведены для периодов 1990—1999 (базовый) и 2090—2099 (будущий) гг. с учетом сценария радиационного воздействия МГЭИК RCP8.5 (IPCC, 2007). С учетом этого сценария получены и описанные выше ТПО/МЛ за указанные периоды из модели MPI-ESM-MR. Отметим, что принятый подход к расчету изменений климата по РКМ ограничивает описание обратных связей между атмосферой и океаном. Это ограничение не является принципиальным для достижения целей исследования, которое в дальнейшем может быть расширено за счет результатов расчетов совместных региональных моделей «океан–атмосфера» высокого разрешения ($\sim 0,1^\circ$). Оценки этих моделей могут быть в перспективе получены, например, в рамках проекта Artic-CORDEX (<http://www.climate-cryosphere.org/activities/targeted/polar-cordex/arctic>).

Помимо использования результатов экспериментов по РКМ, выполнены расчеты, в которых весь набор входных характеристик

МГП, включая скорость ветра, получен по модели MPI-ESM-MR. Это позволяет оценить чувствительность модельных потоков газа к степени реалистичности расчета скоростей ветра атмосферными моделями. Оценки MPI-ESM-MR для использования в качестве входных параметров МГП предварительно интерполируются в узлы сетки РКМ.

Расчеты по модели газопереноса проводятся для регионов Баренцева, Карского, Лаптевых и Восточно-Сибирского морей для участка акватории от 15° до 180° в. д. и от 65° до 90° с. ш. Границы морей соответствуют определению, приведенному в (Arrigo et al., 2010). Изменения концентрации CO₂ в приповерхностном слое атмосферы варьировались, исходя из данных мониторинга на станции Ни-Алезунд (Zellweger et al., 2012) и данных МГЭИК (IPCC, 2007).

3. Температура поверхности морей и скорость ветра по данным моделей и реанализов

Как отмечено в разделе 2, ключевые характеристики климата, определяющие газоперенос в системе «океан–атмосфера», включают температуру поверхности и скорость ветра в приповерхностном слое атмосферы. В последние десятилетия в Арктике, на фоне изменений глобального климата, наблюдается повышение температуры океана, уменьшение площади ледового покрова и смещение его границы к полюсу (Gulev et al., 2009; Taylor et al., 2012). Кроме того, отмечается изменение региональных режимов циркуляции атмосферы (Wang Xiaoyu, Jinping Zhao, 2013). Поскольку в данном исследовании значительное место уделено анализу влияния скорости ветра на газообмен, то сначала рассмотрим модельные распределения средней месячной скорости ветра для базового периода. В этот период зимой акватории всех морей, кроме Баренцева моря, покрыты льдом. Анализ результатов модели MPI-ESM-MR для акватории Баренцева и Карского морей, а также моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря показывает, что в марте на акваториях этих морей наблюдается наибольшая, а в августе наименьшая площади ледяного покрова. На рис. 1 приведены пространственные распределения скорости ветра,

рассчитанные, по региональной модели с учетом соответствующих распределений ТПО/МЛ из MPI-ESM-MR, по самой модели MPI-ESM-MR и по данным реанализа ERA-40 (Uppala et al., 2005).

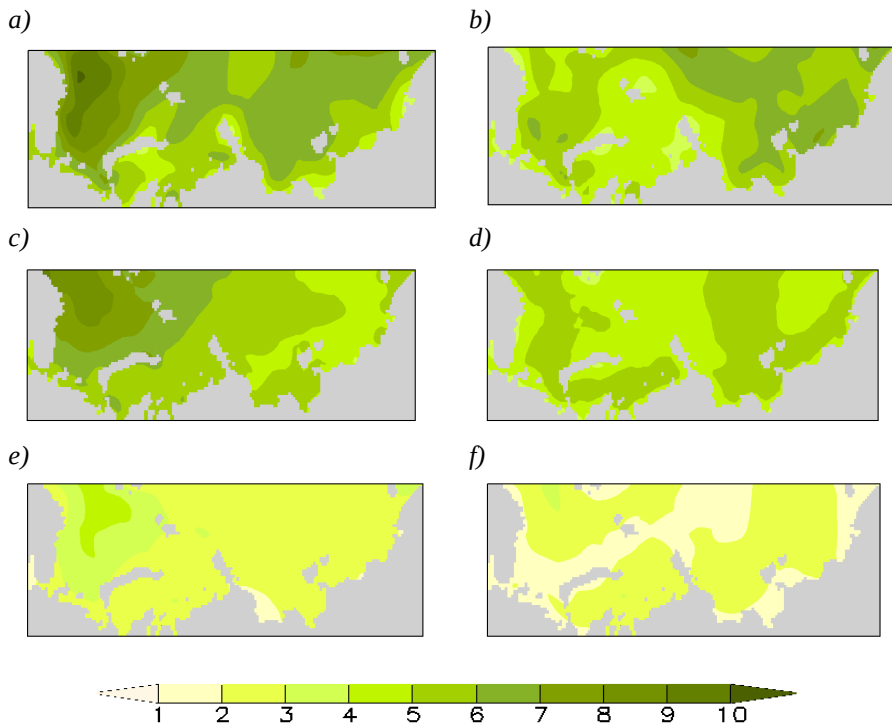


Рис. 1. Скорость приповерхностного ветра (м/с) по реанализу (a, b), региональной модели (c, d) и модели MPI-ESM-MR (e, f) для марта (a, c, e) и августа (b, d, f), когда наблюдаются, соответственно, наибольшая и наименьшая площади льда.

Следует отметить, что расхождения между реанализами разных поколений по ветру в рассматриваемом регионе незначительные. Анализ показал, что расчетные скорости ветра, полученные для марта и августа (всех месяцев) в базовом периоде по оценкам MPI-ESM-MR и РКМ существенно различаются. Из рисунка видно, что область

больших скоростей ветра (> 8 м/с) по данным РКМ в марте приходится на акваторию Баренцева моря, что удовлетворительно согласуется с данными реанализа.

По данным MPI-ESM-MR, как и большинства других моделей CMIP5, в этом районе отмечается локальный максимум скорости ветра, однако он оказывается на 30—40 % меньшим по сравнению с оценками РКМ. Причина лучшей, по сравнению с глобальной моделью, согласованности оценок РКМ с реанализом состоит в том, что предсказание амплитуды пространственно-временных вариаций динамических характеристик климата в этой модели производится с меньшим сглаживанием, в первую очередь, в мезомасштабном диапазоне.

Таблица 1 дает представление о количественных различиях расчетных среднемесячных скоростей ветра между реанализом ERA-40, спутниковыми данными (Land et al., 2013) и модельными расчетами для акваторий исследуемых морей. Там же приведен статистический разброс расчетной и наблюдаемой скорости ветра, характеризующий ее изменчивость. Как видно из таблицы, 25 % случаев со скоростями ветра, рассчитанными по модели MPI-ESM-MR над акваторией Баренцева моря, в январе оказываются меньшими 3,6 м/с, тогда как по данным реанализа нижняя квартиль распределения скорости ветра по акватории приходится на 7,6 м/с, по данным РКМ на 7,7 м/с, по данным спутниковых наблюдений на 5,9 м/с.

Около 25 % случаев скоростей ветра, полученных для января в 2008—2009 гг. по спутниковым данным, приходится на скорости, превышающие 12,6 м/с; по данным реанализа верхняя квартиль для массива среднемесячных скоростей составляет 9,3 м/с, по оценкам РКМ 8,8 м/с, а по модели MPI-ESM-MR почти в два раза меньшую величину (4,6 м/с). Аналогичное соотношение между оценками скорости ветра по данным приведенных источников обнаруживается в регионе и в другие месяцы.

Таблица 1

**Нижняя квартиль (Q1), медиана (Me) и верхняя квартиль (Q2) скорости ветра (м/с) над акваторией
арктических морей в разные месяцы года**

Месяцы	PKM			MPI-ESM-MR			Наблюдения			Реанализ ERA-40		
	Q1	Me	Q2	Q1	Me	Q2	Q1	Me	Q2	Q1	Me	Q2
<i>Баренцево море</i>												
1	7,7	8,5	8,8	3,6	4,1	4,6	5,9	9,6	12,9	7,6	8,6	9,3
2	7,3	8,2	8,8	3,8	4,3	4,6	4,9	8,9	12,3	6,9	8,3	9,1
3	7,0	7,7	8,1	2,8	3,4	3,9	5,2	8,1	10,6	6,4	7,6	8,6
4	6,0	6,7	7,2	2,2	2,5	2,8	5,2	8,2	10,6	5,4	6,1	6,8
5	5,1	5,5	6,0	2,0	2,1	2,3	4,1	6,3	8,5	5,5	6,2	6,5
6	4,6	5,0	5,3	2,0	2,2	2,4	3,1	5,6	8,2	5,3	5,8	6,2
7	4,9	5,3	5,5	2,0	2,3	2,5	3,2	5,3	7,3	4,6	5,2	5,6
8	5,0	5,2	5,4	2,0	2,2	2,4	3,5	5,7	7,7	4,7	5,1	5,4
9	5,8	6,0	6,2	2,1	2,5	2,7	4,7	6,9	9,2	4,9	5,6	6,4
10	7,1	7,4	7,6	2,5	2,9	3,3	5,5	7,9	10,1	7,2	7,7	8,0
11	7,4	7,8	8,1	2,8	3,2	3,8	5,2	8,1	11,1	6,6	7,2	7,6
12	7,6	8,3	8,8	3,4	3,7	4,0	5,2	8,4	11,5	7,0	8,0	8,7
<i>Карское море</i>												
1	6,0	6,4	6,7	2,2	2,6	2,7	1,3	3,1	8,6	7,8	8,5	9,2
2	5,8	6,2	6,4	2,6	3,0	3,3	1,3	2,4	6,7	5,3	6,1	7,1
3	5,4	5,7	5,9	2,2	2,6	2,7	1,4	2,2	5,4	4,9	5,5	5,8
4	5,2	5,5	5,6	2,0	2,2	2,4	1,3	1,8	3,3	5,0	5,4	5,8
5	4,7	5,0	5,1	2,2	2,4	2,5	1,3	1,7	3,1	4,7	5,1	5,5
6	4,3	4,6	4,7	2,1	2,4	2,9	1,3	1,9	3,9	4,9	5,3	5,5
7	4,4	4,8	5,3	2,2	2,6	3,0	1,7	3,9	5,8	4,7	5,2	5,4
8	4,6	5,1	5,4	1,9	2,1	2,4	3,0	5,1	7,2	4,1	4,5	4,7
9	5,0	5,3	5,4	1,8	2,1	2,3	4,7	6,8	8,9	5,0	5,5	5,8
10	5,8	6,1	6,4	2,1	2,4	2,7	4,8	7,3	9,7	5,4	6,6	7,3
11	5,5	5,2	6,5	2,2	2,8	3,0	2,5	6,9	9,7	6,5	7,2	7,8
12	6,0	6,4	6,6	1,9	2,2	2,3	1,3	4,5	8,9	5,8	6,3	6,9

	<i>море Лаптевых</i>											
1	5,1	5,2	5,5	2,1	2,2	2,3	-	-	-	6,9	7,1	7,3
2	5,3	5,4	5,5	2,3	2,5	2,6	-	-	-	5,3	5,7	6,1
3	4,9	5,0	5,1	2,2	2,4	2,5	-	-	-	5,4	6,1	6,4
4	4,7	5,1	5,3	1,9	2,2	2,4	-	-	-	5,0	5,6	6,3
5	4,7	4,8	4,9	2,5	2,7	3,0	-	-	-	5,4	5,8	6,0
6	4,5	4,6	4,7	2,3	2,4	2,6	-	-	-	5,0	5,3	5,7
7	4,5	4,8	5,1	1,8	2,1	2,5	-	-	-	5,6	5,8	5,8
8	4,8	5,2	5,4	2,0	2,0	2,2	-	-	-	5,3	5,8	6,0
9	5,2	5,5	5,7	2,0	2,2	2,3	-	-	-	4,8	5,2	5,6
10	5,4	5,5	5,6	1,9	2,1	2,3	-	-	-	4,7	5,2	5,7
11	5,2	5,2	5,3	2,1	2,2	2,2	-	-	-	6,0	6,3	6,5
12	5,4	5,5	5,7	2,0	2,1	2,2	-	-	-	5,6	5,9	6,1
	<i>Восточно-Сибирское море</i>											
1	5,0	5,1	5,2	1,9	2,1	2,2				4,6	5,1	5,8
2	4,8	5,0	5,2	2,1	2,2	2,3				6,5	6,8	7,2
3	4,6	4,9	5,1	2,4	2,6	2,7				5,6	6,2	6,6
4	4,8	5,0	5,0	2,0	2,1	2,2				5,3	5,6	6,0
5	4,5	4,6	4,8	2,2	2,4	2,7				5,6	5,9	6,1
6	4,3	4,5	4,7	2,3	2,5	2,8				5,0	5,3	5,6
7	4,7	4,8	4,9	2,1	2,2	2,3				5,4	5,7	5,9
8	5,0	5,0	5,2	2,0	2,2	2,4				5,9	6,1	6,3
9	5,0	5,3	5,5	1,7	1,8	2,0				5,6	6,1	6,6
10	5,0	5,2	5,3	1,8	1,8	2,0				5,3	5,7	6,1
11	5,3	5,4	5,5	1,9	2,0	2,1				5,5	6,0	6,4
12	5,2	5,4	5,6	1,8	1,9	2,0				6,1	6,4	6,6

При этом модели, независимо от разрешения, заметно занижают величину межквартильного размаха вероятностных распределений ветра по сравнению с данными наблюдений.

Расчет среднемесячных потоков газа требует задания функции распределения скорости ветра

Функции распределения скоростей ветра в разные месяцы года для базового климата над акваторией исследуемых морей сопоставлялись с оценками из Атласа ЕСИМО (Климат морей России..., 2007), полученными на основе данных наблюдений. Соответствующие распределения показаны на рис. 2 для марта и августа.

Анализ показывает, что модельные распределения удовлетворительно согласуются с натурными данными, однако по наблюдениям повторяемость больших скоростей ветра заметно выше, чем в моделях. На рис. 2 приведены также повторяемости скоростей, соответствующие распределению Максвелла, которое, как было показано ранее (Бортковский, 2003) для разных районов океана и разных погодных условий, удовлетворительно аппроксимирует плотность вероятности распределения скорости ветра в виде функции от средней климатической скорости. Модельные распределения, приведенные на рисунках, близки к соответствующим распределениям Максвелла. Проанализируем с привлечением функции Максвелла расчетные среднемесячные значения потоков CO_2 и O_2 на акватории АМ для базового климата и оценим, как могут измениться потоки указанных газов в конце XXI века на фоне эволюции термического и динамического режима в системе океан–атмосфера в условиях глобального потепления.

