

Федеральная служба
по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды

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

Ю.А. Довгалоук, Н.Е.Веремей, А.А.Синькевич

Применение полуторамерной модели для решения
фундаментальных и прикладных задач физики облаков

Санкт-Петербург
2013

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>

УДК 551.5(09)

**Довгалюк Юлия Александровна, Веремей Николай
Евгеньевич, Синькевич Андрей Александрович.** Применение
полуторамерной модели для решения фундаментальных
и прикладных задач физики облаков – Санкт-Петербург:
«Типография Моби Дик», 2013. – 220 с.

ISBN 978-586983-023-4

В монографии представлено обобщение результатов разработки и использования полной нестационарной полуторамерной численной модели конвективного облака и ее модификаций. Модель позволяет получать и интерпретировать данные о пространственно-временном распределении основных характеристик конвективных облаков (скорость восходящего потока, высота верхней границы, радиолокационная отражаемость, водность, ледность, объемная плотность электрического заряда, напряженность электрического поля и др.).

Разработаны разные версии модели, учитывающие такие процессы, как электризация и разделение зарядов, взаимодействие облачных и аэрозольных частиц, влияние конвективного облака на безопасность полетов и др.

Имеется версия модели, предназначенная для прогноза образования и развития конвективных облаков и связанных с ними опасных явлений.

Наряду с моделями большой размерности, полуторамерные нестационарные модели являются эффективным инструментом для решения определенного круга фундаментальных и прикладных задач физики облаков.

В 2010–2012 гг. впервые применено комплексное использование указанной модели в сочетании с разработанной в ГГО глобальной климатической моделью. Комплекс из двух моделей разной размерности использовался для прогноза климатических изменений грозовой, ливневой, шкваловой и градовой активности на территории России.

По сравнению с первым изданием, опубликованным в 2007 г., монография дополнена рядом новых материалов.

ISBN 978-586983-023-4

© Федеральное государственное
бюджетное учреждение «Главная
геофизическая обсерватория
им. А.И.Воейкова», 2013 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	4
Глава 1. Численная нестационарная модель осадкообразующего конвективного облака.....	8
Глава 2. Результаты численных экспериментов по расчету динамических и микрофизических характеристик конвективного облака	41
Глава 3. Учет процессов электризации в численной модели конвективного облака.....	64
Глава 4. Результаты численного моделирования эволюции конвективных облаков, содержащих грубодисперсные аэрозоли	90
Глава 5. Использование численной модели для оценки физического эффекта активного воздействия	117
Глава 6. Прогноз развития конвективных облаков и связанных с ними опасных явлений с помощью численной нестационарной полуторамерной модели.....	179
Глава 7. Применение численной нестационарной полуторамерной модели конвективного облака в комплексе с моделью общей циркуляции атмосферы для исследования распределения конвективных облаков и связанных с ними явлений по большой территории	184
Заключение	200
Список литературы	202

Введение

Во второй половине XX века во многих отраслях науки в связи с быстрым развитием вычислительной техники начали интенсивно развиваться численные методы исследований физических процессов, происходящих в различных системах. Это было тем более своевременно, что экспериментальные исследования в силу экономических причин оказались очень дороги и могли проводиться в весьма ограниченном объеме.

Именно этот процесс наблюдался и в области физики облаков. Удаленность объекта от подстилающей поверхности, сложность и многообразие процессов облако- и осадкообразования диктовали необходимость развития такого подхода. В результате уже к концу XX века был создан целый ряд численных моделей облаков разного уровня сложности и детальности описания зарождения и эволюции облаков и осадков [8–10]. Разработанные модели стали использоваться как в исследовательских целях для решения фундаментальных проблем физики облаков при естественном развитии и при активных воздействиях, так и для решения таких прикладных задач (оценка эффективности активных воздействий: подавление града, регулирование осадков из облаков и др.). Несколько позднее численные модели стали использоваться для прогноза развития конвективных облаков и связанных с ними опасных явлений [6].

В численных моделях облаков учитываются процессы трех видов: гидродинамические, термодинамические и микрофизические. Очевидно, что полная система уравнений модели сложна и может быть решена только численным путем. Не все физические аспекты процессов в облаках ясны до конца, что создает значительные дополнительные трудности для исследователей. В результате приходится прибегать к определенным упрощениям как за счет использования эмпирических данных, так и за счет уменьшения размерности пространства, например, рассмотрения облака в одном или двух пространственных измерениях. С учетом этого особенностью всех численных моделей облаков является то, что в уравнениях модели наряду с универсальными физическими константами всегда содержатся эмпирические па-

параметры об облаках и осадках [10–15]. В этом смысле все численные модели являются полуэмпирическими.

Разработаны модели, в которых предложены так называемые параметрические подходы к описанию процессов преобразования жидко-капельной и кристаллической влаги в облаках и формирования осадков. В них авторы вместо детального описания поведения системы многих взаимодействующих частиц в облаке с помощью кинетического уравнения коагуляции используют упрощенные параметрические выражения, существенно облегчающие расчеты и сокращающие время счета (модели с параметризованной микрофизикой). Одним из первых примеров такого подхода является параметризация процесса образования осадков, предложенная Кесслером [15].

Созданы также стационарные модели, в которых не учитывается зависимость характеристик облаков от времени.

В настоящей монографии описаны результаты, выполненной Главной геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова (ГГО), разработки полной нестационарной численной модели конвективного облака, относящейся к классу моделей малой размерности. Рассматриваемая модель – полуторамерная, в качестве параметра в ней рассматривается горизонтальный размер облака, а само облако моделируется цилиндром. Работы были начаты в начале 1980-х годов заказу Гидрометслужбы. Следуя работе [16], при формулировке исходной системы уравнений модели был использован ряд упрощений, что позволило провести уже в 1983 г. ее первую реализацию на имевшихся в то время ЭВМ [4, 5].

Несмотря на принятые допущения, что ведет к определенным ограничениям на получаемые результаты по сравнению с многомерными моделями, разработанная полуторамерная модель обладает рядом преимуществ: 1) позволяет достаточно просто включать в модель новые физические эффекты, не учтенные ранее; 2) требует существенно меньшего машинного времени, что позволяет использовать ее в оперативной работе; 3) дает возможность легче трактовать полученные результаты расчетов; 4) позволяет производить тестирование по экспериментальным данным.

В последующие годы (1990–1999 гг.) эта модель была доработана за счет учета процессов электризации облачных частиц и облака как целого [1], в модель были введены дополнительные члены (1999 г.), описывающие взаимодействие облака с аэрозольными частицами природного и антропогенного происхождения [2, 3]. Разработанная модель явилась весьма полезным инструментом для исследований закономерностей естественного и искусственного осадкообразования в конвективных облаках в различных физико-географических районах России, а также при анализе результатов натуральных экспериментов по искусственному регулированию осадков. На базе одной из версий модели, в которую включен набор дополнительных эмпирических закономерностей, разработан специализированный краткосрочный метод прогноза образования и развития конвективных облаков и связанных с ними опасных явлений (1996–2004 гг.) [6].

В 2010–2012 гг. с применением полуторамерной модели была впервые реализована концепция комплексного использования моделей разного пространственного масштаба. Выходные данные крупномасштабных моделей о распределении температуры и влажности, полученные для разных точек земной поверхности, используются как начальные данные в описываемой модели. В результате получена возможность выполнять диагноз и прогноз статистики образования и развития конвективных облаков и связанных с ними явлений на больших территориях.

Монография содержит 7 глав. Первые четыре главы посвящены подробному описанию модели и полученных с ее помощью физических результатов. Пятая глава содержит описание применения модели для анализа экспериментов по активному воздействию на конвективные облака. В шестой главе описан опыт применения модели для прогноза образования и развития конвективных облаков и связанных с ними опасных явлений. В седьмой главе описаны результаты комплексного использования модели с моделями более крупного пространственного масштаба с целью прогноза долговременных изменений грозовой, ливневой, градовой и шквальной активности на территории России. Все эти работы выполнялись в лаборатории физики облаков ГГО. Исполнителями этих работ являлись Довгалюк Ю.А. (ру-

ководитель), Станкова Е.Н., Баранов В.Г., Веремей Н.Е., Затевахин М.А., Синькевич А.А., Степаненко В.Д.

Целью издания монографии было подвести определенный итог выполненным работам и наметить перспективы использования моделей этого класса в дальнейших работах как ГГО, так и других профильных научных учреждений.

По сравнению с первым изданием, вышедшим в 2007 г. [7], монография дополнена целым рядом новых материалов, особенно в части глав 5 и 7. Содержание остальных глав в значительной степени доработано.

Материал данной монографии полезен как для специалистов в области физики облаков, так и для студентов и аспирантов.

ГЛАВА 1

ЧИСЛЕННАЯ НЕСТАЦИОНАРНАЯ МОДЕЛЬ ОСАДКООБРАЗУЮЩЕГО КОНВЕКТИВНОГО ОБЛАКА

1.1. Обоснование выбора класса модели

При численном моделировании облаков исследователи имеют дело с совокупностью процессов, происходящих в широком диапазоне пространственных масштабов от 10^{-6} – 10^{-5} см (размеры атмосферных ядер конденсации) до 10^3 – 10^5 км (размеры облачных полей) [12]. При этом необходимо проследить развитие облаков в течение десятков минут (конвективные облака), многих часов, иногда и суток (слоистые облака). Поэтому для полноты описания процессов облако и осадкообразования численная модель, как правило, должна включать совокупность нестационарных уравнений гидротермодинамики и микрофизики.

Вместе с тем ограниченные возможности вычислительной техники, а также сложность математического аппарата численной модели облака с одной стороны, и трудности интерпретации результатов расчетов с другой, вынуждали и вынуждают исследователей упрощать исходную систему уравнений модели с учетом особенностей решаемой задачи и требований, предъявляемых к результатам моделирования. Наиболее распространенным упрощением является уменьшение размерности пространства. Модели малой размерности относительно легко могут быть реализованы на ЭВМ, а результаты могут быть достаточно быстро получены и легко интерпретированы. Вместе с тем, с помощью таких моделей удастся выявить ряд основных закономерностей развития облаков [12].

Другим существенным упрощением является параметризация микрофизических облачных процессов, в частности, процессов формирования осадков, которая, с одной стороны, позволяет достаточно удовлетворительно характеризовать развитие осадкообразующих процессов, а с другой – дает существенную экономию машинного времени по сравнению с моделями, в которых решают кинетическое уравнение.

С учетом вышесказанного была выбрана концепция разработки полной нестационарной полуторамерной модели с параметризованной микрофизикой, пригодной как для исследовательских целей, так и для применения в оперативной практике, например, для прогноза развития конвективных облаков и связанных с ними опасных явлений, оценки эффекта активного воздействия (АВ) на них.

1.2 Физические основы модели

Конвективное облако представляет собой особое гидродинамическое течение, состоящее из паровоздушной несущей фазы и взвешенных в ней жидких и (или) твердых частиц. Эти частицы могут двигаться как совместно с несущей фазой, так и относительно нее, с разными скоростями. Различие скоростей движения частиц может приводить к их столкновению между собой. Перемещение частиц сопровождается фазовыми переходами влаги, а также укрупнением и (или) дроблением частиц за счет их столкновения. В общем случае это течение может содержать нескомпенсированные электрические заряды в виде ионов разного знака, а также зарядов, переносимых частицами, причем этот заряд может перераспределяться.

Указанное течение находится в постоянном взаимодействии с окружающей атмосферой, что проявляется в упорядоченном входе (отвоке) воздуха в область течения (из нее) окружающего воздуха и турбулентном перемешивании с ним [25].

Предполагается, что облако имеет форму цилиндра с постоянным радиусом, который входит в систему уравнений как варьируемый параметр.