Особое внимание уделим анализу соотношений между потоками газов за счет разных физических механизмов газообмена.

4. Расчетные значения потоков CO_2 и O_2 для базового климатического периода

Как отмечено выше, модель газопереноса позволяет отдельно оценивать диффузионную и пузырьковую составляющие потоков газов между океаном и атмосферой. Был рассчитан годовой ход

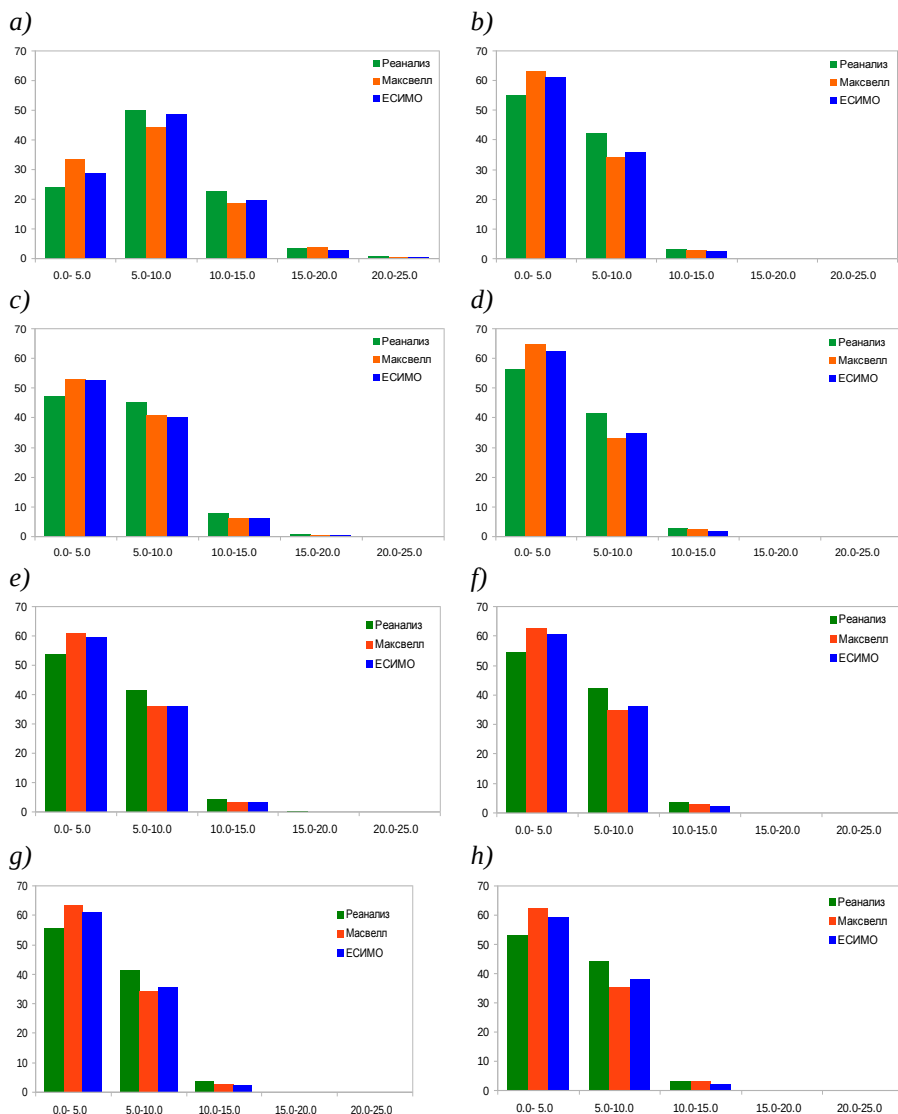


Рис. 2. Повторяемость скорости ветра для разных морей по оценкам реанализа ERA-40, распределению Максвелла и Атласа ЕСИМО (Климат морей России..., 2007) (a, c, e, g — март; b, d, f, h — август) для Баренцева (a, b), Карского (c, d), Лаптевых (e, f) и Восточно-Сибирского (g, h) морей.

пространственных распределений диффузионных и пузырьковых потоков CO_2 и O_2 . Соотношение между потоками, имеющими разный механизм переноса, оказывается неодинаковым для разных газов. Так, в зимнее время свободная ото льда поверхность моря наблюдается преимущественно в Баренцевом море. При использовании входных данных о скоростях ветра по региональной модели диффузионный поток CO_2 преобладает на всей акватории Баренцева моря и почти полностью определяет суммарный сток CO_2 (рис. 3*a, b, c*). Однако в центральных и северо-западных районах акватории Баренцева моря влияние пузырькового газообмена заметно сказывается на распределении суммарного потока. В теплое время года влияние пузырькового механизма на распределение потоков CO_2 слабое (рис. 4*a, b, c*). Отметим, что расчетные значения пузырькового газообмена могут быть несколько заниженными из-за того, что по оценкам данных наблюдений повторяемость скоростей ветра, влияющих на пузырьковый газообмен, большая по сравнению с модельными оценками.

На рис. 3 (*d, e, f*) и 4 (*d, e, f*) показаны также распределения диффузионного и пузырькового потоков O_2 , полученные с использованием данных о ветре, рассчитанном по РКМ. Соотношение между диффузионными и пузырьковыми потоками кислорода неодинаковое по акватории, что хорошо заметно на рисунках. Поток O_2 , создаваемый пузырьковым механизмом переноса, зимой на большей части акватории сопоставим по величине с диффузионным потоком этого газа и поэтому существенно сказывается на величине суммарного потока кислорода. Значительное уменьшение штормовой активности на фоне уменьшения повторяемости больших скоростей ветра в летние месяцы, по сравнению с зимним периодом, приводит к уменьшению пузырьковой составляющей потока в летний сезон. Относительный вклад пузырькового механизма в суммарный поток кислорода через поверхность в это время года находится в диапазоне 15—25 %.

Вследствие существенных различий физических свойств кислорода и углекислого газа, в первую очередь, растворимости (растворимость CO_2 в воде примерно в 70 раз больше, чем

растворимость O_2), заметно различается роль разных механизмов обмена в переносе этих газов через морскую поверхность. Если перенос CO_2 пузырьками начинает превосходить диффузионный только при скорости ветра, приближающейся к 20 м/с, то для O_2 он становится основным уже при ветре 13—14 м/с. Отмеченная здесь более сильная зависимость потоков кислорода от скорости ветра, по сравнению с потоками углекислого газа, согласуется с оценками, выполненными в исследовании (Andersson et al., 2014) на основе данных наблюдений.

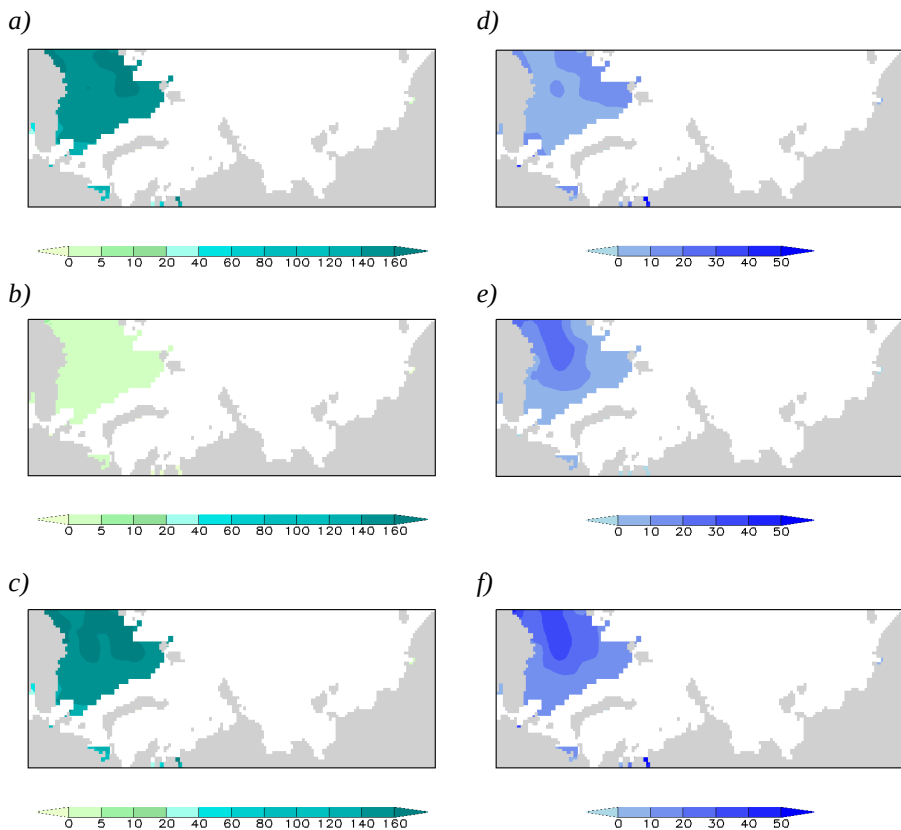


Рис. 3. Распределение диффузионного (a, d), пузырькового (b, e) и суммарного потоков (c, f) CO_2 (a, b, c) (ммоль С м⁻² мес⁻¹) и O_2 (d, e, f) (г м⁻² мес⁻¹) в марте базового периода.

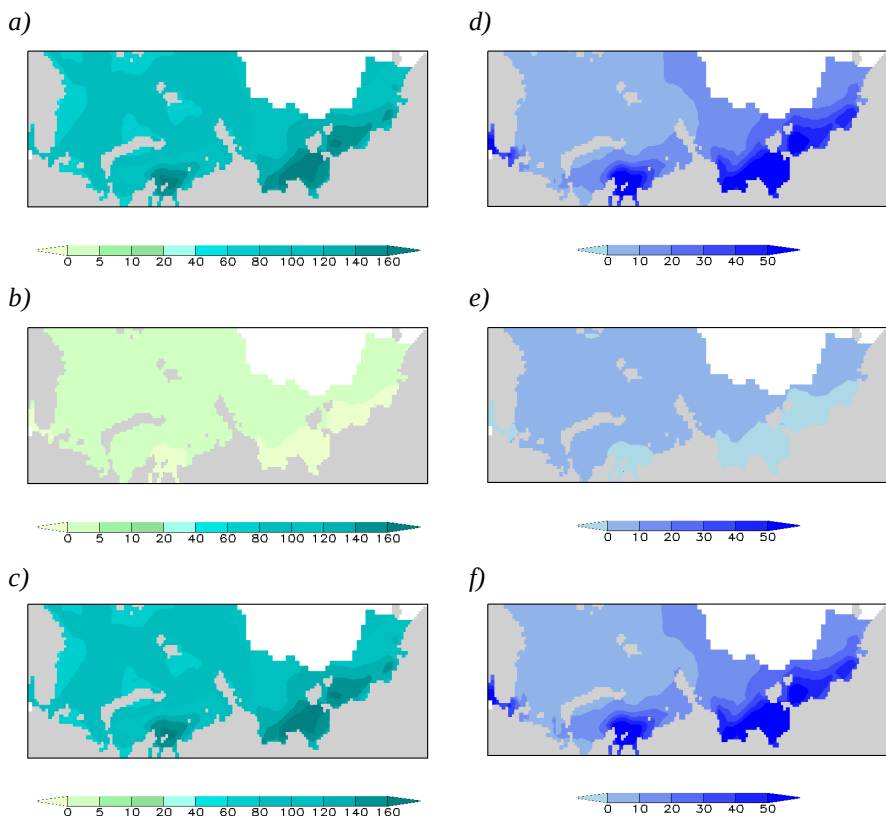


Рис. 4. То же, что на рис. 3 для августа.

В табл. 2 представлены данные по годовому стоку CO₂ в различных секторах Арктики, полученные в последние годы разными исследователями.

Как видно из таблицы, разброс между оценками значений стока большой. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что в более ранних работах, где оценки выполнялись с привлечением данных наземных наблюдений, расчетные величины стока CO₂ систематически оказывались в 3—3,5 раза большими по сравнению со стоками, полученными в более поздних исследованиях, проведенных

с привлечением спутниковой информации. Исключение составляет оценка, выполненная в (Arthun et al., 2012), где величина потока близка к оценке из работы (Nakaoka et al., 2006).

Таблица 2

Интегральные по площади среднегодовые потоки CO₂ (Тг С год⁻¹)

Источник	Моря				
	Баренцево	Карское	Лаптевых	Восточно-Сибирское	Сумма
Manizza et al., 2013	24±1,2	5,4±2,1	-0,7±0,2	0,6±0,3	5,3
Nakaoka et al., 2006	70±27				
Omar et al., 2007; Semiletov et al., 2007	77±12			1,2 (13)	
Nitishinsky et al., 2007			1,2	-0,3	
Land et al., 2013	11±5	-2,2±1,4			
Arrigo et al., 2010	23,7	12,4±3,5	9,57	5,62	27,6
Arthun et al., 2012	61				
настоящее исследование	23,9	10,6	7,0	3,6	21,1

Полученные в нашем исследовании результаты (как отмечено выше, без учета биологических процессов и газопереноса через лед) по отдельным морям оказываются близкими к результатам работ (Arrigo et al., 2010; Manizza et al., 2013). Учет биологических процессов в модели должен, в принципе, способствовать увеличению расчетного стока CO₂ в теплое время года, поскольку поглощение этого газа в воде биотой приводит к увеличению градиента его концентрации между атмосферой и океаном.

В исследовании (Skjelvan et al., 2001) приводятся величины термической и биологической компоненты потоков O₂, что позволяет, в принципе, сопоставить потоки, имеющие одинаковую физическую

природу. Плотность потока O_2 через поверхность раздела «вода—воздух», изменение которого обусловлено термическим влиянием на растворимость газа в воде, оценивается в указанном исследовании для двух участков (разрезов) в районе Норвежского Атлантического течения и составляет $3,4 \pm 0,4$ моль O_2 m^{-2} $год^{-1}$ для разреза Gimsøy-NW и $4,9 \pm 0,5$ моль O_2 m^{-2} $год^{-1}$ для разреза Bjørnøya-W. По нашим оценкам плотность потока O_2 в среднем для акватории Баренцева моря составила 2,62 моль O_2 m^{-2} $год^{-1}$. Близкая оценка потока O_2 (2,7 моль O_2 m^{-2} $год^{-1}$) получена в исследовании (Woolf, Thorpe, 1991), в котором предложен один из способов учета влияния пузырьков на газообмен.

Оценки показывают, что плотность диффузионного потока O_2 через поверхность Баренцева моря с июня по сентябрь меньше, чем средняя плотность потока через поверхность остальных рассмотренных нами морей в 1,5—2,5 раза. Такие различия между потоками обусловлены, по-видимому, особенностями распределения солености в приповерхностном слое этих морей. Среднегодовые потоки кислорода через поверхность Баренцева моря и остальных рассматриваемых морей оказываются близкими из-за наличия на акваториях морей Карского, Лаптевых и Восточно-Сибирского ледового покрова большой толщины, снижающего там интенсивность газообмена в холодное время года.

Оценки сезонных изменений потока CO_2 , выполненные, в частности, в работах (Nakaoka et al., 2006; Lauvset et al., 2013; Arthun et al., 2012), отражают влияние биологической активности в теплое время года и демонстрируют преобладание этого эффекта с мая по сентябрь. Оценки, выполненные в указанных работах, существенно различаются между собой. Полученные нами значения потока CO_2 в зимние месяцы оказываются близкими к оценкам, приведенным в (Arthun et al., 2012).

5. Оценки возможных в будущем изменений газопереноса

Ожидаемые в будущем изменения температуры поверхности для марта и августа показаны на рис. 5. Там же приведены полученные по РКМ оценки изменений будущих распределений скорости ветра. В

летние и осенние месяцы в конце XXI века вся акватория рассматриваемых морей оказывается свободной ото льда. Температура воды может повыситься в диапазоне от 1 до 7 градусов для разных участков акватории. Рассчитанные по РКМ изменения ветрового режима в конце XXI века характеризуются заметной пространственной неоднородностью. Как видно из рисунка, область больших среднемесячных скоростей в результате глобального потепления в марте расширится и смещается к востоку.

В летние месяцы заметное усиление ветра ожидается преимущественно над акваторией Восточно-Сибирского моря. Вместе с тем для отдельных участков акватории отмечается небольшое ослабление скорости, как в марте, так и в августе, преимущественно над Баренцевым морем (до 1 м/с).

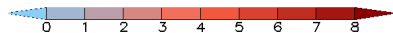
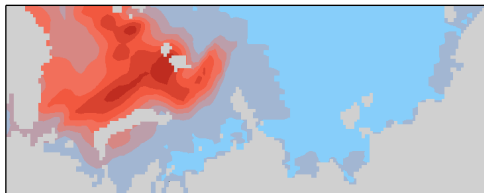
Соответствующие изменения указанных характеристик изменения потоков газов, которые ожидаются в конце XXI столетия, представлены на рис. 6.

На рисунке показаны относительные изменения суммарных (диффузионного и пузырькового) потоков CO_2 и O_2 для марта и августа, когда базовая площадь ледового покрова, как отмечено выше, на акваториях рассматриваемых морей в годовом ходе максимальная и минимальная. Изменения потоков нормированы на среднюю по акватории величину суммарного базового потока.

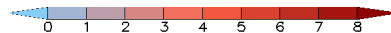
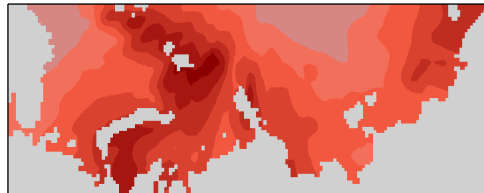
Из рисунка видно, что наиболее значительные изменения потоков происходят в тех районах акватории, которые в конце XXI в. по данным MPI-ESM-MR освобождаются от ледяного покрова, ограничивающего обмен газами между атмосферой и океаном. Во всех случаях сток CO_2 остается положительным. Знак потока углекислого газа определяется, главным образом, прогнозируемой концентрацией CO_2 в атмосфере, а изменение растворимости за счет увеличения температуры воды не компенсирует этот эффект.

Ожидаемые изменения потока кислорода, направленного вглубь океана, характеризуются большей пространственной изменчивостью, чем отклонения потока CO_2 . Можно выделить участки акватории, для которых в отдельные месяцы происходит уменьшение кислородного потока из атмосферы в океан.

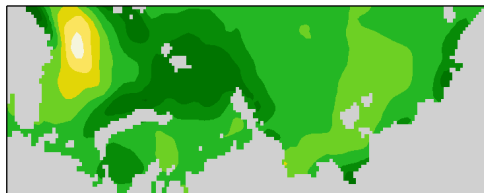
a)



b)



c)



d)

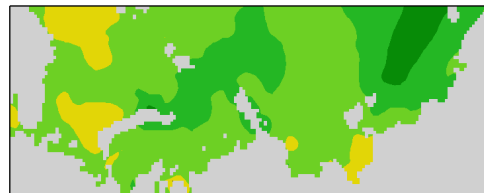
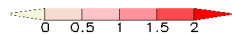
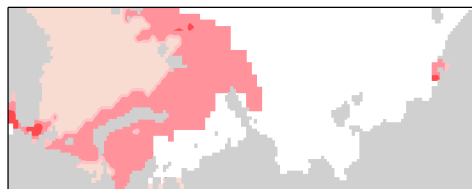
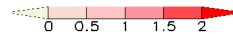
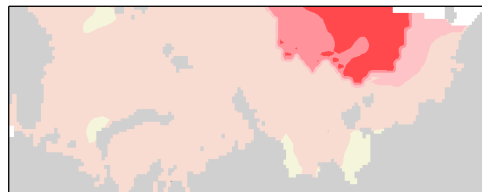


Рис. 5. Изменения температуры(*a,b*) и скорости ветра (*c,d*) в конце XXI века
по отношению к базовому периоду
a, c — март; *b, d* — август

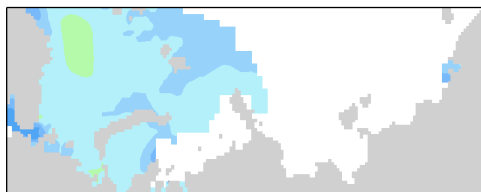
a)



b)



c)



d)

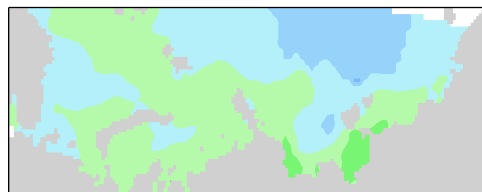


Рис. 6. Изменения суммарных потоков CO_2 (a, b) ($\text{ммоль С м}^{-2} \text{ мес}^{-1}$) и O_2 (c, d) ($\text{г м}^{-2} \text{ мес}^{-1}$) по отношению к базовым значениям
a, c — март; b, d — август.

В летние и осенние месяцы области отрицательных изменений потока O_2 , характеризующие уменьшение стока этого газа в океан, занимают значительную по площади часть акватории. Эти особенности распределения кислородных потоков связаны с тем, что отклик потоков этого газа на разные сочетания термического и динамического воздействия проявляется более активно, чем в случае потоков двуокиси углерода.

В табл. 3 приведены значения потоков газа, вычисленные для свободных ото льда районов акватории в конце XX и конце XXI веков.

Таблица 3

Базовые и проектируемые значения суммарных потоков CO_2 и O_2

Потоки CO_2 и O_2	Базовые (1990—1999 гг.)		Проектируемые (2090—2099 гг.)	
	Баренцево море	Карское, Лаптевых, Восточно- Сибирское моря	Баренцево море	Карское, Лаптевых, Восточно- Сибирское моря
CO_2				
Плотность потока, моль $C\ m^{-2}\ год^{-1}$	1,6	1,6	1,83	2,05
Интегральный по площади поток (FCO_2), Тг $C\ год^{-1}$	23,9	21,1	32,7	63,7
O_2				
Плотность потока, моль $O_2\ m^{-2}\ год^{-1}$	6,7	5,6	7,8	9,6
Интегральный по площади поток (FO_2), Тг $C\ год^{-1}$	8,5	10,6	11,6	25,9

Из таблицы видно, что в конце XXI века происходят изменения как среднегодовой плотности потоков, так и интегральных потоков по акватории. При этом среднегодовая плотность потока CO_2 над акваторией Баренцева моря увеличивается в 1,1 раза, а соответствующая плотность потока для Карского, Лаптевых и Восточно-Сибирского морей — в 1,3 раза. Увеличение плотности потока кислорода составляет для указанных акваторий 1,2 и 1,7 соответственно. В конце XXI века интегральный сток CO_2 и O_2 для Карского, Лаптевых и Восточно-Сибирского морей может увеличиться приблизительно в 3 раза — в основном за счет смещения границы ледового покрова, а для Баренцева моря — в 1,4 раза. Интегральный поток O_2 через поверхность акватории трех вышеуказанных морей увеличится в конце XXI века по сравнению с концом XX века приблизительно в 2,4 раза, а через поверхность Баренцева моря — в 1,7 раза.

Заключение

Для региона, включающего акваторию Баренцева и Карского морей, моря Лаптевых и Восточно-Сибирское, выполнены оценки временной и пространственной изменчивости потоков углекислого газа и кислорода с учетом особенностей распределения температуры, солености и скорости ветра в этих морях в условиях глобального потепления в XXI веке. Особое внимание обращено на особенности процессов газопереноса в условиях сильных ветров. Показано, что повторяемости скорости ветра на уровне 10 м над акваторией арктических морей по данным ЕСИМО (Климат морей России..., 2007), модельным оценкам и оценкам, проведенным на основе распределения вероятностей Максвелла, согласуются удовлетворительно. В то же время необходимо отметить, что распределение Максвелла и модельные оценки во всех случаях несколько недооценивают большие скорости ветра (15—25 м/с) и их повторяемость по сравнению с данными ЕСИМО. В течение всего года на акваториях морей Арктики при отсутствии льда модельные потоки CO_2 направлены из атмосферы в океан. Расчетные значения

средних по акваториям отдельных морей значений стока CO_2 наилучшим образом согласуются с оценками, полученными в работе (Land et al., 2013), а для Баренцева и Карского моря — с результатами работы (Manizza et al., 2013), в которой оценки газообмена получены с использованием реанализа NCEP/NCAR. В то же время для моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря результаты приведенных выше исследований существенно расходятся с оценками потока газа, полученными в настоящей работе. Отметим еще раз, что в указанных работах концентрация газа в воде вблизи поверхности рассчитывалась с учетом биологических эффектов, поэтому в теплый сезон различия в наших оценках и оценках из работы (Manizza et al., 2013) неизбежны. Величина потока кислорода в большей степени, чем потока углекислого газа, зависит от статистического распределения скоростей ветра. Эта зависимость различается для разных месяцев: пузырьковый газообмен заметно влияет на потоки кислорода, в первую очередь, в зимние месяцы. Будущие изменения потоков CO_2 и O_2 в конце XXI века по отношению к базовому периоду характеризуются заметной пространственной неоднородностью.

Несмотря на то, что на части акватории морей поток кислорода в летние месяцы к концу XXI века обнаруживает тенденцию к уменьшению, в целом по региону ожидается рост потоков через поверхность раздела «вода—воздух». Это увеличение относительно базового периода среди всех морей наименьшее для Баренцева моря (рост приблизительно в 1,4 раза, как для CO_2 , так и для кислорода). Для акватории Карского морей, моря Лаптевых и Восточно-Сибирского сток CO_2 увеличивается приблизительно в 3 раза, а поток кислорода — в 2,4 раза. Увеличение интегральных потоков происходит, в основном, за счет смещения границы ледового покрова. В связи с оценкой газопереноса через лед в дальнейшем предполагается уточнить оценки потоков CO_2 и O_2 , привлекая версию модели газопереноса, построенную с учетом газопроницаемости льда. Кроме того, важно проанализировать влияние функции распределения скорости ветра над акваторией на расчетные значения потоков газа и провести анализ возможностей параметризации влияния биологических эффектов на газообмен. Такое расширенное

исследование будет целесообразно провести на основе использования больших ансамблей (десятки членов) региональных климатических моделей высокого разрешения, в первую очередь, совместных региональных моделей «океан—атмосфера». Это даст возможность снять ограничения при описании обратных связей между атмосферой и океаном, принятые в данном исследовании. Высокора разрешающие совместные системы должны лучше описывать атмосферную динамику вблизи поверхности раздела двух сред по сравнению с моделями более низкого разрешения, по оценкам которых скорости ветра и, соответственно, диффузный газообмен оказываются заниженными. Результаты расчетов таких моделей для Арктики в ближайшей перспективе должны стать доступными в рамках упомянутого в разделе 2 проекта CORDEX. Использование ансамблей большего размера, по сравнению с относительно небольшим ансамблем на базе расчетов одной региональной модели, использованным в этом исследовании, должно стать отправной точкой для всесторонней оценки неопределенностей, сопровождающих оценки будущих изменений потоков кислорода и углекислого газа в арктическом бассейне. Это особенно важно, принимая во внимание большой разброс, который сейчас сопровождает современные оценки газообмена в Арктике. Кроме того, уточнение величин потоков газа через поверхность раздела «вода—воздух» потребует всестороннего анализа количественного влияния биологических эффектов на концентрацию газов вблизи поверхности в условиях эволюции ледового покрова.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РГНФ в рамках научного проекта № 15-02-00528.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бортковский Р. С. (2003). Газоперенос через поверхность океана при сильном ветре и его вклад в средний газообмен // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 39. № 6. С. 809—816.

Бортковский Р. С. (2006). К оценке среднего обмена кислородом и CO_2 между океаном и атмосферой в ключевых районах океана // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 42. № 2. С. 250—257.

Бортковский Р. С., Егоров Б. Н., Катцов В. М., Павлова Т. В. (2007). Модельные оценки среднего газообмена между океаном и атмосферой в условиях современного климата и при его изменениях, ожидаемых в XXI веке // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 43. № 3. С. 313—318.

Бортковский Р. С., Орленко Л. Р., Надёжина Е. Д., Стернзат А. В., Павлова Т. В., Пикалёва А. А., Молькентин Е. К., Егоров Б. Н. (2012). Газообмен через поверхность Баренцева моря (модельные оценки с учетом переноса газа пузырьками при шторме) // Труды ГГО. Вып. 566. С. 42—60.

Климат морей России и ключевых районов Мирового океана. Электронный атлас (2007). www.esimo.ru/atlas/.

Школьник И. М., Мелешко В. П., Павлова Т. В. (2000). Региональная гидродинамическая модель для исследования климата на территории России // Метеорология и гидрология. № 4. С. 32—49.