1.3. Основные уравнения модели

Система основных гидротермодинамических уравнений модели включает:

1. Уравнение движения

$$\begin{aligned} \frac{\partial w}{\partial t} = & -w \frac{\partial w}{\partial z} - \frac{2\alpha^2}{R} w|w| + \frac{2u_R}{R} (w - w_R) + \\ & + \frac{1}{\rho_a} \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial w}{\partial z} \right) + g \frac{T_v - T_{v0}}{T_{v0}} - g (Q_c + Q_r + Q_i) \end{aligned} \quad (1.1)$$

где w – скорость восходящего потока, t – время, z – вертикальная координата, α – коэффициент турбулентного перемешивания на боковой границе, R – радиус цилиндрической области (облака), в которой определено решение системы уравнений, u_R – радиальная составляющая скорости, w_R – скорость восходящего потока на границе цилиндра, ρ_a – плотность воздуха, K – коэффициент турбулентности в вертикальном направлении (принимается одинаковым для всех субстанций), g – ускорение свободного падения, T_v и T_{v0} – виртуальная температура внутри облачного цилиндра и во внешней среде соответственно, Q_c , Q_r , Q_i – отношение смеси облачных капель, дождевых капель и градин соответственно.

2. Уравнение неразрывности

$$\frac{2u_R}{R} + \frac{1}{\rho_a} \frac{\partial}{\partial z} (\rho_a w) = 0 \quad (1.2)$$

3. Уравнение сохранения энергии

$$\begin{aligned} \frac{\partial T}{\partial t} = & -w \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \gamma_a \right) - \frac{2\alpha^2}{R} |w| (T - T_0) + \\ & + \frac{2u_R}{R} (T - T_R) + \frac{1}{\rho_a} \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial T}{\partial z} \right) + F_T \end{aligned} \quad (1.3)$$

где T , T_0 и T_R – температура воздуха внутри облачного цилиндра, во внешней среде и на боковой границе соответственно, γ_a – сухоадиабатический градиент температуры, F_T – источник-сток температуры.

4. Уравнение баланса отношения смеси водяного пара

$$\begin{aligned} \frac{\partial Q_v}{\partial t} = & -w \frac{\partial Q_v}{\partial z} - \frac{2\alpha^2}{R} |w| (Q_v - Q_{v0}) + \\ & + \frac{2u_R}{R} (Q_v - Q_{vR}) + \frac{1}{\rho_a} \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial Q_v}{\partial z} \right) + F_v \end{aligned} \quad (1.4)$$

где Q_v , Q_{v0} , Q_{vR} – отношение смеси водяного пара внутри облачного цилиндра, во внешней среде и на боковой границе соответственно.

5. Уравнение баланса отношения смеси облачных капель

$$\begin{aligned} \frac{\partial Q_c}{\partial t} = & -w \frac{\partial Q_c}{\partial z} - \frac{2\alpha^2}{R} |w| (Q_c - Q_{c0}) + \\ & + \frac{2u_R}{R} (Q_c - Q_{cR}) + \frac{1}{\rho_a} \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial Q_c}{\partial z} \right) + F_c \end{aligned} \quad (1.5)$$

где Q_{c0} , Q_{cR} – отношение смеси облачных капель внутри облачного цилиндра и на его боковой границе соответственно, F_c – источник-сток облачных капель.

6. Уравнение баланса отношения смеси дождевых капель

$$\begin{aligned} \frac{\partial Q_r}{\partial t} = & -(w - V_r) \frac{\partial Q_r}{\partial z} - \frac{2\alpha^2}{R} |w| (Q_r - Q_{r0}) + \\ & + \frac{2u_R}{R} (Q_r - Q_{rR}) + \frac{Q_r}{\rho_a} \frac{\partial}{\partial z} (\rho_a V_r) + F_r \end{aligned}, \quad (1.6)$$

где Q_{r0} , Q_{rR} – отношение смеси дождевых капель внутри облачного цилиндра и на его боковой границе соответственно, F_r – источник-сток дождевых капель, V_r – скорость седиментации дождевых капель.

Отметим, что уравнение неразрывности (1.2) записано в предположении несжимаемости среды, а значения коэффициента турбулентности приняты одинаковыми для всех субстанций, что в общем случае должно быть уточнено.

7. Уравнение баланса отношения смеси частиц кристаллических осадков

$$\begin{aligned} \frac{\partial Q_i}{\partial t} = & -(w - V_i) \frac{\partial Q_i}{\partial z} - \frac{2\alpha^2}{R} |w| (Q_i - Q_{i0}) + \\ & + \frac{2u_R}{R} (Q_i - Q_{iR}) + \frac{Q_i}{\rho_a} \frac{\partial}{\partial z} (\rho_a V_i) + F_i \end{aligned} \quad (1.7)$$

где Q_{i0} , Q_{iR} – отношение смеси градин внутри облачного цилиндра и на его боковой границе соответственно, F_i – источник-сток градин, V_i – скорость седиментации градин.

В некоторых версиях модели ледяные частицы аналогично каплям воды подразделялись на две фракции: кристаллические осадки и облачный лед. В этом случае в систему добавлялось уравнение баланса отношения смеси облачных ледяных кристаллов Q_{ic} с источником-стоком F_{ic} , которое по форме аналогично (1.5).

Для замыкания система (1.1)–(1.7) дополняется уравнениями:

1. Уравнение состояния

$$p = \rho_a R_a T, \quad (1.8)$$

где p – давление воздуха, R_a – газовая постоянная сухого воздуха.

2. Уравнение гидростатики

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho_a g \quad (1.9)$$

3. Выражение для насыщающего значения отношения смеси водяного пара над плоской поверхностью воды Q_{ws}

$$Q_{ws} = 3,8 \exp \left[\frac{17,27(T - T_0^*)}{T - 35,86} \right] \frac{1}{p} \quad (1.10)$$

где $T_0^* = 273,15^\circ C$.

4. Выражение для насыщающего значения отношения смеси водяного пара над плоской поверхностью льда Q_{is}

$$Q_{is} = 3,8 \exp \left[\frac{21,87(T - T_0^*)}{T - 8} \right] \frac{1}{p} \quad (1.11)$$

Система уравнений (1.1) – (1.11) является замкнутой, если определены значения зависимых переменных в окружающей среде. Для каждой из переменных, обозначенных через ϕ , предполагается

$$\begin{aligned} \phi_R &= \phi_0 & u_R < 0, \\ \phi_R &= \phi & u_R \geq 0 \end{aligned} \quad (1.12)$$

1.4. Учет взаимодействия облака с окружающей средой

Общепризнано, что при построении моделей конвективных облаков необходимо учитывать процессы их взаимодействия с окружающей средой [30–32]. Одним из основных видов такого взаимодействия является вовлечение в облако окружающего воздуха за счет упорядоченного втока (оттока) и бокового турбулентного перемешивания [33, 37, 45, 46]. Вовлечение нарушает адиабатичность конвекции, приводит к уменьшению влажности и влажности воздуха в облаке, потери им плавучести [32]. Поскольку вовлечение осуществляется через границы облака, его влияние максимально на периферии последнего. Учет процессов вовлечения в облачных моделях осуществляется либо путем осреднения исходной системы уравнений в области, где ищется решение, либо полуэмпирически [33, 34]. В описываемой модели, как и в работе [34], проведено горизонтальное осреднение уравнений гидротермодинамики, записанных в цилиндрических координатах (r, λ, z) , по площади облачного цилиндра.

Рассмотрим осесимметричную модель, т.е. будем считать, что все величины изменяются только по r и z , изменение по углу λ не происходит. Тогда уравнение для мгновенных значений вертикальной составляющей вектора скорости единицы массы облачного воздуха запишется в виде:

$$\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial r} + w \frac{\partial w}{\partial z} = \left(-\frac{1}{\rho_a} \frac{\partial p}{\partial z} - g \right) - g(Q_c + Q_r + Q_i) \quad (1.13)$$

где w , u – мгновенные значения вертикальной (положительное направление вверх) и радиальной (положительное направление

из цилиндра) составляющих вектора скорости соответственно. Первый член в правой части (1.13) описывает действие силы барического градиента и силы тяжести, второй – учитывает вес сконденсировавшейся воды и льда. Согласно приближению теории конвекции [32] будем учитывать отличие плотности воздуха во внешней среде ρ_{a0} только при рассмотрении силы плавучести. Тогда уравнение неразрывности в предположении о несжимаемости среды запишется в виде:

$$\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} (\rho_{a0} r u) + \frac{\partial}{\partial r} (\rho_{a0} w) = 0 \quad (1.14)$$

Во внешней среде справедливо уравнение гидростатики:

$$\frac{\partial p_0}{\partial z} = -\rho_{a0} g \quad (1.15)$$

где p_0 – давление во внешней среде.

Умножим уравнение (1.14) на w , а уравнение (1.13) на ρ_{a0} . После сложения уравнений и приведения подобных членов получим:

$$\begin{aligned} \rho_{a0} \frac{\partial w}{\partial t} + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} (w \rho_{a0} r u) + \frac{\partial}{\partial z} (\rho_{a0} w w) = \\ = -\frac{\rho_{a0}}{\rho_a} \frac{\partial p}{\partial z} - \rho_{a0} g - \rho_{a0} g (Q_c + Q_r + Q_i) \end{aligned} \quad (1.16)$$

Считаем, что:

- 1) давление в облаке мгновенно устанавливается равным p_0 ;
- 2) отклонение гидростатического равновесия происходит только за счет силы плавучести, т.е.

$$\frac{\rho_{a0}}{\rho_a} \frac{\partial p}{\partial z} + \rho_{a0} g = -\rho_{a0} g \frac{T_v - T_{v0}}{T_{v0}} \quad (1.17)$$

Тогда (1.13) переписывается в виде:

$$\begin{aligned} \rho_{a0} \frac{\partial w}{\partial t} + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} (w \rho_{a0} r u) + \frac{\partial}{\partial z} (\rho_{a0} w w) = \\ = \rho_{a0} g \frac{T_v - T_{v0}}{T_{v0}} - \rho_{a0} g (Q_c + Q_r + Q_i) \end{aligned} \quad (1.18)$$

Аналогичным образом запишем уравнения для температуры:

$$\rho_{a0} \frac{\partial T}{\partial t} + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} (\rho_{a0} r T u) + \frac{\partial}{\partial z} (\rho_{a0} T w) = -w \gamma_a \rho_{a0} + F_T \quad (1.19)$$

для отношения смеси водяного пара:

$$\rho_{a0} \frac{\partial Q_v}{\partial t} + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} (\rho_{a0} r Q_v u) + \frac{\partial}{\partial z} (\rho_{a0} Q_v w) = F_v \quad (1.20)$$

для отношения смеси облачных капель:

$$\rho_{a0} \frac{\partial Q_c}{\partial t} + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} (\rho_{a0} r Q_c u) + \frac{\partial}{\partial z} (\rho_{a0} Q_c w) = F_c \quad (1.21)$$

для отношения смеси дождевых капель:

$$\rho_{a0} \frac{\partial Q_r}{\partial t} + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} (\rho_{a0} r Q_r u) + \frac{\partial}{\partial z} (\rho_{a0} Q_r (w - V_z)) = F_r \quad (1.22)$$

для отношения смеси ледяных частиц:

$$\rho_{a0} \frac{\partial Q_i}{\partial t} + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} (\rho_{a0} r Q_i u) + \frac{\partial}{\partial z} (\rho_{a0} Q_i (w - V_i)) = F_i \quad (1.23)$$

Проинтегрируем (1.18)–(1.23) и (1.14) по сечению облачного цилиндра, разделив их затем на $\rho_{a0} \pi R^2$. Для этого выделим две области решения: $r < R$ и $r = R$, тогда для любой переменной ϕ будем использовать следующие обозначения:

$$\phi = \bar{\phi} + \phi' \text{ при } r < R$$

$$\phi = \langle \phi_R \rangle + \phi_R'' \text{ при } r = R$$

$$\bar{\phi} = \frac{1}{\pi R^2} \int_0^{2\pi} \int_0^R \phi r dr d\lambda \quad (1.24)$$

$$\langle \phi_R \rangle = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \phi d\lambda$$

ϕ' и ϕ_R'' – турбулентные пульсации, т.е. соответственно отклонения от среднего внутри облачного цилиндра и на его границе (при $r=R$).