Школьник И. М., Мелешко В. П., Гаврилина В. М. (2005). Валидация региональной климатической модели ГГО // Метеорология и гидрология. № 1. С. 14—27.

Школьник И. М., Мелешко В. П., Ефимов С. В., Стафеева Е. Н. (2012). Изменения экстремальности климата на территории Сибири к середине 20-го века: ансамблевый подход // Метеорология и гидрология. № 2. С. 5—23.

Andersson A., Sahlée E., Rutgersson A. (2014). Using a high frequency fluorescent oxygen probe in atmospheric eddy covariance applications // Journal of Atmospheric and Oceanic Tech. V. 31. P. 2498—2551.

Arthun M., Bellerby R. G. J., Omar A. M., Schrum C. (2012). Spatiotemporal variability of air-sea CO_2 fluxes in the Barents Sea, as determined from empirical relationships and modeled hydrography // Journal of Marine Systems. V. 98—99. P. 40—50.

Arrigo K. R., Pabi S., van Dijken G. L., Maslowski W. (2010). Air-sea flux of CO_2 in the Arctic Ocean, 1998—2003 // J. Geophys. Res. V. 115. G04024. doi: 10.1029/2009JG001224.

Bates N. R., Mathis J. T. (2009). The Arctic ocean marine carbon cycle: evaluation of air-sea CO_2 exchanges, ocean acidification impacts and potential feedbacks // Biogeosciences. V. 6. P. 2433—2459. www.biogeosciences.net/6/2433/2009/.

Borges A. V., Schiettecatte L. S., Abril G., Delille B., Gazeau E. (2006). Carbon dioxide in European coastal waters // Estuarine Coastal Shelf Sci. V. 70 (3). P. 375—387.

Choi S.-H., Kim D., Shim J. H. et al. (2012). Seasonal Variations of Surface $f\text{CO}_2$ and Sea-Air CO_2 Fluxes in the Ulleung Basin of the East/Japan Sea // Terr. Atmos. Ocean. Sci. V. 23. № 3. P. 343—353. doi: 10.3319/TAO.2012.01.19.01(Ос).

D'Alessio S. J. D., Abdella K., McFarlane N. A. (1998). A new second-order turbulence closure scheme for modeling the oceanic mixed layer // J. Phys. Oceanogr. V. 28. P. 1624—1641.

Gulev S. K., Josey S. A., Bourassa M. et al. (2009). Surface energy, CO₂ fluxes and sea ice. OceanObs'09: Sustained Ocean Observations and Information for Society, Venice, Italy, 21—25 September.

Gruber N., Gloor M., Fan S.-M., Sarmiento J. L. (2001). Air-sea flux of oxygen estimated from bulk data: Implications for the marine and atmospheric oxygen cycles // Global Biogeochemical Cycles. V. 15. № 4. P. 783—803.

http://web.atmos.ucla.edu/~gruber/publication/pdf_files/GGFS01_rev_pp.pdf.

Ilyina T., Six K. D., Segschneider J., Maier-Reimer E., Li H., Nez-Riboni I. (2013). Global ocean biogeochemistry model HAMOCC: Model architecture and performance as component of the MPI-Earth system model in different CMIP5 experimental realizations // J. Adv. Model. Earth Syst. V. 5. P. 287—315. doi: 10.1029/2012MS000178.

IPCC (2007). Climate change 2007: The physical science basis / In: Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / S. Solomon et al. eds. — Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA IPCC Special Report. <https://www.ipcc.ch/pdf/special.../sres-en.pdf>.

Kaltin S., Anderson L. G., Olsson K. et al. (2002). Uptake of atmospheric carbon dioxide in the Barents Sea // Journal of Marine Systems. V. 38. P. 31—45.

Kendon E. J. et al. (2008). Robustness of future changes in local precipitation extremes // J. Clim. V. 21. Is. 17. P. 4280—4297.

Land P. E., Shutler J. D., Cowling R. D., Woolf D. K. et al. (2013). Climate change impacts on sea-air fluxes of CO₂ in three Arctic seas: a sensitivity study using Earth observation // Biogeosciences. V. 10. P. 8109—8128. doi: 10.5194/bg-10-8109-2013.

Lauvset S. K., Chierici M., Counillon F., Omar A. et al. (2013). Annual and seasonal fCO₂ and air-sea CO₂ fluxes in the Barents Sea // J. Marine Systems. V. 113—114. P. 62—74. doi: 10.1016/j.jmarsys.2012.12.011.

Manizza M., Follows M. J., Dutkiewicz S., Menemenlis D., Hill C. N., Key R. M. (2013). Changes in the Arctic Ocean CO₂ sink (1996—2007): A regional model analysis // Global Biogeochem. Cycles. V. 27. P. 1108—1118. doi: 10.1002/2012GB004491.

Nakaoka S., Aoki S., Nakazawa T. et al. (2006). Variations of oceanic pCO₂ and air-sea CO₂ flux in the Greenland Sea and the Barents Sea // Tellus. V. 58B. P. 148—161.

Nightingale P. D., Malin G., Law C. S., Watson A. J., Liss P. S., Liddicoat M. I., Boutin J., Upstill-Goddard R. C. (2000). In situ evaluation of air-sea gas exchange parameterizations using novel conservative and volatile tracers // Global Biogeochem. Cycles. V. 14. P. 373—387.

Nitishinsky M., Anderson L. G., Holemann J. A. (2007). Inorganic carbon and nutrient fluxes on the Arctic Shelf // *Cont. Shelf Res.* V. 27 (10—11). P. 1584—1599. doi: 10.1016/j.csr.2007.01.019, 2007.

Omar A. M., Johannessen T., Olsen A., Kaltin S., Rey F. (2007). Seasonal and interannual variability of the air-sea CO₂ flux in the Atlantic sector of the Barents sea // *Mar. Chem.* V. 104. P. 203—213.

Popova E. E., Yool A., Coward A. C., Dupont F., Deal C., Elliott S., Hunke E., Jin M. B., Steele M., Zhang J. L. (2012). What controls primary production in the Arctic Ocean? Results from an intercomparison of five general circulation models with biogeochemistry // *J. Geophys. Res.* V. 117. C00D12. doi: 10.1029/2011JC007112.

Rysgaard S., Bendtsen J., Delille B., Dieckmann G. S., Glud R. N., Kennedy H., Mortensen J., Papadimitriou S., Thomas D. N., Tison J. L. (2011). Sea ice contribution to the air-sea CO₂ exchange in the Arctic and Southern Oceans // *Tellus B.* V. 63. P. 823—830. doi: 10.1111/j.1600-0889.2011.00571.x.

Sabine C. L. et al. (2004). The oceanic sink for anthropogenic CO₂ // *Science.* V. 305. P. 367—371.

Skjelvan I., Falck E., Anderson L. G., Rey F. (2001). Oxygen fluxes in the Norwegian Atlantic Current // *Marine Chemistry.* V. 73. P. 291—303. www.elsevier.nl/locate/marchem.

Schuster U., McKinley G. A., Bates N. et al. (2013). An assessment of the Atlantic and Arctic sea-air CO₂ fluxes, 1990—2009 // *Biogeosciences.* V. 10. P. 607—627. www.biogeosciences.net/10/607/2013/.

Semiletov I. P., Pipko I. I., Repina I., Shakhova N. E. (2007). Carbonate chemistry dynamics and carbon dioxide fluxes across the atmosphere-ice-water interface in the Arctic Ocean // *J. Marine Syst.* V. 66 (1—4). P. 204—226. doi: 10.1016/j.jmarsys.2006.05.012.

Stanley R. H. R., Jenkins W. J., Lott III D. E., Doney S. C. (2009). Noble gas constraints on air-sea gas exchange and bubble fluxes // *J. Geophys. Res.* V. 114. C11020. doi: 10.1029/2009JC00053.

Taylor K. E., Stouffer R. J., Meehl G. A. (2012). An Overview of CMIP5 and the experiment design // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* V. 93. P. 485—498. doi: 10.1175/BAMS-D-11-00094.1.

Totterdell I. (2013). Impacts of climate change on air-sea exchanges of CO₂ // *Marine Climate Change Impacts Partnership: Science Review 2013.* P. 91—97. doi: 10.14465/2013.arc11.091-097.

Uppala S. M., Kållberg P. W., Simmons A. J. et al. (2005). The ERA-40 re-analysis // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* V. 131. P. 2961—3012. doi: 10.1256/qj.04.176.

Wang Xiaoyu, Jinping Zhao (2013). Seasonal and inter-annual variations of the primary types of the Arctic sea-ice drifting patterns // *Advances in polar science.* V. 23:2. P. 72—81.

Wanninkhof R. (1992). Relationship between wind speed and gas exchange // J. Geophys. Res. V. 97. P. 7373—7382.

Wanninkhof R., Asher W. E., Ho D. T. et al. (2009). Advances in quantifying air-sea gas exchange and environmental forcing // Annu. Rev. Mar. Sci. V. 1. P. 213—244.

Wanninkhof R., Park G.-H., Takahashi T., Sweeney C., Feely R., Nojiri Y., Gruber N., Doney S. C., McKinley G. A., Lenton A., Le Quéré C., Heinze C., Schwinger J., Graven H., Khatiwala S. (2013). Global ocean carbon uptake: magnitude, variability and trends // Biogeosciences. V. 10. P. 1983—2000. doi: 10.5194/bg-10-1983-2013.

Woolf D. K., Leifer I. S., Nightingale P. D., Bowyer P. et al. (2007). Modelling of bubble-mediated gas transfer: Fundamental principles and a laboratory test // J. Mar. Sys. V. 66. P. 71—91.

Woolf D. K., Thorpe S. A. (1991). Bubbles and the air-sea exchange of gases in near-saturation conditions // J. Mar. Res. V. 49. P. 435—466.

Zellweger Christoph et al. (2012). System and Performance Audit of Surface Ozone, Methane, Carbon Dioxide and Carbon Monoxide at the Global GAW Station Zeppelin Mountain, Norway, September 2012 // WCC-Empa Report 12/2.

http://gaw.empa.ch/audits/ZEP_2012.pdf

АНАЛИЗ ДАННЫХ НЕПРЕРЫВНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ АТМОСФЕРНОЙ КОНЦЕНТРАЦИИ МЕТАНА НА АРКТИЧЕСКОЙ СТАНЦИИ ТИКСИ С 2010 ПО 2015 ГГ.

В. М. Ивахов, Н. Н. Парамонова, В. И. Привалов, А. В. Зинченко

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

Поступила в редакцию: 18.05.2016
Поступила после доработки 16.07.2016

Введение

Атмосферный метан (CH_4) является климатообразующим фактором и вторым по значимости долгоживущим парниковым газом. Вклад метана в парниковый эффект составляет около 20 % (Кароль и Киселёв, 2004). Поступление CH_4 в атмосферу полностью определяется его потоками с земной поверхности. Сток метана происходит в результате химических реакций в атмосфере с гидроксидом, радикалами хлора и кислорода (~96 %) и вследствие поглощения метанотрофными бактериями в почве (~4 %) (Kirschke et al., 2013).

Источники CH_4 делятся на естественные и антропогенные. Метан образуется в результате жизнедеятельности метаногенных бактерий в анаэробных условиях. В природной среде метан также продуцируется колониями термитов и в результате процессов неполного сгорания биомассы при пожарах. Эмиссия CH_4 от естественных источников определяет чуть более половины глобального поступления CH_4 в атмосферу — 347 из 678 Мт/год (Kirschke et al., 2013). К источникам антропогенного характера относятся: утечки природного газа, свалки, сточные воды, крупный рогатый скот, рисовые плантации и др.

Арктический регион, включая область распространения многолетнемёрзлых грунтов (ММГ) в умеренных широтах, является резервуаром органического вещества, запас которого оценивается в 1300—1700 Пг (Hugelius et al. 2014). В результате оттаивания ММГ возможно включение почвенного углерода в процесс метаногенеза и, как следствие, увеличение эмиссии CH_4 . К основным источникам метана в Арктике относятся увлажнённые территории, заболоченная тундра, термокарстовые озёра (Zimov et al., 1997; Walter et al., 2007), а также шельф морей Восточной Арктики (МВА), на котором происходит эмиссия метана вследствие термодиссоциации метаногидратов (Shakhova et al., 2010, 2014).

Вклад метана в глобальное потепление определяется его содержанием в атмосфере, поэтому определение атмосферной концентрации CH_4 имеет первостепенное значение. В последнее время количество наблюдений за газовым составом атмосферы арктического региона постепенно увеличивается (Киселёв и Кароль, 2015), но российская часть Арктики остаётся наименее исследованной. В России регулярные измерения атмосферной концентрации CH_4 ведутся на 4 полярных станциях: Териберка — с 1996 г., Новый порт — с 2004 г., мыс Баранова — с 2015 г., Тикси — с 2010 г. На первых двух станциях осуществляется еженедельный отбор проб воздуха в фляги для дальнейшего лабораторного анализа, на двух других — измерения осуществляются в непрерывном режиме.

Целью данной работы является выявление общих закономерностей изменчивости концентрации метана на основе анализа пятилетнего ряда наблюдений CH_4 в гидрометеорологической обсерватории (ГМО) «Тикси». В ходе анализа рассматриваются:

1. суточная, сезонная и межгодовая изменчивость атмосферной концентрации метана;
2. зависимость CH_4 от скорости и направления ветра;
3. вероятностное распределение источников метана в регионе Тикси, полученное на основе статистического анализа обратных траекторий движения воздушных масс.

Требования к точности измерений концентрации CH_4

Наблюдения CH_4 в ГМО «Тикси» ведутся в соответствии с программой «Глобальная служба атмосферы» Всемирной метеорологической организации (ГСА ВМО). Согласно требованиям ГСА ВМО, сопоставимость получаемых данных по CH_4 составляет ± 2 млрд⁻¹ для диапазона 1700—2100 млрд⁻¹ (World Meteorological Organization, 2012). Глобальный баланс (разность между эмиссией и стоком) CH_4 в атмосфере, при ежегодном приросте средней глобальной атмосферной концентрации ~ 6 млрд⁻¹, составляет 6 Мт/год по данным за первое десятилетие XXI в. (Kirschke et al., 2013). Следовательно, ошибка измерений концентрации всего в несколько миллиардных долей приведет к ошибке при расчете потоков в несколько Мт CH_4 как для антропогенных, так и для естественных источников CH_4 . Учитывая тот факт, что источники метана распределены по земному шару неравномерно и имеют разные площади и мощности, становится очевидным, что значимость ошибки измерений атмосферной концентрации CH_4 крайне высока.

Измерительная система

В ГМО «Тикси» для выполнения непрерывных измерений концентрации CO_2 , CH_4 и H_2O используется лазерный газоанализатор, работающий на основе внутривибраторной лазерной спектроскопии (CavityRingDownSpectroscopy, CRDS). Изначально был установлен газоанализатор DLT-100 фирмы LosGatosResearch (LGR), технические характеристики которого оказались недостаточно стабильными. В июле 2013 г. прибор DLT-100 был заменен на газоанализатор G2301 фирмы Picarro, который зарекомендовал себя как более надежный инструмент на других станциях ГСА ВМО (Rella et al., 2013). Воздух отбирается с мачты высотой 10 м. Общая протяжённость пробозаборной линии составляет ~ 15 м, частота измерений — 1 Гц. За каждые сутки наблюдений формируется текстовый файл со среднеминутными значениями концентрации CH_4 . Исходные данные наблюдений находятся в свободном доступе на ресурсе

ftp://ftp1.esrl.noaa.gov/psd3/arctic/tiksi/greenhouse_gas/ghg_concentration/raw/.

Для измерения скорости и направления ветра используется акустический анемометр uSonic-3 Scientific, МЕТЕК, установленный на мачте.

Место наблюдений

Измерительная аппаратура установлена в павильоне «Чистый воздух» ГМО «Тикси» (71°36' с. ш., 128°53' в. д., 30 м над уровнем моря), который находится в пяти километрах к юго-западу от поселка Тикси и в 1,5 км к северо-востоку от метеостанции «Полярка». Береговая линия бухты Тикси проходит восточнее обсерватории на расстоянии 500 м от нее. К югу от павильона расположена долина площадью ~1,5 км², окружённая каменистыми холмами (друмлинами), по которой протекает небольшая речка. В морфологии Приморского хребта, вытянутого от бухты Тикси в южном направлении, резко выделяются сквозные долины, диагонально ориентированные с северо-востока на юго-запад. В таком же направлении ориентированы и более мелкие экзарационные формы, наблюдаемые на междуречьях, днищах и склонах долин: параллельные борозды, «обтекаемые» гряды, удлинённые озерные ваны, бараньи лбы с «хвостами» из щебня («крег» и «тейл-формы»), террасовидные уступы (Гросвальд, Спектор, 1993). Здание обсерватории стоит на поверхности, образованной сланцевой щебёнкой, которая является «хвостом» друмлины, расположенного в 250 м к северу. Растительность представлена в основном мхами, лишайниками, осоками. Встречаются мелкие кустарники: черника, морошка, вереск и др. На криоболотных участках и территориях со слабым дренажем развита мохово-осоковая растительность (Богородский и др., 2015).

Согласно результатам анализа роз ветра за период 1932—2007 гг., проведенного в работе Иванова и др., (2009), в холодное время года в Тикси преобладают южные, юго-западные, западные ветры, в теплый сезон — северные, северо-восточные ветры. При этом в холодный сезон распределение по румбам сосредоточено, а в теплый сезон оно

ближе к равномерному. В холодный сезон повторяемость штиля в несколько раз больше, чем в теплый. В теплый сезон более выражена повторяемость слабых и умеренных ветров со скоростью от 3 до 7 м/с.

Источники CH_4 в регионе Тикси

В регионе Тикси выделяют следующие источники эмиссии CH_4 :

- биотический метаногенез на переувлажнённых территориях, в термокарстовых озерах и болотах криолитозоны при их сезонном оттаивании;
- придонный слой органических осадков на шельфе (Zimov et al., 1997; Анисимов и др., 2014);
- термодиссоциация метаногидратов на шельфе МВА (Сергиенко и др., 2012);
- сейсмическая активность, приводящая к дегазации метана с шельфа МВА (Люшвин, 2013).

Возможно, что последние два механизма выделения метана со дна шельфа, взаимосвязаны, поскольку регион Тикси находится на стыке Евразийской и Северо-Американской литосферных плит, и через него проходит Срединно-Арктический пояс землетрясений (Кутинов и др., 2014). Но данное предположение требует дополнительных исследований.

К локальным источникам метана, влияние которых наблюдается в ГМО «Тикси», относится сам посёлок, находящийся в пяти километрах к северу от станции (население ~5000 человек), низменная территория, расположенная в 300 м к югу от станции площадью около $1,5 \text{ км}^2$ с многочисленными участками с открытой водой и характерной для региона растительностью. К крупномасштабным региональным источникам метана относятся дельта реки Лены (~30000 км^2), годовой поток CH_4 с которой, по оценкам Schneider et al., (2009), составил $10,35 \text{ мг/м}^2/\text{день}$ (см. рис. 1); увлажненные территории площадью около 300000 км^2 (Восточно-Сибирская низменность) с многочисленными термокарстовыми озерами, находящиеся к востоку, юго-востоку от Тикси, на которых был зафиксирован летний поток $7,6 \pm 1,4 \text{ мг/м}^2/\text{день}$ (Zimov et al., 1997).

В качестве крупномасштабного источника CH_4 можно рассматривать шельф МВА, эмиссии с которого варьируется в широких пределах: от 0—4,5 Тг/год (Berchet et al., 2016) до 17 Тг/год (Shakhova et al., 2014).

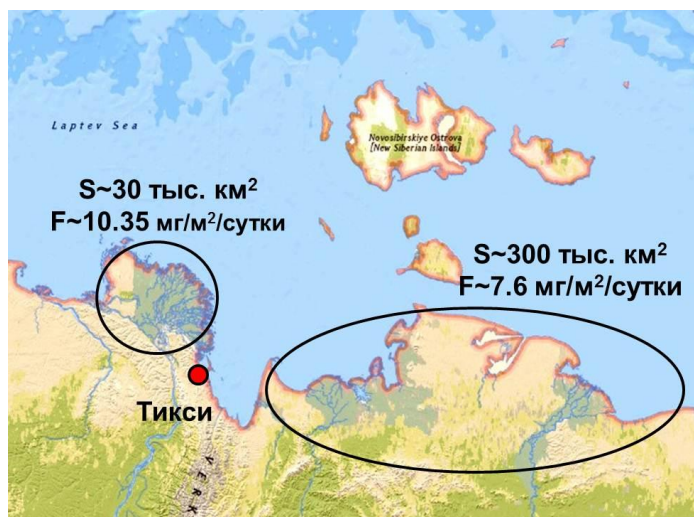


Рис. 1. Крупномасштабные источники CH_4 в регионе Тикси.

Результаты измерений

Массив среднечасовых данных наблюдений атмосферной концентрации CH_4 был сформирован путём осреднения исходных минутных данных измерений, предварительно скорректированных на величину приборного дрейфа шкалы, который отслеживался по регулярным измерениям трех стандартов ВМО. Для DLT-100 величина поправки варьировалась в пределах 15 млрд⁻¹, для G2301 — в пределах 3 млрд⁻¹. На рис. 2 приведен массив среднечасовых данных измерений CH_4 с учетом поправки.

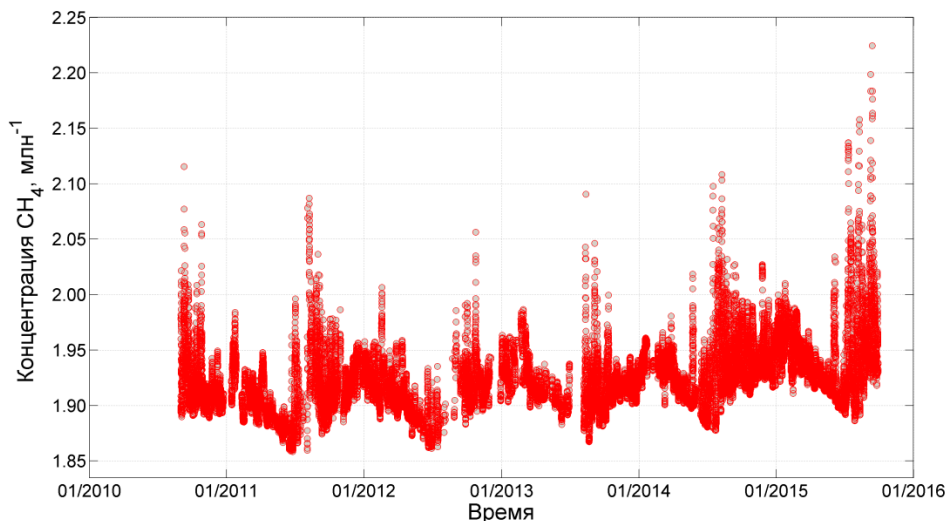


Рис. 2. Среднечасовые значения атмосферной концентрации CH_4 в Тикси за период с августа 2010 г. по сентябрь 2015 г.

Годовой ход

Годовой ход концентрации CH_4 (см. рис. 3) оценивался по средним значениям нижних и верхних квартилей среднечасовых данных за месяц (далее по тексту — «нижний» и «верхний» квартили). При таком подходе предполагается, что в нижний квартиль попадают концентрации метана, соответствующие хорошо перемешанному воздушному массам, которые проходили над территориями со слабым воздействием источников. Верхний квартиль отражает влияние различных источников CH_4 .

Разделение исходного ряда концентрации CH_4 на два, позволило выделить сигнал, определяющий наиболее общие сезонные закономерности, связанные с изменением интенсивности стоков и источников CH_4 . Амплитуда годового хода нижнего квартиля составила ~ 60 млрд⁻¹. В летний период наблюдается минимум годового хода, зимой — максимум. Так, в Тикси в 2011, 2012 и

2015 г. минимум пришелся на июнь, в 2014 г. — на июль, а в 2013 г. (самом холодном) — на август.

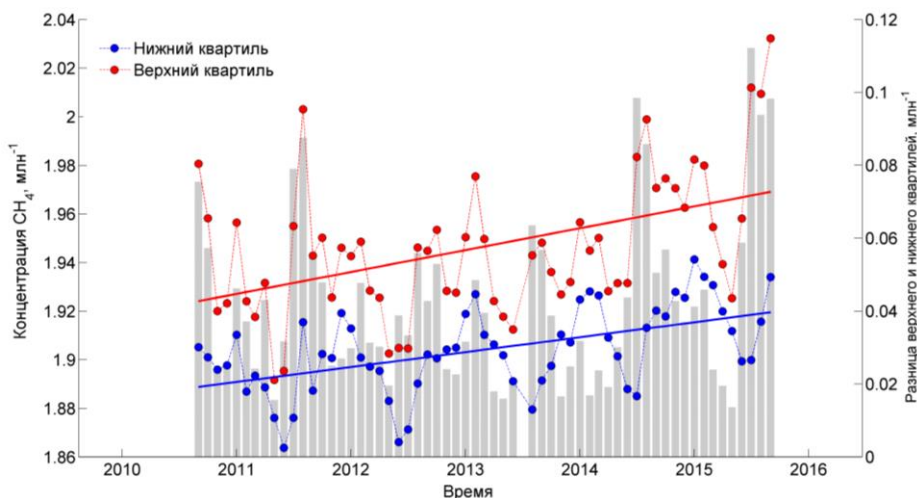


Рис. 3. Годовой ход концентрации CH_4 в Тикси, построенный по среднемесячным значениям нижнего (синие точки) и верхнего (красные точки) квантилей среднечасовых значений CH_4 .

В виде диаграммы представлена разность значений верхнего и нижнего квантилей.

Максимальные значения среднечасовых значений концентрации наблюдаются в периоды наибольшего оттаивания почвы (июль, август, сентябрь) при малых скоростях ветра. Разность между средними значениями верхнего и нижнего квантилей (диаграмма на рис. 3) достигает своих максимальных значений в летние месяцы, что объясняется максимальным стоком метана за счет реакций с гидроксидом и активностью локальных естественных источников.

Ближайшей к ГМО «Тикси» арктической станцией с продолжительным рядом аналогичных наблюдений является обсерватория Барроу ($71^\circ 19'$ с. ш., $156^\circ 36'$ з. д.) на Аляске, которая находится в схожих природных условиях. На рис. 4 и 5 приведено сравнение нижних и верхних квантилей на упомянутых станциях за период с сентября 2010 г. по декабрь 2014 г., соответственно.

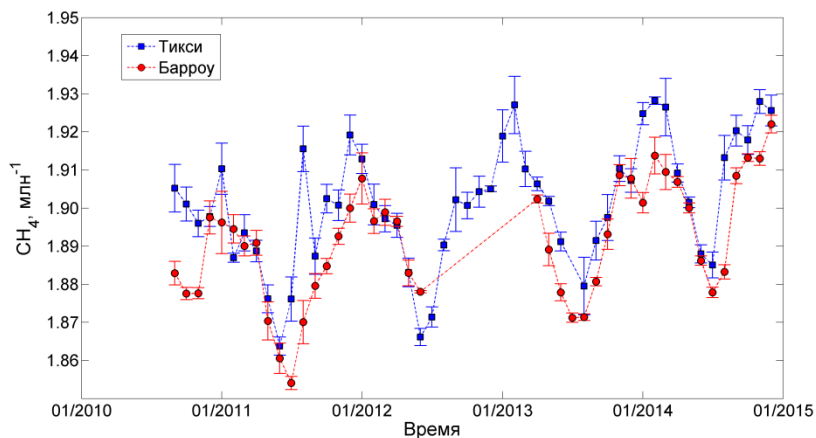


Рис. 4. Годовой ход концентрации метана (среднемесячные значения нижнего квартиля среднечасовых концентраций) в ГМО «Тикси» и Барроу.

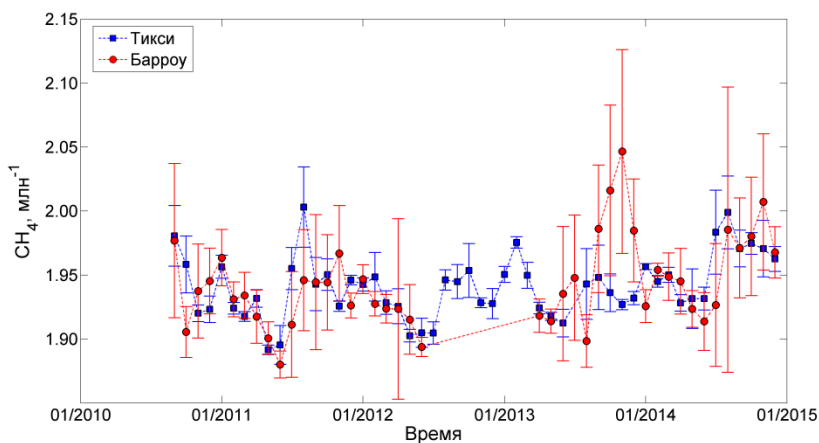


Рис. 5. Годовой ход концентрации метана (среднемесячные значения верхнего квартиля среднечасовых концентраций) в ГМО «Тикси» и Барроу.