По правилам осреднения Рейнольдса распишем следующие интегралы:

$$\frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \phi u d\lambda = \langle \phi_R \rangle \langle u_R \rangle + \langle \phi_R "u_R" \rangle \quad (1.25)$$

$$\frac{1}{\pi R^2} \int_0^{2\pi} \int_0^R \phi w r d r d\lambda = \overline{\phi w} + \overline{\phi' w'} \quad (1.26)$$

Тогда, учитывая (1.24)–(1.26), перепишем (1.18)–(1.23) в виде:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial \bar{w}}{\partial t} + \frac{2}{R} (\langle w_R \rangle \langle u_R \rangle + \langle w_R "u_R" \rangle) + \\ & + \frac{1}{\rho_{a0}} \frac{\partial}{\partial z} \left[\rho_{a0} (\overline{w w} + \overline{w' w'}) \right] = \\ & = g \frac{\bar{T}_v - T_{v0}}{T_{v0}} - \rho_{a0} g (\bar{Q}_c + \bar{Q}_r + \bar{Q}_i) \end{aligned} \quad (1.27)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial \bar{T}}{\partial t} + \frac{2}{R} (\langle T_R \rangle \langle u_R \rangle + \langle T_R "u_R" \rangle) + \\ & + \frac{1}{\rho_{a0}} \frac{\partial}{\partial z} \left[\rho_{a0} (\overline{T w} + \overline{T' w'}) \right] = -\bar{w} \gamma_a + \bar{F}_T \end{aligned} \quad (1.28)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial \bar{Q}_v}{\partial t} + \frac{2}{R} (\langle Q_{vR} \rangle \langle u_R \rangle + \langle Q_{vR} "u_R" \rangle) + \\ & + \frac{1}{\rho_{a0}} \frac{\partial}{\partial z} \left[\rho_{a0} (\overline{Q}_v \bar{w} + \overline{Q}_v' w') \right] = \bar{F}_v \end{aligned} \quad (1.29)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial \bar{Q}_c}{\partial t} + \frac{2}{R} (\langle Q_{cR} \rangle \langle u_R \rangle + \langle Q_{cR} "u_R" \rangle) + \\ & + \frac{1}{\rho_{a0}} \frac{\partial}{\partial z} \left[\rho_{a0} (\overline{Q}_c \bar{w} + \overline{Q}_c' w') \right] = \bar{F}_c \end{aligned} \quad (1.30)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial \overline{Q_r}}{\partial t} + \frac{2}{R} (\langle Q_{rR} \rangle \langle u_R \rangle + \langle Q_{rR} "u_R" \rangle) + \\ & + \frac{1}{\rho_{a0}} \frac{\partial}{\partial z} \left[\rho_{a0} (\overline{Q_r} (\overline{w} - V_r) + \overline{Q_r' w'}) \right] = \overline{F_r} \end{aligned} \quad (1.31)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial \overline{Q_i}}{\partial t} + \frac{2}{R} (\langle Q_{iR} \rangle \langle u_R \rangle + \langle Q_{iR} "u_R" \rangle) + \\ & + \frac{1}{\rho_{a0}} \frac{\partial}{\partial z} \left[\rho_{a0} (\overline{Q_i} (\overline{w} - V_i) + \overline{Q_i' w'}) \right] = \overline{F_i} \end{aligned} \quad (1.32)$$

Проинтегрировав (1.14) по сечению цилиндра и разделив на $\rho_{a0} \pi R^2$, получим:

$$\frac{2}{R} u_R + \frac{1}{\rho_{a0}} \frac{\partial}{\partial z} (\rho_{a0} \overline{w}) = 0 \quad (1.33)$$

Рассмотрим члены $\langle \phi "u_R" \rangle$ и $\overline{\phi' w'}$, которые представляют собой соответственно горизонтальные и вертикальные турбулентные потоки скорости восходящего потока, тепла, водяного пара, удельной водности облачных и дождевых капель и ледности.

Согласно полуэмпирической теории Прандтля [23]:

$$\begin{aligned} \langle \phi_R "u_R" \rangle &= -K_v \frac{\partial \overline{\phi}}{\partial r} = \frac{K_v}{R} (\overline{\phi} - \overline{\phi}_0) \\ \overline{\phi' u'} &= -K_{T\phi} \frac{\partial \overline{\phi}}{\partial z} \end{aligned} \quad (1.34)$$

где K_v – коэффициент горизонтальной турбулентной диффузии, $K_{T\phi}$ – коэффициент турбулентной диффузии в вертикальном направлении.

Для определения K_v воспользуемся результатами работы [40], в которой показано, что

$$K_v = l^2 \left| \frac{\partial w}{\partial z} \right| = \frac{\alpha^2}{R} |w - w_0| \quad (1.35)$$

Где l – путь смешения, α – коэффициент пропорциональности.

Согласно [40], $l = \alpha R$, а значения α^2 могут изменяться в пределах от 0,1 до 1.

Так как $w_0 = 0$, то

$$\langle \phi_R " u_R " \rangle = \alpha^2 |w| (\bar{\phi} - \bar{\phi}_0) \quad (1.36)$$

Распишем следующий член в виде:

$$\frac{1}{\rho_{a0}} \frac{\partial}{\partial z} \left[\rho_{a0} (\bar{w} \bar{\phi}) \right] = \frac{\bar{\phi}}{\rho_{a0}} \frac{\partial}{\partial z} (\rho_{a0} \bar{w}) + \bar{w} \frac{\partial \bar{\phi}}{\partial z} \quad (1.37)$$

Используя уравнение неразрывности (1.33), предварительно умноженное на $\bar{\phi}$, получим:

$$\frac{\bar{\phi}}{\rho_{a0}} \frac{\partial}{\partial z} (\rho_{a0} \bar{w}) = -\frac{2\bar{\phi}}{R} u_R \quad (1.38)$$

Используя (1.35), (1.37), (1.39) и приводя подобные члены, преобразуем (1.27)–(1.32) к системе уравнений (1.1–1.9). Знаки осреднения опускаем, $\bar{w} \equiv w$. Таким образом, исходная система основных уравнений модели была получена путем осреднения уравнений термогидродинамики для мгновенных значений w, T, Q_v, Q_c, Q_r, Q_i по площади цилиндра радиуса R .

Отметим, что члены

$$\frac{2\alpha^2}{R} |w| (\phi - \phi_0); \quad \frac{2u_R}{R} (\phi - \phi_R) \quad (1.39)$$

отвечают за вовлечение окружающего воздуха через боковую поверхность облачного цилиндра. Первый из них описывает вовлечение, обусловленное боковым турбулентным перемешиванием воздуха у краев облака. Причиной этого вовлечения считается развитие внутреннего пограничного слоя на границе восходящего потока с окружающим воздухом [6]. Второй член отвечает за динамическое вовлечение, возникающее при движении вертикального ускоренного потока вследствие требования неразрывности конвективного течения. Это течение может быть ламинарным, т.е. втекание воздуха в ускоренно движущуюся вертикальную струю имеет компенсационный характер. Таким образом, в рамках струйной модели за счет осреднения уравне-

ний термогидродинамики удастся учесть взаимодействие облака с окружающей средой.

1.5. Исследование динамической части модели

На первом этапе работы было выполнено исследование динамического блока модели. При этом не были включены в полном объеме микрофизические процессы, не учитывались выпадение осадков, образование ледяных частиц и турбулентный перенос.

Для проведения расчетов была выбрана следующая модельная стратификация [4]: температура воздуха у поверхности Земли равна $+20^{\circ}\text{C}$, значение градиента температуры γ в подоблачном слое равно сухоадиабатическому, выше уровня конденсации $\gamma = 0,7^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$; начиная с высоты 6 км располагается слой изотермии.

Граничные условия: значения T, Q_v, Q_c, Q_r на нижней и верхней границе цилиндра постоянны и равны значениям этих параметров в окружающей среде:

$$\left. \begin{array}{l} T = T_0 = \text{const} \\ Q_v = Q_{v0} = \text{const} \end{array} \right\} \text{при } z \rightarrow \infty \text{ и } z \rightarrow 0 \quad (1.40)$$

$$\left. \begin{array}{l} Q_c = Q_{c0} = 0 \\ Q_r = Q_{r0} = 0 \\ u_R = w = 0 \end{array} \right\} \text{при } z \rightarrow \infty \text{ и } z \rightarrow 0 \quad (1.41)$$

Начальные значения:

Q_w, w, f (относительная влажность) на всех высотах при $t=0$ постоянны:

$$\begin{aligned} Q_w = 0, \quad w = 1 \text{ м/с}, \quad f(z) = 80\%; \\ Q_v = Q_v(z), \quad T = T(z). \end{aligned} \quad (1.42)$$

Вертикальный профиль температуры воздуха в окружающей среде представлен на рис. 1.5.1.

Характеристики среды во все моменты времени на каждом уровне также остаются постоянными:

$$T_0 = T(z), \quad Q_{v0} = Q_{v0}(z), \quad Q_w = 0, \quad w = 0.$$

Для решения системы (1.1–1.11) (для простоты полагалось, что $Q_w = 0$, т.е. облако является двухфазным) использовался метод расщепления по физическим процессам [19].

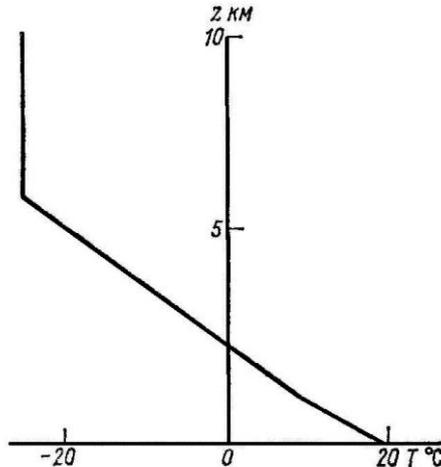


Рис. 1.5.1. Начальная стратификация температуры (относительная влажность по всей толще тропосферы 80%).

Соответствующая блок-схема программы представлена на рис. 1.5.2.

На первом этапе расчетов была проведена оценка членов, входящих в правую часть исходных уравнений. В табл. 1.5.1 приведены результаты проведенных расчетов.

Как видно из приведенных данных, члены, описывающие действие сил плавучести, конвективный перенос и динамическое вовлечение, имеют один и тот же порядок и на один порядок превосходят члены, описывающие турбулентное перемешивание и силу давления жидкой фазы воды.



Рис. 1.5.2. Блок-схема программы расчета характеристик конвективного облака.

Табл. 1.5.1.

**Значения членов уравнения (1.1),
описывающих основные динамические процессы в облаке (10^{-3} м/с^2)**

Высота от нижней границы облака	Конвективный перенос	Динамическое вовлечение	Плаучность	Турбулентное перемешивание	Давление жидкой фазы воды
0	-12,2	-10,2	24,1	-1,17	-1,29
1/3 ΔH	-12,1	-8,0	26,9	-1,76	-3,51
2/3 ΔH	-6,16	-12,6	26,3	-2,08	-5,07
ΔH	-27,6	0,0	38,1	-3,36	-8,41
0	-12,0	-9,81	24,3	-11,7	-1,31
1/3 ΔH	-12,2	-10,4	33,1	-2,90	-7,51
2/3 ΔH	-13,6	-11,5	40,6	-4,27	-11,3
ΔH	-28,5	0,0	52,5	-7,08	-17,1
0	-12,0	-9,82	24,3	-1,17	-1,31
1/3 ΔH	-14,0	-11,2	40,7	-4,28	-11,3
2/3 ΔH	-16,2	-9,97	54,0	-8,30	-19,5
ΔH	-18,8	0,0	55,8	-11,7	-25,6

Примечание: ΔH – мощность облака

Табл. 1.5.2.