Годовой хода нижних квартилей в Тикси и Барроу имеет приблизительно одинаковые амплитуды (~ 60 млрд⁻¹). В Барроу, так же как и в Тикси, минимум в годовом ходе приходится на летние месяцы,

максимум — на зимние. В среднем превышение значений нижнего квартиля для ГМО «Тикси» относительно значения нижнего квартиля для станции Барроу составляет $9,1 \pm 10,7$ млрд⁻¹. Такое различие нижних двух арктических станций, возможно, является следствием особенностей их географического положения. В районе Тикси расположено больше источников CH_4 , чем в районе Барроу.

Величина сдвига между верхним и нижним квартилями составила: для Тикси $42,5 \pm 23,5$ млрд⁻¹, для Барроу — $50,8 \pm 29,6$ млрд⁻¹. Максимальные значения среднечасовых концентраций CH_4 в Барроу также наблюдаются в летние месяцы.

Средний суточный ход

Средний суточный ход концентрации метана были рассмотрены для месяцев с положительной среднесуточной температурой воздуха: июнь, июль, август и сентябрь 2014—2015 гг. Средний суточный ход концентрации CH_4 представлен на рис. 6. Изменение концентрации в течение суток определяется главным образом влиянием локальных источников и метеорологических условий. Так, для ночных и утренних часов характерно накопление метана в нижнем слое атмосферы вследствие температурной инверсии.

Несмотря на то, что средняя температура воздуха в июне положительная (около 5 °C), средний суточный ход концентрации CH_4 практически отсутствует. Что является следствием не полной активизации естественных источников и отсутствия метеорологических условий для накопления метана в приземном слое. В остальные тёплые месяцы средний суточный ход концентрации CH_4 прослеживается отчетливо. В июле, августе и сентябре амплитуда среднего суточного хода составила 11, 18 и 17 млрд⁻¹, соответственно. Стандартное отклонение среднемесячного часового значения превышает амплитуду среднего суточного хода более чем в два раза.

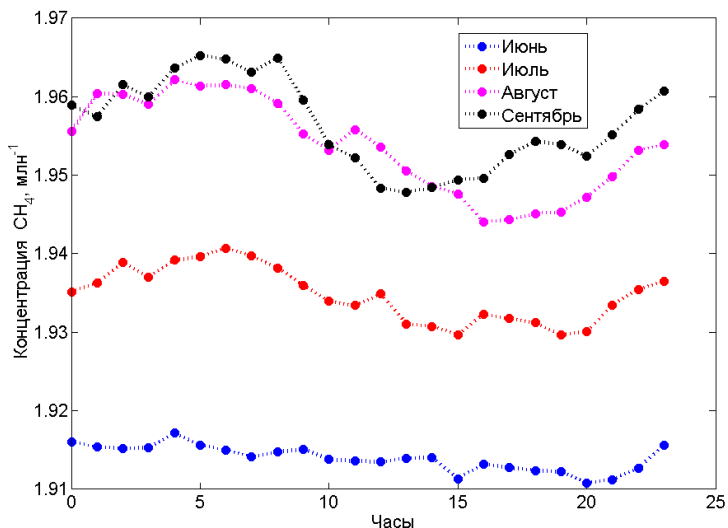


Рис. 6. Среднесуточный ход концентрации метана.

Межгодовой ход

Среднегодовые значения концентрации CH_4 за 2011—2014 гг. рассчитывались по нижнему квартилю среднечасовых значений концентрации метана за месяц. В табл. 1 приведены среднегодовые концентрации метана в Тикси и Барроу, полученные по данным регулярных измерений. Межгодовой рост CH_4 составил 1 и 3, 12 и 7, 9 и 9 млрд⁻¹ соответственно для обеих станций в 2012, 2013 и 2014 гг. Незначительные отличия в межгодовом росте обусловлены расположением станций в одном широтном поясе и схожими природными условиями. Линейный тренд исследуемого временного ряда CH_4 составил 6,1 и 9,0 млрд⁻¹/год для нижнего и верхнего квартилей, соответственно. В случае верхнего квартиля крутизна линейного тренда определяется увеличением числа высоких среднечасовых концентраций от 2013 к 2015 гг.

Таблица 1

Среднегодовые значения концентрации CH_4 , млрд⁻¹

Год	2011	2012	2013	2014
ГМО «Тикси»	1893	1894	1906	1915
Барроу	1896	1899	1906	1915

Вариации концентрации CH_4 в зависимости от параметров ветра

Атмосферная концентрация метана существенно зависит от скорости и направления ветра. При малых скоростях ветра создаются условия для накопления метана в приземном слое, что приводит к увеличению его концентрации. С увеличением скорости ветра концентрация, как правило, уменьшается.

На рис. 7 показано распределение отклонений средних концентраций CH_4 от референтного уровня в зависимости от направления ветра для различных скоростей ветра для летнего и зимнего периодов. Отклонения концентрации от референтного уровня рассматривались, чтобы исключить влияние годового и межгодового ходов. Референтный уровень был получен посредством интерполяции сплайнами средних значений нижнего квартиля часовых данных CH_4 за месяц. Разделение на летний и зимний период было сделано по температуре почвы на глубине 10 см. За летний сезон был принят период с положительной температурой почвы на глубине 10 см (с 15 июня по 15 сентября), за зимний — с отрицательной (с 15 ноября по 31 мая).

Скорости ветра (V) были условно разделены на 3 группы: слабые $V \leq 3$, умеренные $3 < V \leq 8$, сильные $V > 8$. Случаи со скоростями ветра выше 8 м/с рассматривались для того чтобы «увидеть» возможные изменения концентрации CH_4 в Тикси, связанные со штормовыми явлениями (Shakhova et al., 2014).

Рассматривались данные с августа 2013 по сентябрь 2015 гг., когда акустический анемометр работал непосредственно на павильоне «Чистый воздух».

Согласно диаграммам рис. 3, среднее значение концентрации CH_4 при малых скоростях ветра оказывается выше, чем при средних и высоких скоростях и сравнительно равномерно распределена по всем направлениям летом и зимой.

В летний период при усилении скорости ветра от 3 до 8 м/с концентрация CH_4 уменьшается вне зависимости от направления ветра в среднем на 20 млрд^{-1} . А в секторе $180^\circ\text{—}270^\circ$ уменьшение составляет более 40 млрд^{-1} , которое при дальнейшем усилении ветра достигает 60 млрд^{-1} . Что, видимо, указывает на влияние локального источника в этом направлении — низменную территорию вблизи станции — и, в то же время, на отсутствие крупномасштабного регионального источника. При ветрах из сектора $337,5^\circ\text{—}0^\circ$ в летний сезон средний уровень концентрации CH_4 при малых и высоких скоростях ветра практически совпадает, а при средних — ниже на $\sim 10 \text{ млрд}^{-1}$ (рис. 3а). Вероятно, с ростом скорости ветра с данного направления проявляется влияние удаленного крупномасштабного источника CH_4 , расположенного в дельте Лены. Если предположить, что увеличение средней концентрации метана при переносе из сектора $337,5^\circ\text{—}0^\circ$ с $V > 8 \text{ м/с}$ связано с эмиссией во время штормов, тогда становится непонятным, почему концентрация CH_4 уменьшается более, чем на 30 млрд^{-1} с ростом V при переносе из других секторов ($22,5^\circ$, 45°), где находится акватория моря Лаптевых.

Также можно отметить выпуклость распределения CH_4 при средних скоростях в довольно широком секторе $67,5^\circ\text{—}135^\circ$. С увеличением скорости ветра концентрация CH_4 уменьшается в секторе $90^\circ\text{—}135^\circ$, но при этом резко возрастает в направлении меридиана $67,5^\circ$ почти на 20 млрд^{-1} . По всей видимости, эти вариации обусловлены влиянием Восточно-Сибирской низменности.

В зимний период амплитуда средних отклонений CH_4 не превышает 20 млрд^{-1} (для летнего периода не более 70 млрд^{-1}). Поскольку зимой естественные источники «законсервированы», то изменчивость

концентрации CH_4 определяется влиянием антропогенных источников и дальним переносом с южных направлений.

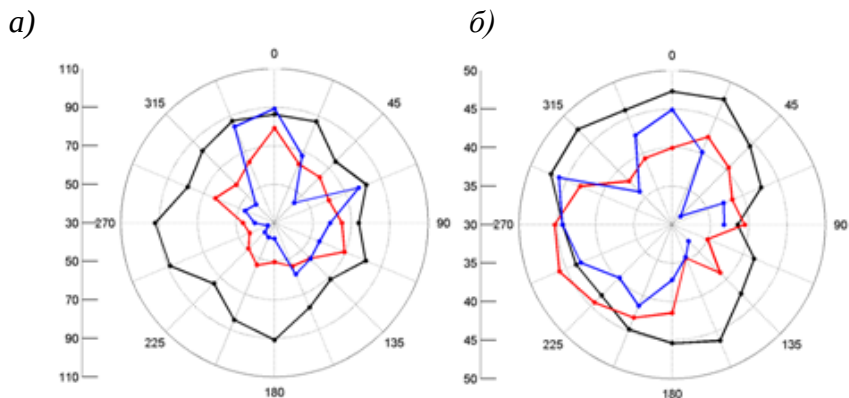


Рис. 7. Распределение средних отклонений концентрации CH_4 (млрд⁻¹) от референтного уровня по 16 секторам при разных скоростях ветра для летнего (а) и зимнего (б) сезонов.

Скорость ветра не более 3 м/с — черная линия,
от 3 до 8 м/с — красная линия,
более 8 м/с — синяя линия.

В секторе $202,5^\circ$ — $292,5^\circ$ при всех скоростях ветра наблюдается примерно одинаковый уровень CH_4 с незначительно более высокими концентрациями при средних V , что, видимо, говорит о влиянии удалённых источников в глубине материка. В секторе $337,5^\circ$ — 0° при $V > 8$ м/с наблюдаются более высокие концентрации CH_4 , чем при средних скоростях ветра. Возможно, таким образом проявляется влияние поселка Тикси, но для проверки этого предположения требуется проведение анализа данных наблюдений, например, по черному углероду. Явно указывает на локальное воздействие антропогенного характера резкое уменьшение на 20 млрд⁻¹ концентрации с ростом скорости ветра в направлениях: 315° и $157,5^\circ$.

Региональный перенос

Влияние регионального переноса было оценено на основе статистического анализа обратных траекторий движения воздушных масс. Траектории генерировались с помощью модели HYSPLIT на основе метеорологических полей реанализа GDAS с горизонтальным разрешением $1^\circ \times 1^\circ$. Обратные 3-х суточные (72 ч) траектории строились с дискретностью 3 часа за период с августа 2013 г. по сентябрь 2015 г. включительно для обозначенных ранее летних и зимних периодов. В анализе рассматривались обратные траектории для скоростей ветра больших 3 м/с для пониженных и повышенных значений концентраций. В качестве повышенных концентраций рассматривались отклонения от референтного уровня метана в Тикси, попавшие в верхний квартиль, в качестве пониженных — попавшие, соответственно, в нижний квартиль. Для уменьшения ошибки, связанной с выбором высоты прибытия траектории в пункт наблюдения (Вивчар и др., 2009; Ивахов и Зинченко, 2012), в каждый определенный момент времени строилось 8 обратных траекторий для высот: 100, 300, 500, 700, 900, 1100, 1300 и 1500 м, из которых в результате кластерного анализа формировались три траектории.

На основе статистического анализа обратных траекторий были получены карты вероятностного распределения источников и стоков (под стоком здесь понимается место без источников) метана в регионе Тикси. Возможное месторасположения источников/стоков было получено методом оценки условной вероятности прихода частиц с повышенными/пониженными концентрациями CH_4 из отдельных областей. Условная вероятность для географической ячейки размером $2,5^\circ \times 5^\circ$ рассчитывалась как отношение времени пребывания частиц, соответствующих повышенным концентрациям CH_4 , ко времени пребывания всех частиц за данный сезон. Для оценки статистической значимости условной вероятности отдельно взятой ячейки использовался метод доверительных интервалов, применяемый для оценки параметров биномиального распределения случайной величины. Поскольку количество эпизодов с повышенными/пониженными концентрациями CH_4 составило 25 %

(верхний и нижний квартили) от общего числа случаев, то в качестве статистически значимых ячеек рассматривались те, для которых выполнялось следующее условие:

$$p_{ij} > 0.25 + U_{0.975} \cdot \sigma_{ij}, \quad (1)$$

где p_{ij} — условная вероятность прихода частицы с повышенной/пониженной концентрацией CH_4 из ячейки с индексом ij (i — широта, j — долгота);

$U_{0.975} = 1.96$ — квантиль стандартизированного нормального распределения;

$\sigma_{ij} = (p_{ij} \cdot (1 - p_{ij})/n_{ij})^{0.5}$ — стандартное отклонение биномиально распределённой случайной величины;

n_{ij} — время пребывания в ячейке с индексом ij всех рассматриваемых за данный сезон частиц.

Более детальное описание данного метода приведено в работе (Вивчар и др., 2009). В качестве дополнительного критерия для оценки статистической значимости использовалось пороговое значение в 1500 часов для времени пребывания всех частиц за данный сезон. Если в ячейке частицы провели меньше чем 1500 часов, то такая ячейка считалась статистически незначимой.

Полученные вероятностные распределения источников/стоков CH_4 за летний период представлены на рис. 8.

Пониженные концентрации метана, которые соответствуют отклонениям CH_4 от референтного уровня из нижнего квартиля, как видно из рис. 8а, наблюдаются при переносе со стороны Северного Ледовитого океана. При этом величины условной вероятности для полученных «чистых» областей колеблются в пределах от 0,25 до 0,4. Диапазон значений условной вероятности для повышенных концентраций, источники которых преимущественно расположены на континенте, варьируется в более широких пределах: от 0,25 до 0,8 (рис. 8б). Наиболее высокие значения вероятностей (0,6—0,8) соответствуют области на востоке и юго-востоке от Тикси (Восточно-Сибирская низменность). При переносе воздушных масс с юго-западных территорий повышенные значения концентрации CH_4 отмечаются в 40—50 % случаев.

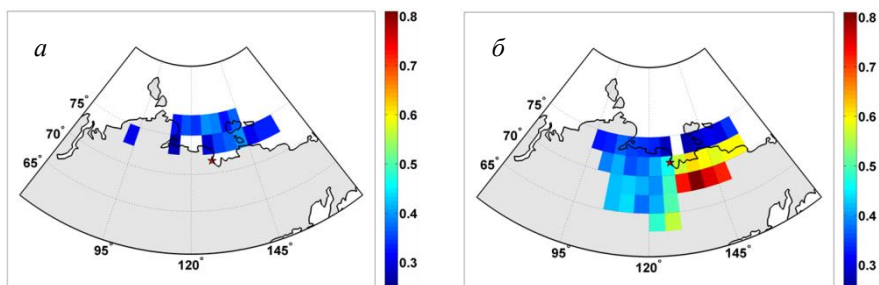


Рис. 8. Распределение условной вероятности прихода частицы воздуха с пониженным (*а*) и повышенным (*б*) содержанием метана в Тикси.

Сравнивая распределение «чистых» областей с распределением источников метана можно увидеть пересечение нескольких ячеек в широтном поясе $72,5^{\circ}$ — 75° с. ш. со значениями вероятностей в пределах 0,4. Данная область пересечения, видимо, является следствием близкого расположения и, соответственно, влияния Восточно-Сибирской низменности на содержание метана в атмосфере прилегающей акватории морей восточной Арктики.

Для зимнего периода также были получены распределения источников и стоков CH_4 , но по причине отсутствия статистически значимых результатов карты распределения в данной работе не приведены.

Заключение

В настоящей работе были рассмотрены общие закономерности временного хода атмосферной концентрации метана на примере пятилетнего ряда непрерывных наблюдений на ГМО «Тикси». Так, наиболее отчетливо суточный ход проявляется в августе и сентябре, когда активно «действуют» локальные источники CH_4 и создаются метеорологические условия для его накопления. Амплитуда суточного хода в августе и сентябре оставила 18 и 17 млрд⁻¹ соответственно. Для анализа годового хода из исходного ряда наблюдений были получены

средние значения нижнего и верхнего квартилей среднечасовых данных за месяц. Амплитуда годового хода нижнего квартиля, который характеризует наиболее «чистый» воздух, составила ~60 млрд⁻¹. Минимум наблюдается летом, максимум – зимой. Отдельные значения среднечасовых концентраций метана в летний период достигают 2200 млрд⁻¹, тогда как среднегодовая концентрация находится на уровне 1915 млрд⁻¹. От 2013 к 2015 гг. отмечается увеличение разницы между верхним и нижним квартилями, которое, вероятно, объясняет более крутой тренд верхнего квартиля по сравнению с нижним: 9,0 и 6,1 млрд⁻¹/год, соответственно.

Рассмотрена зависимость концентрации CH₄ от скорости и направления ветра. Согласно полученным результатам при малых скоростях ветра (не более 3 м/с) наблюдаются более высокие концентрации, чем при скоростях ветра более 3 м/с. При высоких скоростях ветра (>8 м/с) северо-северо-западного направления наблюдаются повышенные концентрации CH₄, что, вероятно, указывает на влияние крупномасштабного источника в дельте реки Лена.

На основе статистического анализа обратных траекторий движения воздушных масс показано, что для повышенных концентраций CH₄ в летний период характерен долгосрочный перенос с материка из восточного, южного и юго-западного секторов. При этом пониженные концентрации CH₄ главным образом наблюдаются при переносе с акватории морей Восточной Арктики.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 14-05-00677а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Анисимов О. А., Забойкина Ю. Г., Кокорев В. А., Юрганов Л. Н. (2014). Возможные причины эмиссии метана на шельфе морей Восточной Арктики. Вып. 2. С. 69—81.

Богородский П. В., Макитас А. П., Кустов В. Ю., Грубый А. С., Мовчан В. В. (2015). Динамика сезонного протаивания вечной мерзлоты в районе

гидрометеорологической обсерватории Тикси // Проблемы Арктики и Антарктики. Вып. 4 (106). С. 88—98.

Вивчар А. В., Моисеенко К. Б., Шумский Р. А., Скороход А. И. (2009). Идентификация антропогенных источников эмиссий окислов азота по расчетам лагранжевых траекторий и данным наблюдений на высотной мачте в Сибири весной—летом 2007 г. // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. Вып. 45 (3). С. 325—362.

Гросвальд М. Г., Спектор В. Б. (1993). Ледниковый рельеф района Тикси (западное побережье губы Буор-Хая, Северная Якутия) // Геоморфология. Вып. 1. С. 72—82.

Иванов Н. Е., Макитас А. П., Шутилин С. В., Гунн Р. М. (2009). Многолетняя изменчивость характеристик климата района гидрометеорологической обсерватории Тикси // Проблемы Арктики и Антарктики. Вып. 1 (81). С. 24—41.

Ивахов В. М., Зинченко А. В. (2012). Определение наиболее репрезентативных обратных траекторий в зависимости от выбора вертикальной координаты // Труды ГГО. Вып. 565. С. 263—277.

Кароль И. Л., Киселёв А. А. (2004). Атмосферный метан и глобальный климат // Природа. Вып. 7. С. 47—52.

Киселёв А. А., Кароль И. Л. (2015). Еще раз про метан // Природа. Вып. 11. С. 9—17.

Кутинов Ю. Г., Чистова З. Б., Беленович Т. Я. (2014). Современный геодинамический режим Арктической окраинно-континентальной зоны // Пространство и Время. Электронное научное издание. Вып. 1 (15). С. 208—215.

Люшвин П. В. (2013). Метанотрофное таяние Восточносибирской Арктики // Пространство и Время. Электронное научное издание. Вып. 1. Т. 4.

Сергиенко В. И., Лобковский Л. И., Семилетов И. П., Дударев О. В., Дмитриевский Н. Н., Шахова Н. Е., Романовский Н. Н. (2012). Деградация подводной мерзлоты и разрушение гидратов шельфа морей восточной Арктики как возможная причина "метановой катастрофы": некоторые результаты комплексных исследований 2011 года // Доклады Академии Наук. Вып. 446 (3). С. 330—35.

Berchet A., Bousquet P., Pison I., Locatelli R., Chevallier F., Paris J.-D., Dlugokencky E. J. et al. (2016). Atmospheric constraints on the methane emissions from the East Siberian Shelf // Atmospheric Chemistry and Physics. V. 16 (6). P. 4147—4157. doi: 10.5194/acp-16-4147-2016.

Hugelius G., Strauss J., Zubrzycki S., Harden J. W., Schuur E. A. G., Ping C.-L., Schirrmeister L. et al. (2014). Improved estimates show large circumpolar stocks of permafrost carbon while quantifying substantial uncertainty ranges and identifying remaining data gaps // Biogeosciences Discussions. V. 11. P. 4771—4822. doi: 10.5194/bgd-11-4771-2014.

Kirschke S., Bousquet P., Ciais P., Saunois M., Canadell J. G., Dlugokencky E. J., Bergamaschi P. et al. (2013). Three decades of global methane sources and sinks // *Nature Geoscience*. V. 6 (10). P. 813—823.

Rella C. W., Chen H., Andrews A. E., Filges A., Gerbig C., Hatakka J., Karion A. et al. (2013). High accuracy measurements of dry mole fractions of carbon dioxide and methane in humid air // *Atmospheric Measurement Techniques*. V. 6 (3). P. 837—860. doi: 10.5194/amt-6-837-2013.

Schneider J., Grosse G., Wagner D. (2009). Land cover classification of tundra environments in the Arctic Lena Delta based on Landsat 7 ETM + data and its application for upscaling of methane emissions // *Remote Sensing of Environment*. V. 113 (2). P. 380—391. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2008.10.013>.

Shakhova N., Semiletov I., Salyuk A., Yusupov V., Kosmach D., Gustafsson Ö. (2010). Extensive Methane Venting to the Atmosphere from Sediments of the East Siberian Arctic Shelf // *Science*. V. 327 (5970). P. 1246—1250. doi: 10.1126/science.1182221.

Shakhova N., Semiletov I., Leifer I., Sergienko V., Salyuk A., Kosmach D., Chernykh D. et al. (2014). Ebullition and storm-induced methane release from the East Siberian Arctic Shelf // *Nature Geoscience*. V. 7 (1). P. 64—70.

Walter K. M., Edwards M. E., Grosse G., Zimov S. A., Chapin F. S. (2007). Thermokarst Lakes as a Source of Atmospheric CH₄ During the Last Deglaciation // *Science*. V. 318 (5850). P. 633—636. doi: 10.1126/science.1142924.

World Meteorological Organization Global Atmosphere Watch. Report № 206 (2012). 16th WMO/IAEA Meeting on Carbon Dioxide, Other Greenhouse Gases, and Related Measurement Techniques (GGMT-2011). Wellington, New Zealand, 25—28 October 2011 / G. Brailsford ed. 58 p.

Zimov S. A., Voropaev Y. V., Semiletov I. P., Davidov S. P., Prosiannikov S. F., Chapin F. S., Chapin M. C., Trumbore S., Tyler S. (1997). North Siberian Lakes: A Methane Source Fueled by Pleistocene Carbon // *Science*. V. 277 (5327). P. 800—802. doi: 10.1126/science.277.5327.800.

УДК 551.509

Концепция разработки численной нестационарной трехмерной модели эволюции осадкообразующего конвективного облака в естественных условиях и при активных воздействиях. Довгалюк Ю. А., Веремей Н. Е., Владимиров С. А., Дрофа А. С., Затевахин М. А., Игнатьев А. А., Морозов В. Н., Пастушков Р. С., Синькевич А. А., Шаповалов А. В. Труды ГГО. 2016. Вып. 582. С. 7–44.

Представлен обзор существующих к настоящему времени моделей конвективных облаков. На основании обзора сформулированы основные требования к разработке новой трехмерной модели конвективного облака, ее физическая концепция и общая структура.

Ключевые слова: конвективное облако, численная модель, обзор, концепция.

Ил. 2. Библ. 118.

УДК 551.509

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

Представлено описание полной численной нестационарной трехмерной модели конвективного облака с параметризованным описанием микрофизических процессов. Приведены уравнения гидротермодинамического и микрофизического блоков, описаны начальные и граничные условия, а также численный алгоритм решения системы уравнений.

Ключевые слова: конвективное облако, численная модель, уравнения, гидротермодинамический блок, микрофизический блок, численная схема.

Ил. 6. Библ. 59.

Пример результатов расчетов эволюции осадкообразующего конвективного облака с помощью полной трехмерной модели. Довгалиук Ю. А., Веремей Н. Е., Затевахин М. А., Игнатьев А. А., Морозов В. Н., Синькевич А. А., Торопова М. Л. Труды ГГО. 2016. Вып. 582. С. 92–115.

Приведен пример результатов расчетов пространственно-временного изменения основных характеристик конвективного облака (скорость вертикального потока, водность, ледность, интенсивность осадков, объемная плотность электрического заряда и др.) с помощью трехмерной модели. Выбран случай состояния атмосферы, характерного для дней с развитием глубокой облачной конвекции в Северо-Западном регионе России. Представлены как пространственные профили характеристик, так и временные ходы изменения их максимальных значений. Исследовано влияние фонового ветра на эволюцию конвективного облака.

Ключевые слова: конвективное облако, численная модель, временной ход, вертикальный профиль, скорость, водность, ледность, электрический заряд, фоновый ветер.

Табл. 2. Ил. 10. Библ. 23.

УДК 551.509

Комплексный метод активных воздействий на конвективные облака с целью регулирования осадков. Трехмерное численное моделирование. Владимиров С. А., Пастушков Р. С. Труды ГГО. 2016. Вып. 582. С. 116–127.

Рассмотрены существующие подходы к численному моделированию микрофизических процессов имеющих место при АВ гигроскопическими и льдообразующими реагентами.

Предложена параметризационная схема позволяющая моделировать АВ гигроскопическими и льдообразующими реагентами. Представлены результаты ЧЭ на основе которых даются предложения по разработке оптимальных технологий АВ

Ключевые слова: конвективные облака, численное моделирование, гигроскопический реагент, льдообразующий реагент, осадкообразование, комплексный метод воздействия.

Табл. 1. Ил. 3. Библ. 15.

УДК 551.509

Модель активных воздействий на конвективные облака льдообразующими аэрозолями. Современное состояние и перспективы развития. Пастушков Р. С. Труды ГГО. 2016. Вып. 582. С. 128–158.

В рамках разработки двухмоментной модели конвективного облака и активных воздействий на него льдообразующими аэрозолями рассмотрены вопросы алгоритмизации процессов образования (нуклеации, замерзания, таяния) облачных капель и ледяных частиц. Рассмотрено пять механизмов замерзания облачных капель. В качестве наиболее существенных выделено три вида контактного механизма: диффузиофоретический, термофоретический, турбулентный.

Ключевые слова: конвективные облака, численная модель, фазовые осадкообразование, капли, ледяные кристаллы.

Ил. 3. Библ. 54.

УДК 551.578.7.001.572

Об одном подходе к формированию начальных условий при моделировании конвективных облаков. Ашабоков Б. А., Кагермазов А. Х., Шаповалов А. В., Шаповалов В. А. Труды ГГО. 2016. Вып. 582. С. 159–173.

В работе представлен новый подход к формированию начальных условий для трехмерного моделирования конвективных облаков, основанный на использовании выходной продукции глобальной модели атмосферы.

Ключевые слова: глобальная модель атмосферы, выходные данные, модель облака, начальные условия, прогноз.

Ил. 4. Библ. 19.

Численное моделирование параметров градовых облаков при воздействии кристаллизующим реагентом. Перспективы развития полной трехмерной модели конвективного облака. Ашабоков Б. А., Шаповалов А. В., Гаева З. С., Новикова Л. Д., Шаповалов В. А., Машуков И. Х., Шериева М. М. Труды ГГО. 2016. Вып. 582. С. 174–183.

Приводятся некоторые результаты моделирования формирования макро- и микроструктурных характеристик с учетом взаимодействия процессов в облаках и взаимодействия облаков с окружающей атмосферой. Исследовано влияние активного воздействия льдообразующим реагентом на формирование микроструктурных характеристик градовых облаков.

Ключевые слова: численная модель, градовое облако, микрофизика, активное воздействие, водность, ледность, замерзание капель.

Ил. 4. Библ. 13.

Исследование воздействия гигроскопическими реагентами на конвективное облако по результатам численного моделирования.
Белова Л. К., Дрофа А. С. Труды ГГО. 2016. Вып. 582. С. 184–201.