**Максимальные значения динамических характеристик облака
в различные моменты времени его жизни**

$R, \text{ км}$	$t = 20 \text{ мин}$				$t = 40 \text{ мин}$				$t = 60 \text{ мин}$				
	$w, \text{ м/с}$	$\Delta H, \text{ км}$	$\Delta T, \text{ }^\circ\text{C}$	$Q_v, \text{ г/кг}$	$w, \text{ м/с}$	$\Delta H, \text{ км}$	$\Delta T, \text{ }^\circ\text{C}$	$Q_v, \text{ г/кг}$	$w, \text{ м/с}$	$\Delta H, \text{ км}$	$\Delta T, \text{ }^\circ\text{C}$	$Q_v, \text{ г/кг}$	
0,5	3,9	0,4	0,77	0,56	4,7	1,0	0,89	1,04	5,2	1,4	0,95	1,31	
1,5	5,0	0,6	1,09	0,87	7,3	1,6	1,46	1,76	9,4	2,8	1,52	2,62	
5,0	5,4	0,6	1,19	0,92	8,6	1,8	1,74	2,04	12,0	3,6	1,83	3,36	
					$\delta T = 0^\circ\text{C}$								
0,5	9,8	1,0	2,11	1,24	11,0	2,6	2,11	2,20	11,0	4,0	2,11	2,31	
1,5	12,2	1,0	2,88	1,50	18,1	3,8	3,20	3,56	18,9	5,6	3,20	4,14	
5,0	14,7	1,6	3,44	2,09	24,7	5,0	3,84	5,0	25,3	6,2	3,84	5,64	
					$\delta T = 5^\circ\text{C}$								

Примечание: ΔT – перегрев облака относительно окружающей среды.

Наибольший вклад в правую часть уравнения (1.1) по абсолютной величине вносят силы плавучести, что подтверждает доминирующую роль выделяющейся теплоты конденсации. Боковое перемешивание на нижнем и среднем уровнях облака определяется в основном упорядоченным втоком, а у верхней границы облака – турбулентностью, так как здесь велики градиенты вертикальной скорости. Сила давления сконденсировавшейся влаги растет с высотой и достигает максимума вблизи верхней границы, что согласуется с экспериментальными данными.

Далее было проведено численное исследование влияния ряда параметров на динамику облака. Анализ результатов расчетов показал, что на развитие конвективного облака существенное влияние оказывают радиус облака, начальный перегрев и влажность окружающей среды. Для примера в табл. 1.5.2 приведены максимальные значения вертикальной скорости w_{max} , мощности облака ΔH , перегрева облака относительно внешней среды ΔT и удельной влажности Q при разных значениях R и начального перегрева подстилающей поверхности ΔT в различные моменты времени эволюции модельного облака. Из приведенных данных видно, что уже при малых временах развития увеличение радиуса облака в 3 раза приводит к увеличению перечисленных параметров примерно в 1,5 раза. При более длительных временах развития облака ($t=60$ мин) такое же увеличение радиуса приводит к возрастанию указанных характеристик в 2 раза и более. Несколько меньшее увеличение мощности облака и перегрева при $\Delta T=5^\circ\text{C}$ связано с наличием слоя изотермии, сдерживающего вертикальное развитие облака.

Дальнейшее увеличение радиуса облака ведет к медленному возрастанию рассмотренных параметров, в предельном случае $R \rightarrow \infty$ (влажная адиабата) модельное облако займет всю область расчета (10 км), а значение w_{max} будет достигать 50 м/с. Таким образом, эти данные подтверждают наличие существенного влияния на развитие облака его радиуса, начального перегрева и влажности окружающей среды.

1.6. Описание микрофизического блока модели

Образование осадков в облаках происходит в результате конденсации (сублимации) водяного пара, перегонки пара с одних частиц на другие и коагуляции частиц в результате их столкновения друг с другом. Наиболее полное описание микрофизических процессов возможно с помощью достаточно сложных интегро-дифференциальных уравнений [11, 43], решаемых лишь численно. Необходимость введения многочисленных переменных для адекватного описания твердой фазы делает нахождение решения таких уравнений практически невозможным без серьезных упрощений даже на современной вычислительной технике. Для преодоления этих трудностей в ряде работ [16, 30, 38, 44] было предложено использовать для описания микрофизических процессов так называемый параметрический подход, смысл которого состоит в замене подробного описания микрофизических процессов с помощью кинетических уравнений коагуляции для функций распределения частиц по размерам приближенным описанием эволюции интегральных характеристик облачных частиц (водности облачных капель, капель осадков и др.).

С физической точки зрения такая замена возможна, если принять следующие допущения: рост массы облачных капель происходит за счет конденсации водяного пара, рост массы дождевых капель – за счет коагуляции их с облачными каплями. Источником дождевых капель является коагуляция облачных капель. Действие источника описывается приближенной формулой. Сходным образом выглядит параметризация твердой фазы.

В описываемой модели микрофизические процессы задаются в параметризованном виде. Полагается, что вся влага в облаке состоит из водяного пара, облачных капель, дождевых капель, а при соответствующей отрицательной температуре – из облачных ледяных кристаллов и частиц кристаллических осадков. Правомочность таких допущений опирается на экспериментальные данные о микроструктуре облаков и осадков [1, 2, 11, 14, 17, 18, 20–22, 26, 28, 30, 41, 43]. Известно, что типичные спектры облачных частиц, как правило, узки [18, 30], коэффициент коа-

гуляции частиц между собой мал, то есть, число взаимодействий между облачными частицами незначительно, хотя их концентрации велики. Скорости падения этих частиц пренебрежимо малы по сравнению с обычно наблюдаемыми в конвективных облаках скоростями воздушного потока, таким образом, облачные частицы полностью увлекаются конвективными потоками. Спектры частиц осадков, напротив, достаточно широкие, однако концентрация частиц мала и, следовательно, число взаимодействий между частицами этой фракции также мало. Конечные скорости падения частиц осадков сравнимы со скоростями конвективных потоков или превосходят их. Ввиду существенного различия размеров частиц этих фракций (а значит, и скорости их падения) число взаимодействий между ними будет велико (по сравнению с числом внутри фракционных взаимодействий). Отсюда следует, что жидкая фаза облака разделяется на две фракции: облачные частицы и частицы осадков.

Рассмотрим блок, предназначенный для расчета характеристик микрофизических процессов, описанный в работах [9, 12].

Пар, вода и лед, как уже упоминалось, могут переходить из одной фракции в другую как в результате фазовых переходов влаги, так и вследствие механического взаимодействия частиц между собой. Процессы, сопровождаемые фазовыми переходами, вследствие как прямых, так и обратных связей, влияют на все параметры облака, поэтому в полной модели необходим учет источников и стоков различных субстанций в результате микрофизических процессов.

Рассмотрим предлагаемую реализацию параметрического подхода. При описании микрофизических процессов приняты следующие допущения:

- 1) рост массы облачных капель происходит за счет конденсации водяного пара;
- 2) рост массы дождевых капель происходит как за счет автоконверсии облачных капель, так и за счет их коагуляции облачных капель с дождевыми;
- 3) образование и дальнейшее увеличение массы облачных ледяных кристаллов происходит за счет сублимации водяного пара на льдообразующих ядрах, при достаточно низких температурах при замерзании облачных капель;

- 4) образование градин происходит в результате замерзания дождевых капель, сублимационного роста облачных ледяных кристаллов, а также, перехода дождевых капель в лед при соударениях с ледяными частицами всех фракций;
- 5) рост массы градин происходит в результате их обзёрнения при коагуляции с облачными каплями;
- 6) вторичным фактором, определяющим рост массы дождевых капель, является таяние градин.

Вклад каждого из перечисленных механизмов на разных стадиях эволюции облака обсуждается в последующих главах.

Рассмотрим источники-стоки массы субстанций (блок-схема приведена на рис. 1.6.1). Все источниковые члены определяют приращение массы субстанции на единицу массы среды за единицу времени и имеют размерность c^{-1} .

1. Источник-сток водяного пара:

$$F_v = -P_{\text{конд}} - P_{\text{субл}} + P_{\text{с,исп}} + P_{\text{г,исп}} + P_{\text{i,исп}} + P_{\text{i,тающ,исп}},$$

где $P_{\text{конд}}$ – интенсивность конденсации водяного пара; $P_{\text{с,исп}}$ – интенсивность испарения облачных капель; $P_{\text{г,исп}}$ – интенсивность испарения дождевых капель; $P_{\text{i,тающ,исп}}$ – интенсивность испарения тающих градин; $P_{\text{i,исп}}$ – интенсивность испарения градин; $P_{\text{субл}}$ – интенсивность субликации водяного пара на градинах.

2. Источник-сток облачных капель:

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

где $P_{\text{автоконв}}$ – интенсивность автоконверсии; $P_{\text{коаг,с-г}}$ – интенсивность коагуляции облачных и дождевых капель; $P_{\text{обзёрн}}$ – интенсивность обзёрнения градин; $P_{\text{замерз,с}}$ – интенсивность гомогенного замерзания облачных капель; $P_{\text{перегон}}$ – интенсивность субликации водяного пара на естественных льдообразующих ядрах при перегонке пара с облачных капель на облачные ледяные кристаллы.

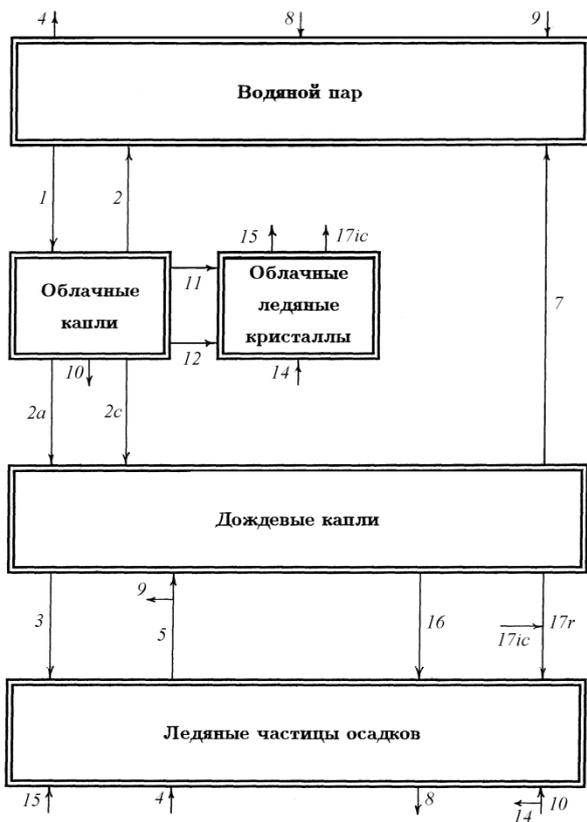


Рис. 1.6.1. Схема микрофизических процессов в облаке.

1 – конденсация водяного пара; 2a – автоконверсия; 2c – коагуляция; 3 – гетерогенное замерзание дождевых капель; 4 – сублимация водяного пара на градинах; 5 – таяние градин; 6, 7, 8 – испарение облачных капель, дождевых капель и градин соответственно; 9 – испарение воды с поверхности тающих градин; 10 – обзертание градин; 11 – гомогенное замерзание облачных ядер; 12 – сублимация водяного пара на естественных льдообразующих ядрах; 14 – интенсивность выброса ледяных сплинтеров при обзертании градин; 15 – переход облачных ледяных кристаллов в градины в результате сублимационного роста; 16 – коагуляция дождевых капель с градинами; 17ic – переход облачных ледяных кристаллов в градины при столкновении с дождевыми каплями и замораживании последних; 17r – замораживание дождевых капель при коагуляции с облачными кристаллами.

3. Источник-сток облачных ледяных кристаллов:

$$F_{ic} = P_{\text{замерз,с}} + P_{\text{перегон}} + P_{\text{Х.М.}} - P_{\text{коаг, г-ic,ic}} - P_{\text{рост,ic}}$$

где $P_{\text{Х.М.}}$ – интенсивность выброса ледяных частиц в результате действия механизма Халлетта-Моссоба, $P_{\text{коаг, г-ic,ic}}$ – интенсивность перехода облачных ледяных кристаллов в градины при коагуляции с дождевыми каплями; $P_{\text{рост,ic}}$ – интенсивность перехода облачных ледяных кристаллов в градины в результате сублимационного роста.

4. Источник-сток дождевых капель:

$$F_{\text{г}} = P_{\text{автоковн}} + P_{\text{коаг, с-г}} - P_{\text{замерз,г}} + P_{\text{таян}} - P_{\text{г,исп}} - P_{\text{коаг, г-i}} - P_{\text{коаг, г-ic,г}}$$

где $P_{\text{замера,г}}$ – интенсивность гетерогенного замерзания дождевых капель; $P_{\text{таян}}$ – интенсивность таяния градин; $P_{\text{коаг, г-ic,г}}$ – интенсивность перехода дождевых капель в градины при коагуляции облачных ледяных кристаллов с дождевыми каплями; $P_{\text{коаг, г-i}}$ – интенсивность коагуляции градин и дождевых капель.

5. Источник-сток ледяных частиц осадков:

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

Выпишем подробные выражения для членов, входящих в источники-стоки субстанций [9]. Полагаем, что дождевые капли и градины распределены по размерам в соответствии с функцией распределения Маршалла-Пальмера [26], а облачные капли и ледяные кристаллы – монодисперсны.

$$P_{\text{конд}} = \begin{cases} \frac{Q_v - Q_{ws}}{\Delta t} \left(1 + \frac{L_v}{c_p} \frac{dQ_{ws}}{dT} \right)^{-1} & \text{при } Q_v > Q_{ws} \\ 0 & \text{при } Q_v \leq Q_{ws} \end{cases},$$

где Q_v – отношение смеси водяного пара; Q_{ws} – насыщающее значение Q_v над плоской поверхностью воды, определяемое в соответствии с [3]; Δt – шаг по времени; L_v – удельная теплота фазового перехода вода – пар; T – температура воздуха.

$$P_{\text{автоконв}} = K_1 \left(Q_c - \frac{K_2}{\rho_a} \right),$$

где Q_c — отношение смеси облачных капель; K_1 и K_2 — константы, значения которых могут варьироваться в зависимости от физико-географических условий [38]; ρ_a — плотность воздуха. Данное выражение выводится из кинетического уравнения коагуляции. Коэффициент $K_2/\rho_a \geq 0$ принято называть порогом автоконверсии.

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

где Λ_r и N_{0r} — параметры функции распределения Маршалла-Пальмера для дождевых капель; D_r и D_c — диаметры дождевых и облачных капель соответственно; V_r и V_c — собственная скорость падения дождевых и облачных капель соответственно; $E_{r,c}$ и $S_{r,c}$ — коэффициенты столкновения и не слияния соответственно при взаимодействии облачных капель с дождевыми. Значения данных коэффициентов, в общем случае, зависят от D_r и D_c , обобщение этих данных можно найти в [18, 26, 43].

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

где J_n — скорость нуклеации льда, экспоненциально зависящая от температуры [35], ρ_{wat} — плотность воды, T^{**} — пороговая температура замерзания, величина которой варьируется в зависимости от условий [29].

$$P_{\text{субл}} = \begin{cases} \frac{N_{0i}}{\rho_a} \cdot \frac{2\pi(Q_v/Q_{is} - 1)}{L_s^2 / (k_a R_v T^2) + 1 / (\rho_a Q_{is} D_v)} \\ \cdot \int_0^{\infty} D_i C_{vi}(D_i) \exp(-\Lambda_i D_i) dD_i & \text{при } Q_v > Q_{ws} \\ 0 & \text{при } Q_v \leq Q_{ws} \end{cases}$$

где D_i – диаметр градин; Λ_i и N_{0i} – параметры функции распределения Маршалла-Пальмера для градин; Q_{is} – насыщающее значение Q_v над плоской поверхностью льда; $C_{vi}(D_i)$ – коэффициент вентиляции для градин, зависящий от числа Рейнольдса; L_s – удельная теплота фазового перехода лед – пар; R_v – газовая постоянная водяного пара; D_v – коэффициент диффузии водяного пара; k_a – коэффициент теплопроводности воздуха.

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

где $T^* = 0^\circ \text{C}$; L_f – удельная теплота фазового перехода лед – вода.

$$P_{\text{с,исп}} = \begin{cases} -\frac{Q_v - Q_{ws}}{\Delta t} \left(1 + \frac{L_v}{c_p} \frac{dQ_{ws}}{dT} \right)^{-1} & \text{при } Q_v < Q_{ws} \\ 0 & \text{при } Q_v \geq Q_{ws} \end{cases},$$

$$P_{\text{р,исп}} = \begin{cases} \frac{N_{0r}}{\rho_a} \frac{2\pi(Q_v/Q_{ws} - 1)}{L_v^2 / (k_a R_v T^2) + 1 / (\rho_a Q_{ws} D_v)} \\ \cdot \int_0^{\infty} D_r C_{vr}(D_r) \exp(-\Lambda_r D_r) dD_r & \text{при } Q_v > Q_{ws} \\ 0 & \text{при } Q_v \leq Q_{ws} \end{cases},$$

где $C_{vi}(D_i)$ – коэффициент вентиляции для дождевых капель, зависящий от числа Рейнольдса.

$$P_{i,исп} = \begin{cases} -\frac{N_{0i}}{\rho_a} \frac{2\pi(Q_v/Q_{is} - 1)}{L_s^2/(k_a R_v T^2) + 1/(\rho_a Q_{is} D_v)} \\ \cdot \int_0^{\infty} D_i C_{vi}(D_i) \exp(-\Lambda_i D_i) dD_i & \text{при } Q_v < Q_{is}, \\ 0 & \text{при } Q_v \geq Q_{is} \end{cases}$$

$$P_{i \text{ тающ,исп}} = \begin{cases} -\frac{N_{0i}}{\rho_a} \frac{2\pi(Q_v/Q_{ws} - 1)}{L_v^2/(k_a R_v T^2) + 1/(\rho_a Q_{ws} D_v)} \\ \cdot \int_0^{\infty} D_i C_{vi}(D_i) \exp(-\Lambda_i D_i) dD_i & \text{при } Q_v < Q_{ws}, \\ 0 & \text{при } Q_v \geq Q_{ws} \end{cases}$$

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

где V_i – собственная скорость падения градин; $E_{i,c}$ и $S_{i,c}$ – коэффициенты столкновения и не слияния соответственно при взаимодействии облачных капель с градинами.

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

где T^{***} – пороговая температура, зависящая от конкретных условий (характерное значение T^{***} составляет порядка -40°C), K_{fc} – коэффициент пропорциональности.

$$P_{\text{перегон}} = \frac{N_{\text{ЛОЯ}}}{\rho_a} am_{\text{ЛОЯ}}^b$$

где $N_{\text{лоя}}$ и $m_{\text{лоя}}$ – счетная концентрация и масса льдообразующих ядер соответственно, а и b – эмпирические коэффициенты [36, 39].

$$P_{\text{Х.М.}} = P_{\text{обз.ерн}} P_{\text{spl}} N_c^* \frac{\pi}{6} D_c^{*3} \frac{\rho_{\text{ice}}}{\rho_a},$$

где ρ_{ice} – плотность льда; P_{spl} – вероятность выброса сплинтера при столкновении облачных капель и градин (определяется эмпирически, ее характерное значение – десятые доли процента); N_c^* и D_c^* – концентрация и средний диаметр соответственно тех облачных капель, размер которых превышает некое критическое значение. Здесь, в виде исключения, при расчете N_c^* и D_c^* для распределения облачных капель по размерам используется функция Хргиана-Мазина. В остальных выражениях предполагается монодисперсное распределение.

$$P_{\text{рост,ic}} = Q_{\text{ic}}^{100 \text{ мкм}} \frac{6}{\pi D_*^3} a_1 \left(\frac{\pi}{6} \rho_{\text{ice}} D_*^3 \right)^{a_2} + \frac{Q_{\text{ic}}^{100 \text{ мкм}}}{\Delta t},$$

где $Q_{\text{ic}}^{100 \text{ мкм}}$ – отношение смеси облачных ледяных кристаллов, достигших диаметра $D_* = 100$ мкм, a_1 и a_2 – некоторые коэффициенты.

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

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

где D_{ic} – диаметр облачных ледяных кристаллов; V_{ic} – собственная скорость их падения; $E_{r,ic}$ и $S_{r,ic}$ – коэффициенты столкновения и не слияния, соответственно, для облачных ледяных кристаллов и дождевых капель, величина которых в общем случае зависит от D_r и D_{ic} .

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

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

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

1.7. Начальные и граничные условия

Для получения единственного решения системы уравнений задаются начальные и граничные условия. Введем в рассмотрение вектор:

$$\Phi(z, t) = (w, Q_r, Q_i, Q_{ic}, Q_c, Q_v, T)$$

и зададим искомые переменные в начальный момент времени $t=0$ как функцию z , а для $0 \leq t < \infty$ укажем их значения при $z=0$ и $z=H$.

Начальные условия имеют вид:

$$w(z, 0) = 0;$$

$$Q_c(z, 0) = Q_{ic}(z, 0) = Q_r(z, 0) = Q_i(z, 0) = 0. \quad (1.43)$$

Вертикальные профили $\Pi(z, 0)$ и $Q_c(z, 0)$ вводятся в модель непосредственно в процессе ее реализации на ЭВМ. Вертикальные профили температуры получают по данным температурно-ветрового зондирования. Значения отношения смеси водяного пара для каждой высоты рассчитываются с использованием данных о вертикальном распределении точки росы, которые также получают из данных температурно-ветрового зондирования. При расчетах используются как уровни основных изобарических поверхностей, так и дополнительные точки по высоте.

Для инициализации модели необходимо смоделировать выведение атмосферы из заданного начального состояния. Для этого на начальные значения функций накладываются возмущения. Какими бы малыми они ни были, они могут играть роль не только спускового механизма, но и оказывать влияние на характеристики облаков и связанных с ним опасных явлений в течение некоторого времени. Для инициализации используется

наложение возмущений на вертикальные профили температуры, влажности и (или) скорости восходящего потока.

Граничные условия на нижней границе имеют вид [4, 12].

$$\Phi(0, t) = \text{const при } 0 \leq t < \infty. \quad (1.44)$$

При этом значения величин Q_r и Q_b при $z=0$ находятся из самого решения системы уравнений.

Граничные условия на верхней границе имеют вид:

$$\Phi(H, t) = \text{const при } 0 \leq t < \infty \quad (1.45)$$

Граничные условия на боковой границе цилиндрической области радиуса R имеют вид [34]:

$$\begin{aligned} \tilde{\Phi}(z, t) &= \bar{\Phi}(z) \text{ при } \tilde{u} < 0; \\ \tilde{\Phi}(z, t) &= \Phi(z) \text{ при } \tilde{u} \geq 0. \end{aligned} \quad (1.46)$$

Таким образом, для системы уравнений модели имеем смешанную задачу: найти вектор-функцию $\Phi(z, t)$, определенную в области, $0 \leq z < H$, $0 \leq t < \infty$, удовлетворяющую системе уравнений модели, начальным условиям (1.43) и граничным условиям (1.44)–(1.46).

1.8. Численная схема решения системы уравнений модели

Система уравнений (1.1)–(1.7) представляет собой систему линейных уравнений в частных производных 1-го порядка (в случае учета К-модели турбулентности порядок повышается до 2-го, однако, вклад соответствующего члена сравнительно мал). В левой части стоит локальная производная искомой функции по времени, а в правой – ее пространственная производная и ряд членов, зависящих, в общем случае, от остальных искомых функций. Для уравнений такого класса разделение переменных невозможно.

В связи с этим для решения системы (1.1)–(1.7) применен метод расщепления по физическим процессам [19]. Поиск решения на заданном шаге по времени подразделяется на два этапа.

На первом этапе решается та часть задачи, которая описывает динамические процессы (конвективный перенос, взаимо-

действие с окружающей средой). Следуя [42], была выбрана модифицированная схема «вперед по времени и вверх против потока».

$$\begin{aligned}\tilde{\Phi}_n^{j+1} &= \Phi_n^j - w_{an}^j \left(\frac{\Phi_n^j - \Phi_{n-1}^j}{\Delta z} \right) \tau + \mathbf{D}_n^j \Delta t \quad \text{для } w_{an}^j \geq 0 \\ \tilde{\Phi}_n^{j+1} &= \Phi_n^j - w_{an}^j \left(\frac{\Phi_{n+1}^j - \Phi_n^j}{\Delta z} \right) \tau + \mathbf{D}_n^j \Delta t \quad \text{для } w_{an}^j < 0\end{aligned}\tag{1.47}$$

где j и Δt – номер и длина шага по времени соответственно, n и Δz – номер и длина шага по высоте соответственно, $\tilde{\Phi}_n^{j+1}$ – решение, искомое на первом этапе, \mathbf{D}_n^j – динамические члены системы на шагах по времени j и по высоте n , w_{an}^j – скорость адвекции на шагах по времени j и по высоте n . Скорость адвекции аппроксимируется следующим образом [42]:

$$w_{an}^j = 0,25w_{n+1}^j + 0,5w_n^j + 0,25w_{n-1}^j\tag{1.48}$$

Указанная схема является сходящейся при условии [42]:

$$\Delta t \leq \frac{2}{4 \frac{\max\{|w|, V_r, V_i\}}{\Delta z} + \beta + \frac{\alpha R}{2}}\tag{1.49}$$

где V_r , V_i – собственная скорость падения (скорость седиментации) дождевых капель и кристаллических осадков соответственно (для облачных капель и облачных кристаллов она пренебрежимо мала и предполагается равной нулю),

$$\beta = \max \left\{ \left| \frac{\Delta \rho_a w}{\rho_a \Delta z} \right|, \left| \frac{\Delta \rho_a V_r}{\rho_a \Delta z} \right|, \left| \frac{\Delta \rho_a V_i}{\rho_a \Delta z} \right| \right\}\tag{1.50}$$

Выбранная численная схема должна быть устойчивой по отношению к присутствующим в модели малым ошибкам вычислений (например, ошибкам округления). Как правило, ограничения, которые следует налагать в связи с этим на шаги сетки по высоте и по времени, известны заранее. Однако эти ограничения получаются по линеаризованным уравнениям и поэтому носят лишь оценочный характер [31].

Устойчивость численной схемы проверялась при реализации полученной модели на ЭВМ. Для одних и тех же начальных условий и возмущений проводились расчеты с разными шагами по координате и по времени. Значения Δz и Δt последовательно уменьшались, а получаемые решения в контрольных точках по z и t сравнивались между собой. С учетом (1.49) и проведенного анализа на устойчивость были выбраны шаги $\Delta z = 200$ м по высоте и $\Delta t = 1^\circ\text{C}$ по времени.

На втором этапе рассчитываются окончательные значения искомым функций с учетом микрофизических процессов (фазовых переходов и коагуляционных процессов):

$$\Phi_n^{j+1} = \check{\Phi}_n^{j+1} + \mathbf{F}(\check{\Phi}_n^{j+1})\Delta t, \quad (1.51)$$

где $\mathbf{F}(\check{\Phi}_n^{j+1})$ – источниковые члены уравнений (1.1), (1.3)–(1.7).

Эти слагаемые, в свою очередь, зависят от компонентов вектора Φ . При этом используются те их значения, которые были получены на данном шаге по времени (номер $j+1$) после решения динамической части задачи.

Физически источники-стоки субстанций (теплоты, водяного пара, воды и льда) обусловлены микрофизическими процессами в облаке. В уравнении (1.1) роль источников-стоков играют объемные силы, действующие на среду (сила плавучести и вес взвешенных частиц).

При расчете баланса субстанций с учетом источников и стоков следует отслеживать ситуацию, когда сток субстанции за период времени, равный Δt , превышает ее начальное количество. Это приводит к нарушению закона сохранения вещества в численной модели. В более раннем варианте реализации численной схемы эта проблема решена путем накладывания искусственного ограничения на интенсивность тех или иных микрофизических процессов, что приводит к не вполне адекватному описанию физических явлений. Например, искусственно предполагалось, что там, где имеет место испарение облачных капель, их коагуляция с частицами осадков не происходит, даже если капли испаряются не полностью. В более поздних работах

[9] предложен более корректный метод контроля за соблюдением законов сохранения вещества.

Допустим, вследствие погрешностей численной схемы сток некоторой субстанции превысил ее количество с учетом источника:

$$F_k = F_k^+ - F_k^- \quad (1.52)$$
$$F_k^- \Delta t > Q_k + F_k^+ \Delta t$$

где F_k и Q_k – источник-сток и первоначальное количество некой субстанции соответственно; F_k^+ и F_k^- – составляющие F_k , ответственные за источник и сток соответственно.

В таких ситуациях, чтобы обеспечить соблюдение законов сохранения, вместо F_k^- искусственно вводится модифицированное значение стока субстанции в соответствии с формулой:

$$F_{k(\text{mod})}^- = \frac{Q_k + F_k^+ \Delta t}{\Delta t}$$

В дальнейшем каждая составляющая стока субстанции F_k^- умножается на коэффициент, равный $F_{k(\text{mod})}^- / F_k^-$. Как показали численные эксперименты, при достаточно малых значениях Δt это не приводит к значительным погрешностям расчета. Однако в результате неравенство (1.52) не будет иметь место, то есть сток субстанции нигде не превысит ее первоначальное количество.

Модель, содержащая описанную выше численную схему, была реализована на ЭВМ различного класса. Численные эксперименты показали хорошую сходимость схемы.

В дальнейшем численная схема может быть усовершенствована. Целесообразно исследовать возможность введения переменного шага по времени. При медленном изменении физических величин во времени допускается использование увеличенного шага для сокращения длительности расчетов, а при быстром изменении целесообразно уменьшение Δt во избежание больших погрешностей.

1.9. Версии модели и сфера их применения

В результате усовершенствования численной нестационарной полуторамерной модели конвективного облака было создано несколько версий данной модели [27], позволяющих решать разные задачи физики облаков. Краткое описание этих версий и сфера их применения приведены в табл. 1.9.1. Детальное их рассмотрение будет приведено в следующих главах.

Отметим, что авторами работы [24] создана особая модификация описываемой модели, предназначенная для моделирования динамики конвективного облака с учетом компенсирующих движений в околооблачном пространстве (метод двух вложенных концентрических цилиндров).

Табл. 1.9.1.

Характеристика версий численной нестационарной полуторамерной модели конвективного облака

№	Версия модели	Состав модели	Область применения
1	Базовая модель осадкообразующего конвективного облака	Уравнения гидротермодинамики и переноса субстанций, параметризованное описание микрофизических процессов.	Исследование закономерностей эволюции конвективных облаков и связанных с ними осадков в разных физико-географических условиях. Оценка эффекта активных воздействий и совершенствование технологии их осуществления [4, 5].
2	Модель электризации конвективного облака	То же, что в базовой, а также уравнения переноса электрических зарядов, формула для расчета напряженности электрического поля и параметризованное описание электризации облачных частиц и частиц осадков.	Исследование закономерностей формирования электрической структуры конвективного облака на разных стадиях его жизни и образования грозных разрядов [12].

3	Модель конвективного облака, содержащего грубодисперсные аэрозольные примеси.	То же, что в модел электризации, а также уравнения переноса грубодисперсных аэрозольных частиц и параметрические выражения описания их взаимодействия с облачными частицами и частицами осадков.	Исследование влияние аэрозольных примесей на эволюцию конвективного облака и вымывания аэрозольных частиц осадками на подстилающую поверхность [3, 7, 15].
4	Физико-статистическая модель.	То же, что в базовой, а также эмпирические выражения, описывающие вероятность возникновения и (или) количественные характеристики опасных явлений, связанных с развитием конвективных облаков, на основе их рассчитанных характеристик.	Специализированный краткосрочный прогноз образования и развития конвективных облаков и связанных с ними опасных явлений (ливни, грозы, град, шквалы, обледенение летательных аппаратов, поражение самолетов молнией, болтанка и др.) [10, 13]. В комплексе с крупномасштабными моделями – исследование распределения повторяемости опасных явлений по большой территории [8].

Выводы

К настоящему времени разработаны модели разного уровня сложности: по размерности пространства – от нульмерных до трехмерных, с учетом (не учетом) зависимости процессов от времени (стационарных и нестационарных), с полным или упрощенным описанием микрофизических процессов. Количество разработанных к настоящему времени моделей велико. Это связано с тем, что облака представляют собой сложную многофазную систему, состоящую из капель и кристаллов, эволюционирующих в движущейся влажной воздушной ионизированной среде. Система уравнений модели содержит большое количество параметров и констант, которые авторы задают по-разному.

Особенностью численных моделей является трудность их практического использования разными исследователями. В большинстве случаев модели работают в руках тех, кто их со-

ждал. В первую очередь это относится к двух и трехмерным моделям, в которых используется кинетическое уравнение коагуляции. В этом смысле наиболее доступна разработка одномерных и полуторамерных моделей, одна из модификаций которой описана в данной монографии. Эта модель передана для практического использования специалистам по прогнозу конвективных облаков и связанных с ними опасных явлений.

Полуторамерная модель позволяет относительно просто проводить усовершенствование микрофизического блока либо в направлении уточнения используемой параметризации микрофизических процессов, либо при существующих возможностях вычислительной техники пойти по пути использования кинетического уравнения коагуляции. Выполнение таких проработок показало, что рассчитанные по обеим моделям такие интегральные характеристики, как водность облака и водность частиц осадков в облаке оказываются близкими. Это подтверждает возможность использования параметризованной модели при решении практических оперативных задач.

ГЛАВА 2

РЕЗУЛЬТАТЫ ЧИСЛЕННЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ ПО РАСЧЕТУ ДИНАМИЧЕСКИХ И МИКРОФИЗИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК КОНВЕКТИВНОГО ОБЛАКА

2.1. Примеры результатов численных экспериментов по расчету характеристик конвективного облака

С помощью описанной модели был проведен ряд численных экспериментов по исследованию реакции облака на изменение входных данных и некоторых других параметров. Все эксперименты можно разделить на две группы. К первой группе относятся эксперименты, в которых изучалось влияние характеристик окружающей среды, начальных и граничных условий на характеристики развивающегося конвективного облака. Вторую группу составляют эксперименты, связанные с исследованием отклика модели на присутствие в облаке твердой фазы, образующейся вследствие естественного или искусственного процесса льдообразования. Для расчетов использовались одни и те же входные данные, полученные путем статистических аппроксимаций для Северо-Запад РФ [10].

Результаты расчетов эволюции облака при разных значениях его радиуса и характеристик окружающей среды. В соответствии с данными наблюдений за облаками на Северо-Западе РФ при проведении расчетов значения радиуса облака полагались равными 1,0, 1,5, 3,0 км. Варьировались значения температуры на уровне подстилающей поверхности (16,0°C; 25,0°C) и градиента температуры в основном облакообразующем слое (табл. 2.1.1), влажность полагалась равной 80%. Для инициализации модели в нижнем двухкилометровом слое задавался начальный импульс вертикальной скорости с максимумом, равным 1 м/с на уровне 1 км. Влажность в слое от 1 до 2 км задавалась равной 100%.

Максимальные значения характеристик естественно развивающегося облака, уровень и время их достижения

V , °C/к	R , км	ΔH , км	t , мин	w , м/с	z , км	t , мин	Q_c , г/кг	z , км	t , мин	Q_r , г/кг	z , км	t , мин	Q_i , г/кг	z , км	t , мин	Z , ДБз	z , км	t , мин	I , мм	t , мин	
а) температура на нижней границе облака 6°С																					
	1,0	2,2	40	3,8	1,6	20	0,92	2,0	20	0,97	1,4	40	0,79	2,2	35	43,4	1,4	40	14,5	45	
6,3	1,5	2,2	35	4,1	1,8	30	1,03	2,0	20	1,17	1,4	35	1,02	2,2	35	44,8	1,4	35	17,9	40	
	3,0	2,6	35	4,6	2,4	25	1,07	2,2	20	1,37	1,4	35	1,28	2,2	35	46,1	1,4	35	23,2	40	
	1,0	2,0	35	5,0	1,8	25	0,60	1,8	15	0,99	1,4	30	0,0	—	—	40,0	—	30	15,6	40	
6,5	1,5	4,8	35	8,0	4,2	25	0,66	1,8	15	1,03	1,4	30	2,15	4,2	35	43,0	1,4	30	16,4	35	
	3,0	2,8	35	5,2	2,8	25	0,94	1,8	15	1,33	1,4	35	1,33	2,4	30	45,8	1,4	35	21,5	40	
	1,0	3,6	35	5,9	3,4	25	0,82	2,2	15	1,06	1,4	35	1,40	2,3	35	44,2	1,4	35	18,6	40	
7,0	1,5	4,0	35	6,6	3,6	25	0,63	1,8	20	1,15	1,4	30	1,70	3,4	35	44,7	1,4	30	19,0	40	
	3,0	4,2	35	7,6	4,0	25	0,72	1,8	15	1,27	1,4	30	2,12	3,8	35	45,4	1,4	35	21,9	35	
б) температура на нижней границе облака 15°С																					
	1,0	4,8	45	7,3	4,6	40	1,46	2,6	20	2,01	2,8	40	1,67	4,2	50	47,8	2,0	40	26,2	45	
6,3	1,5	4,8	30	8,7	4,6	25	1,52	3,0	20	2,48	3,0	30	2,21	5,2	40	48,8	1,8	30	31,4	40	
	3,0	4,8	30	10,1	5,4	30	1,64	3,4	20	2,94	3,0	30	3,29	5,4	40	50,4	2,8	30	33,4	45	
	1,0	5,4	40	8,6	4,8	30	1,48	3,2	20	2,17	3,2	35	2,28	5,2	40	48,2	2,6	35	24,4	45	
6,5	1,5	5,8	35	10,0	5,4	30	1,52	3,6	20	2,55	3,2	30	3,29	5,6	40	49,2	2,8	30	28,6	40	
	3,0	6,2	40	11,9	5,0	25	1,58	3,8	20	3,10	3,4	30	4,55	6,0	35	50,6	2,8	30	32,1	35	
	1,0	7,2	35	12,4	5,6	25	1,56	3,2	15	1,99	3,2	30	3,26	6,0	35	47,4	2,8	30	18,1	45	
7,0	1,5	7,6	35	15,7	6,2	25	1,69	3,4	15	2,33	3,2	30	4,02	6,2	30	48,5	3,0	30	19,6	40	
	3,0	8,4	45	18,8	7,0	25	1,79	3,6	15	2,88	3,8	30	4,47	6,2	25	49,8	3,2	40	23,8	45	

В табл. 2.1.1. для двух значений температуры на нижней границе облака (6 и 15°C) представлены максимальные значения основных характеристик естественно развивающегося облака, уровень и время их достижения.

Из таблицы следует, что практически все основные характеристики облака зависят от температурной стратификации атмосферы и радиуса облака. С увеличением радиуса облака возрастает его вертикальная протяженность, водность жидких и твердых осадков и соответственно радиолокационная отражаемость и интенсивность осадков у подстилающей поверхности. Таким образом, модель дает качественно согласующийся с натурными наблюдениями результат.

Результаты расчетов эволюции капельного конвективного облака (эксперимент 1). Рассмотрим случай, когда температура на уровне подстилающей поверхности равняется 15,8°C. Градиент температуры до высоты 1 км составляет 9,8°C/км, выше этого уровня – 7,0°C/км. Относительная влажность воздуха – 80% по всему столбу атмосферы. Радиус облака – 1,5 км.

Из данных полевых наблюдений установлено, что чисто капельные конвективные облака в ряде случаев способны давать осадки. Особенно часто такие случаи наблюдались в низких широтах, однако и в средних широтах [18, 29, 36] облака остаются капельными вплоть до температуры -10,0°C и могут давать осадки. Учитывая это, численные эксперименты были начаты с моделирования эволюции капельного конвективного облака.

Для наглядности результаты расчетов представлены в виде вертикальных профилей величин в различные моменты времени.

На рис. 2.1.1–2.1.5 приведены результаты расчетов эволюции капельного конвективного облака для характерных для средних широт начальных данных [18, 29]. Диаметр облака полагался равным 3 км. Как показали расчеты, в результате развивается облако с максимальной мощностью 4,2 км, которая достигается на 40 мин. При этом полное время жизни облака около 1 ч 10 мин. Нижняя его граница находится на высоте 1 км и имеет температуру 6°C. Нулевая изотерма располагается на высоте около 2 км. Максимальная мощность переохлажден-

ной зоны составляет 2,2 км и достигается на 40 мин развития облака. Максимум вертикальной скорости, равный примерно 6,8 м/с, достигается на 25-й минуте на высоте 3,2 км. Одновременно достигается и максимум удельной водности облачных капель, равный 2,2 г/кг, но располагающийся над уровнем максимума скорости ($z = 3,6$ км). В это время максимум отношения смеси дождевых капель расположен на высоте 3 км и равен 0,34 г/кг. Максимум Q_r достигается на 40-й минуте, равен примерно 2,4 г/кг и расположен на высоте 2,8 км. В это же время на уровне 5 км Q_c достигает максимального значения 0,8 г/кг. Примерно на 35-й минуте из облака начинают выпадать осадки, максимум интенсивности которых (29 мм/ч) достигается на 45-й минуте. В это время под облачным слоем образуется вызванный падающими осадками нисходящий поток, который к 55-й минуте охватывает всю толщу облака, диссипирующего приблизительно на 70-й минуте. Особый интерес представляет эволюция радиолокационной отражаемости Z , которая в модели рассчитывалась только для дождевых капель. Ход Z в основном повторяет ход Q_r , достигая максимума около 50 дБз на 40-й минуте развития облака.

Результаты расчетов эволюции смешанного конвективного облака (эксперимент 2). Для тех же начальных условий, что и в случае эксперимента 1, была рассчитана эволюция облака с включенным механизмом генерации твердой фазы (рис. 2.1.6 – 2.1.11). Образующееся облако достигает максимальной мощности, равной 4,8 км, на 40-й минуте (как и в случае эксперимента 1), время жизни облака составляет также около 1 ч 10 мин. Максимум вертикальной скорости, равный 8 м/с, на 1,2 м/с больше, чем в эксперименте 1, достигается на 30-й минуте на высоте 4,2 км, т. е. на 1 км выше, чем в эксперименте 1. Максимальная водность облачных капель, равная 1,88 г/кг, достигается на 20-й минуте и располагается на той же высоте 2,8 км, что и максимум вертикальной скорости в это время. К этому моменту времени частицы осадков только начинают зарождаться. В дальнейшем после начала генерации твердой фазы на 20-й минуте резко падает водность облачных капель (~0,15 г/кг) в зоне выше нулевой изотермы, которую практически полностью занимает твердая фаза с максимумом ледности 2,7 г/кг, распо-

ложенном на высоте 4 км и достигающимся на 40-й минуте. К этому же времени достигается и максимум Q_r , равный 1,4 г/кг и расположенный на уровне 1,4 км. Значение Q_c после образования твердой фазы мало по сравнению с экспериментом 1 во всем облаке с максимумом $\sim 0,6$ г/кг на уровне 1,8 км.

На 30-й минуте (на 5 мин раньше, чем в эксперименте 1) из облака начинают выпадать осадки. Их максимальная интенсивность (~ 22 мм/ч) достигается на 45-й минуте. Суммарное количество осадков в обоих экспериментах одинаково и составляет $\sim 6,6$ мм за 60 мин.

Из анализа представленных результатов следует, что на эволюцию облака и динамику формирования осадков существенное влияние оказывает наличие твердой фазы, что проявляется прежде всего в ускорении процесса формирования осадков.

При определенных условиях модель реагирует на введение в облако реагентов, что обеспечивает возможность численного исследования воздействий с применением кристаллизующих веществ.

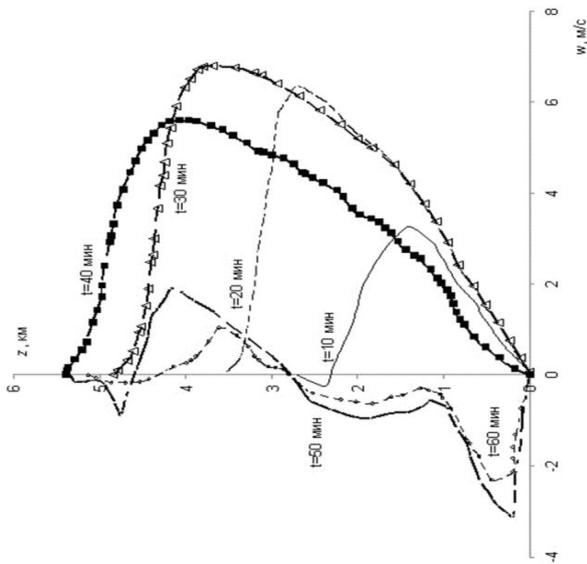


Рис. 2.1.1. Эксперимент 1. Вертикальный профиль скорости восходящего потока в различные моменты времени.

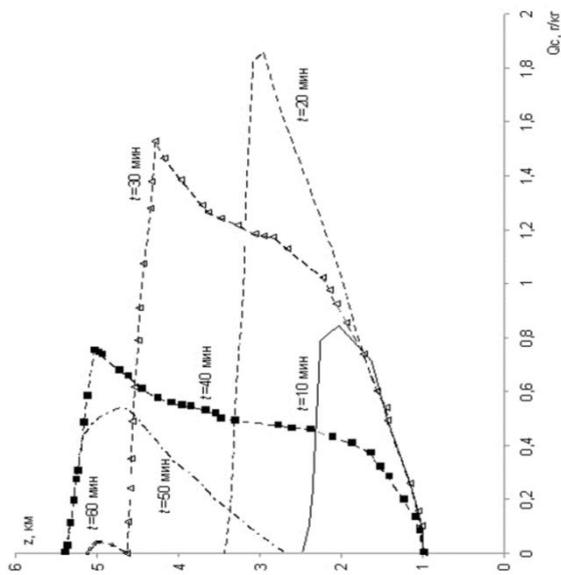


Рис. 2.1.2. Эксперимент 1. Вертикальный профиль отношения смеси облачных капель в различные моменты времени.

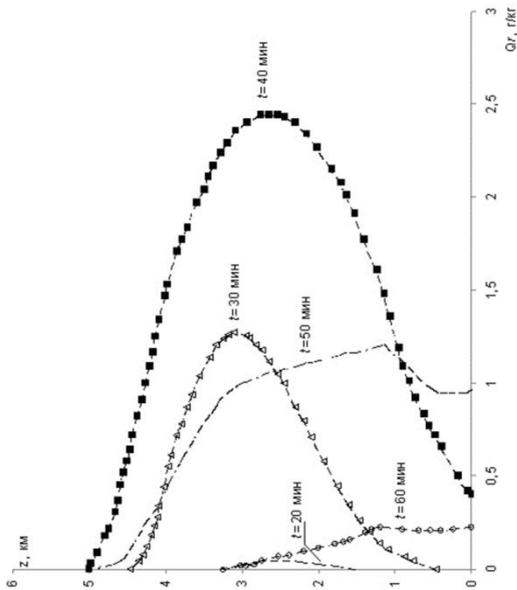


Рис. 2.1.3. Эксперимент 1. Вертикальный профиль отношения смеси дождевых капель в различные моменты времени.

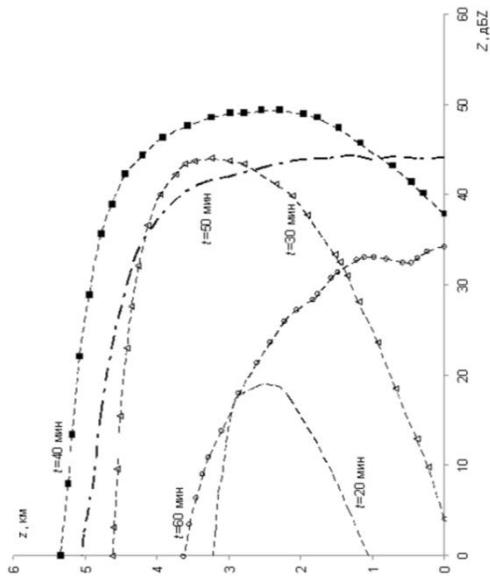


Рис. 2.1.4. Эксперимент 1. Вертикальный профиль радиоакционной отражаемости в различные моменты времени.

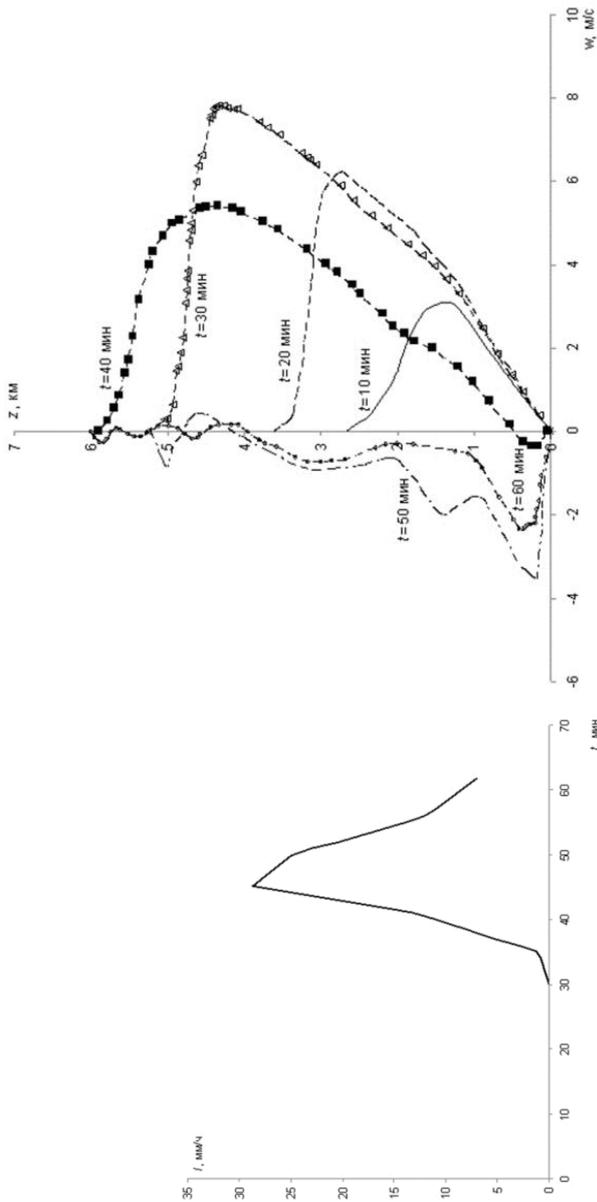


Рис. 2.1.5. Эксперимент 1. Изменение интенсивности осадков на уровне подстилающей поверхности.

Рис. 2.1.6. Эксперимент 2. Вертикальный профиль скорости восходящего потока в различные моменты времени.

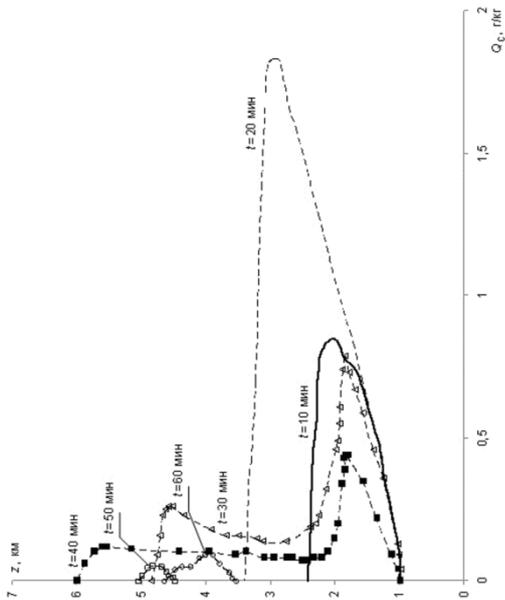


Рис. 2.1.7. Эксперимент 2. Вертикальный профиль отношения смеси облачных капель в различные моменты времени.

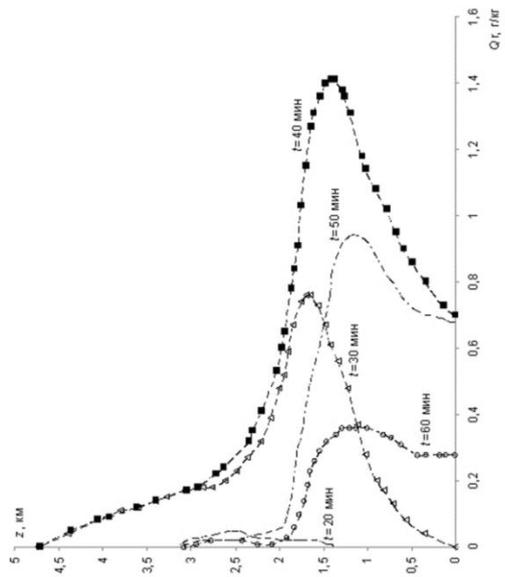


Рис. 2.1.8. Эксперимент 2. Вертикальный профиль отношения смеси дождевых капель в различные моменты времени.

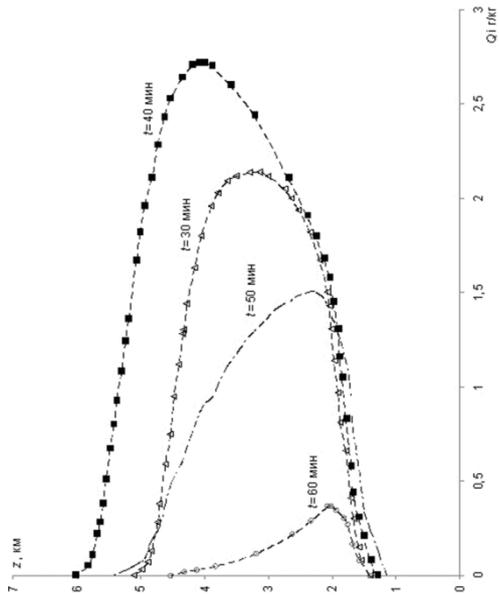


Рис. 2.1.9. Эксперимент 2. Вертикальный профиль отношения смеси частиц кристаллических осадков в различные моменты времени.

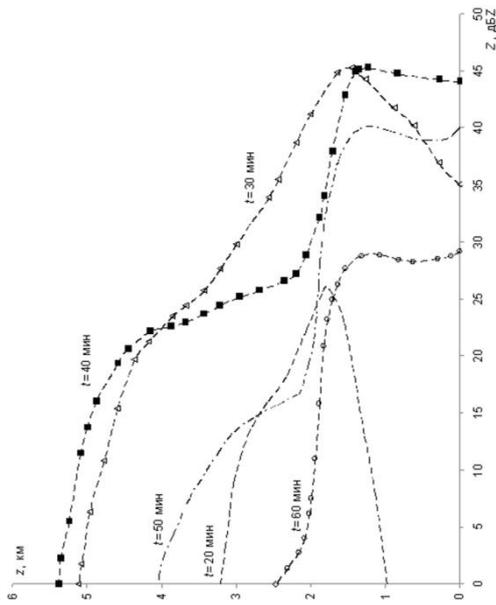


Рис. 2.1.10. Эксперимент 2. Вертикальный профиль радиолокационной отражаемости в различные моменты времени.

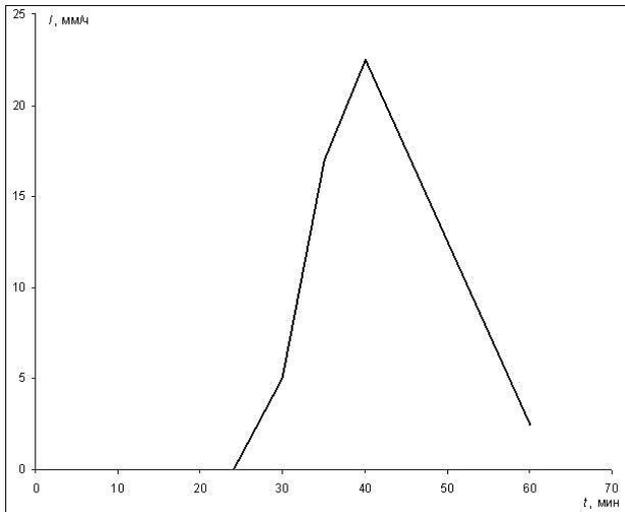


Рис. 2.1.11. Эксперимент 2. Изменение во времени интенсивности осадков на уровне подстилающей поверхности.

2.2. Влияние термических факторов на развитие конвективного облака

Одним из основных механизмов возникновения в атмосфере вертикальных движений, приводящих к образованию облаков, является термическая неоднородность подстилающей поверхности [10, 12, 19, 20, 30]. Степень такой неоднородности определяется количеством приходящей солнечной радиации и альбедо подстилающей поверхности.

Этот факт явился стимулом к проведению экспериментов по воздействию на образование и развитие конвективных облаков с помощью искусственного изменения термических свойств подстилающей поверхности. Примером таких экспериментов могут служить опыты по созданию конвективных облаков с помощью метеотрона, а также путем нанесения на отдельные участки поверхности Земли искусственных хорошо поглощающих покрытий («асфальтовая гипотеза») [9, 16].

Влияние термических факторов на развитие конвекции первоначально изучалось теоретически, в основном, в рамках стационарной струйной модели путем варьирования значений перегрева на уровне нижней границы облака [7, 15]. В частности, в работе [15] показано, что значение этого перегрева влияет на интенсивность конвекции, однако степень этого влияния зависит от свойств окружающей среды.

Впоследствии для изучения роли термического фактора была использована численная нестационарная полуторамерная модель конвективного облака [3, 26]. Ниже приводятся результаты численных экспериментов по изучению влияния термических свойств подстилающей поверхности на динамические характеристики образующегося над ней конвективного облака.

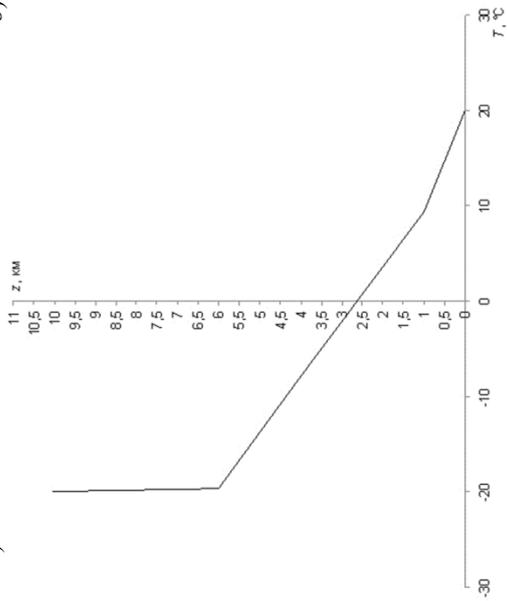
Начало развития конвекции моделировалось заданием возмущения скорости с максимумом $w = 1$ м/с на высоте 1 км. Модельное распределение для температуры и влажности приведено на рис. 2.2.1. Характеристики внешней среды во все моменты времени на каждом уровне оставались постоянными.

На рис. 2.2.2 приведен пример результатов таких расчетов для случая, когда начальный перегрев ΔT на уровне земли (мощность теплового источника) постоянен и равен 1°C , а $R = 1,5$ км.

Далее было определено влияние свойств теплового источника (величина и площадь перегрева) на изменение характеристик облака. В табл. 2.2.1 приведены максимальные значения W , Q_w и разность виртуальных температур облака и внешней среды ΔT_v для облаков с разными радиусами R и разным начальным перегревом.

Результаты численного моделирования подтверждают и объясняют экспериментальные данные о влиянии перегрева воздуха в районе больших городов на возникновение и развитие конвекции, облаков и осадков. Так, например, авторы работы [35] отмечают, что для шести больших городов США (Вашингтон, Хьюстон, Нью-Орлеан, Чикаго, Кливленд, Сент-Луис) характерно увеличение осадков над городом (на 10–30%), а с подветренной стороны – усиление грозовой и градовой деятельности.

a)



b)