С использованием 3-мерной численной модели конвективного облака проведено исследование эффекта воздействия на облако гигроскопическими частицами в зависимости от атмосферных условий и режима ввода частиц в облако. Проведен анализ процессов осадкообразования в облаке при его естественном развитии и при воздействии на него гигроскопическим реагентом. По результатам численного моделирования определены режимы ввода гигроскопического реагента в облако для получения максимально возможного количества дополнительных осадков.

Ключевые слова: конвективные облака, гигроскопический реагент, водозапас облака, осадкообразование.

Табл. 1. Ил. 5. Библ. 19.

УДК 551.509

Перспективы развития полной трехмерной модели конвективного облака. Довгалюк Ю. А., Веремей Н. Е., Владимиров С. А., Дрофа А. С., Затевахин М. А., Игнатьев А. А., Морозов В. Н., Пастушков Р. С., Синькевич А. А., Шаповалов А. В. Труды ГГО. 2016. Вып. 582. С. 202–213.

Приведены результаты анализа проблем, возникших при создании и реализации полной численной нестационарной трехмерной модели конвективного облака. Обсуждены дальнейшие перспективы развития модели.

Ключевые слова: конвективное облако, численная модель, обзор, концепция.

Библ. 23 .

Изменяется ли усиление потепления в Арктике при сокращении ледяного покрова? Байдин А. В., Мелешко В. П., Павлова Т. В., Говоркова В.А. Труды ГГО. 2016. Вып. 582. С. 214–229.

По результатам расчетов климата XXI столетия с помощью совместных моделей CMIP5 рассматривается арктическое усиление потепления, вызванное антропогенным ростом парниковых газов в глобальной атмосфере. Результаты анализа показывают, что среднее за год усиление потепления в Арктике слабо зависит от протяженности ледяного покрова в этом столетии. Однако при установлении летних безледных условий происходит некоторое перераспределение интенсивности усиления потепления в годовом ходе – осенью оно заметно ослабевает по сравнению с зимой. Ансамбль моделей CMIP5 показывает большой разброс индекса сезонного и годового усиления потепления в высоких широтах, обусловленный различиями методов параметризации физических процессов и обратных связей в современных моделях климата. Занижаемые многими моделями многолетние тренды сокращения ледяного покрова в Арктике по сравнению с данными наблюдений, по-видимому, являются результатом более слабого усиления потепления в этих моделях.

Ключевые слова: потепление климата, арктическое усиление, морской лед, ансамбль климатических моделей, CMIP5.

Табл. 1. Ил. 4. Библ. 22.

Пространственно-временная структура изменений потоков CO_2 и O_2 через поверхность раздела «вода–воздух» в арктических морях России при потеплении климата. Надёжина Е. Д., Школьник И. М., Бортковский Р. С., Стернзат А. В. Труды ГГО. 2016. Вып. 582. С. 230–260.

Исследуются пространственно-временные изменения потоков двуокиси углерода и кислорода через поверхность Баренцева, Карского, Лаптевых и Восточно-Сибирского морей на основе одномерной многоуровневой модели верхнего слоя океана, входными параметрами которой являются данные о современном климате и его предполагаемых изменениях. Модель газопереноса описывает диффузионный и пузырьковый механизм газообмена без учета биологических эффектов. При описании пузырькового газообмена учитывается состояние морской поверхности: относительное покрытие поверхности пенной и продолжительность существования пятен пены. Наиболее заметные изменения в потоках газа происходят на участках поверхности, лишившихся ледяного покрова в результате потепления климата в XXI веке. Изменения потоков O_2 обладают большей пространственной изменчивостью, чем изменения стока CO_2 . Летом и осенью можно выделить участки поверхности, для которых к концу XXI века отмечается уменьшение стока кислорода.

Интегральный сток, как O_2 , так и CO_2 через поверхность всех рассматриваемых морей к концу XXI века может увеличиться приблизительно в 3 раза за счет смещения границы ледового покрова. Для Баренцева моря соответствующее увеличение стока составит около 1,4.

Ключевые слова: двуокись углерода, кислород, потоки океан–атмосфера, изменения климата, модель газообмена, глобальная климатическая модель, региональная климатическая модель.

Табл. 3. Ил. 6. Библ. 46.

УДК551.510.41; 551.506.9

Анализ данных непрерывных наблюдений атмосферной концентрации метана на арктической станции Тикси с 2010 по 2015 гг. Ивахов В. М., Парамонова Н. Н., Привалов В. И., Зинченко А. В. Труды ГГО. 2016. Вып. 582. С. 261–280.

Рассмотрены общие закономерности изменчивости атмосферной концентрации метана на арктической станции Тикси на основе пятилетнего ряда непрерывных наблюдений в 2010—2015 гг. Минимум сезонного хода наблюдается летом, максимум — зимой. Амплитуда сезонной компоненты достигает 60 млрд⁻¹. При этом максимальные среднечасовые значения CH₄ на уровне 2000—2200 млрд⁻¹ наблюдаются в летний период. Скорость линейного роста за пятилетний период составила 6,1 млрд⁻¹/год. Показано, что на содержание метана в атмосфере в Тикси влияют как локальные, так крупномасштабные региональные источники CH₄.

Ключевые слова: метан, атмосферная концентрация, Арктика, Тикси.

Табл. 1. Ил. 8. Библ. 21.

The concept of development of numerical nonstationary three-dimensional model of precipitation forming convective cloud in natural conditions and during active modifications. Dovgaluk Yu. A., Veremei N. E., Vladimirov S. A., Drofa A. S., Zatevakhin M. A., Ignatiev A. A., Morozov V. N., Pastushkov R. S., Sinkevich A. A., Shapovalov A. V. Proceedings of MGO. 2016. V. 582. P. 7–44.

There is presented the review of convective cloud models developed until the present time. At the base of this review there are formulated the main requirements to the new three-dimensional convective cloud model development. It's physical concept and common structure are described.

Keywords: convective cloud, numerical model, review, concept.

Fig. 2. Ref. 118.

Evaluation of Water Resources Available for Active Modifications of Convective Clouds by Means of Hygroscopical Reagent. Veremei N. E., Dovgaluk Yu. A., Zatevakhin M. A., Ignatiev A. A., Morozov V. N., Pastushkov R. S. Proceedings of MGO. 2016. V. 582. P. 45–91.

There is presented description of the full numerical nonstationary three-dimensional model of a convective cloud with parameterized description of microphysical processes. Equations of hydrothermodynamical and microphysical blocks are presented. Initial and boundary conditions and numerical scheme of solving equations are described.

Keywords: convective cloud, numerical model, equations, hydrothermodynamical block, microphysical block, numerical scheme.

Fig. 6. Ref. 59.

The concept of development of numerical nonstationary three-dimensional model of precipitation forming convective cloud in natural conditions and during active modifications. Dovgaluk Yu. A., Veremei N. E., Zatevakhin M. A., Ignatiev A. A., Sinkevich A. A., Toropova M. L. Proceedings of MGO. 2016. V. 582. P. 92–115.

There is presented the example of calculations of special and time changing of the main cloud characteristics (velocity, liquid water content, ice content, precipitation intensity, electric charge density etc) using three-dimensional model. There is chosen the case of atmospheric conditions typical for thunderstorm days in North-West region of Russia. There are presented both vertical profiles of cloud characteristics and time dependence of their maximums. An effect of background wind on convective cloud evolution was investigated.

Keywords: convective cloud, numerical model, time dependence, vertical profile, velocity, liquid water content, ice content, electric charge, background wind.

Tab. 2. Fig. 10. Ref. 23.

The complex method of convective cloud seeding for purposes to regulate precipitation. Three-dimensional numerical simulation. Vladimirov S. A., Pastushkov R. S. Proceedings of MGO. 2016. V. 582. P. 116–127.

The existing approaches to numerical simulation of convective cloud both glaciogenic and hygroscopic seeding for purposes to regulate precipitation are considered.

Some parameterization scheme for simulation of this processes was introduced. The results of numerical experiments are presented and suggestions for development convective cloud seeding technology are given on the basis of these results.

Keywords: convective clouds, numerical simulation, hygroscopic reagent, ice-forming reagent, precipitation formation, complex seeding method.

Tab. 1. Fig. 3. Ref. 15.

The model of convective cloud modification with ice-forming aerosols. Present-day status and perspective. Pastushkov R. S. Proceedings of MGO. 2016. V. 582. P. 128–158.

Within the framework of developing a 2-moment model of a convective clouds and its modification with ice-forming substances the problem of the algorithmization of cloud droplets ice particle formation processes (nucleation, freezing and melting) are solved/

Fives mechanisms of supercooled cloud droplet freezing are considered. Three types of a contact mechanism are singled as the most significant: diffusionphoretic, thermophoretic, and turbulent ones.

Keywords: convective clouds, numerical model, phase transformations, precipitation formation, drops, ice crystals.

Fig. 3. Ref. 54.

About one approach to formation of conditions at modeling of the convective clouds. Ashabokov B. A., Kagermazov A. H., Shapovalov A. V., Shapovalov V. A. Proceedings of MGO. 2016. V. 582. P. 159–173.

In work the new approach to formation of entry conditions for three-dimensional modelling of the convective clouds is presented. It is based on using target production of global model of atmosphere.

Keywords. global model of atmosphere, the target data, cloud model, entry conditions, the forecast.

Fig. 4. Ref. 19.

Numerical simulation of the hail clouds parameters after seeding by ice-forming reagent. Full three-dimensional convective cloud model development perspectives. Ashabokov B. A., Shapovalov A. V., Gaeva Z. S., Novikova L. D., Shapovalov V. A., Mashukov I. H., Sherieva M. M. Proceedings of MGO. 2016. V. 582. P. 174–183.

There are presented some results of simulation of macro - and microstructural characteristics formation, accounting for interaction processes inside of the clouds and between clouds and surrounding atmosphere. The active influence of ice-forming reagent on hail clouds microstructure characteristics formation investigated.

Keywords: numerical model, hail cloud, microphysics detailed, active effect, water availability, freezing drops.

Fig. 4. Ref. 13.

Studying an effect of seeding with hygroscopic agents on a convective cloud based on the results of numerical simulation. Belova L. K., Drofa A. C. Proceedings of MGO. 2016. V. 582. P. 174–183.

An effect of hygroscopic particles seeding on a convective cloud depending on atmospheric conditions and the regime of introducing particles into the cloud has been studied with a 3D model. The analysis of precipitation processes formation in the cloud at its natural evolution and under modification with the hygroscopic agent has been made. Based on the results of numerical simulation the regimes of the hygroscopic agent introduction into the cloud were determined for obtaining maximum possible additional precipitation amounts.

Keywords: convective clouds, hygroscopic agent, cloud liquid water content, precipitation formation.

Tab. 1. Fig. 5. Ref. 19.

Perspectives of the further development of three-dimensional convective cloud model. Dovgaluk Yu. A., Veremei N. E., Vladimirov S. A., Drofa A. S., Zatevakhin M. A., Ignatiev A. A., Morozov V. N., Pastushkov R. S., Sinkevich A. A., Shapovalov A. V. Proceedings of MGO. 2016. V. 582. P. 202–213.

The are presented the results of analysis of some questions and problems appeared during development and realization of the full numerical nonstationary three-dimensional convective cloud model. The further perspectives of model development are discussed.

Keywords: convective cloud, numerical model, review, concept.

Ref. 23 .

Does Arctic amplification change when sea ice declines? Baidin A. V., Meleshko V. P., Pavlova T.V., Govorkova V.A. Proceedings of MGO. 2016. V. 582. P. 214–229.

Analysis of Arctic warming amplification is conducted for CMIP5 climate models that resulted from global increase of the greenhouse gases. Computation indicates that annual strength of Arctic amplification does not demonstrate dependence on sea ice extent in this century. However when summer sea ice free condition settles in the Arctic, some seasonal redistribution of amplification strength occurs in annual cycle; it becomes markedly weaker in autumn as compared to winter. An ensemble of the CMIP5 models shows notable spread of strength of annual and seasonal amplification index for individual models due to differences in parameterization of physical processes implemented in current models. It is suggested that lower trends of sea ice decline in the Arctic produced by most climate models relative to observation seems to be associated with underestimation of the arctic amplification in these models.

Keywords: climate warming, Arctic amplification, sea ice, climate model ensemble, CMIP5.

Tab. 1. Fig.4. Ref. 22.

Spatiotemporal structure of changes in carbon dioxide and oxygen fluxes through the surface of Arctic Seas due to climate warming. Nadyozhina E.D., Shkolnik I. M., Bortkovskii R. S., Sternzat A. V. Proceedings of MGO. 2016. V. 582. P. . 230–260.

Spatiotemporal variability of carbon dioxide and oxygen fluxes over Barents, Kara, Laptev and East-Siberian Seas has been investigated using one-dimensional multi-level model of the ocean upper layer driven by climatic forcing based on current climate simulations and future climate projections. The model describes gas exchange due to diffusion and bubble transfer but does not account for biological effects. The bubble component of gas flux is parameterized accounting for the influence of surface state conditions: the foam quantity and foam patches life duration at the air-sea interface. It has been shown that the most pronounced changes are expected to occur in water areas where ice cover retreats due to global warming by the end of XXI century. The uptake of CO₂ by the Arctic Seas is projected to remain positive by the end of XXI century. Changes in downward flux of O₂ are characterized by a larger spatial variability as compared with that of CO₂ fluxes. There will be some areas during summer and autumn where oxygen uptake can decrease by the end of XXI century. Integrated uptake of both gases over the entire area of the three seas by the end of XXI century can increase almost by a factor of 3 primarily due to sea ice retreat. The respective uptake for the ice-free Barents Sea can increase by a factor of 1,4.

Keywords: carbon dioxide, oxygen, air-sea fluxes, climate change, gas exchange models, global climate models, regional climate models.

Tab. 3. Fig. 6. Ref. 46

Analysis of continuous observations data of atmospheric methane concentration at Arctic station Tiksi during 2010-2015. Ivakhov V. M., Paramonova N. N., Privalov V. I., Zinchenko A. V. Proceedings of MGO. 2016. V. 582. P. 261–280.

The paper discusses general laws of variability of atmospheric CH₄ concentration at the Arctic station Tiksi on the basis of five-year series of continuous observations in 2010—2015. Minimum of seasonal variation is observed in summer, maximum - in winter. Amplitude of the seasonal component is 60 ppb. Maximum hourly values of CH₄ vary in the range of 2000—2200 ppb. Linear growth rate for the five-year period is 6,1 ppb/year. It is shown that the methane content in Tiksi atmosphere is influenced with local и regional large-scale sources.

Keywords: methane, atmospheric concentration, Arctic, Tiksi.

Tab. 1. Fig. 8. Ref. 21.

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК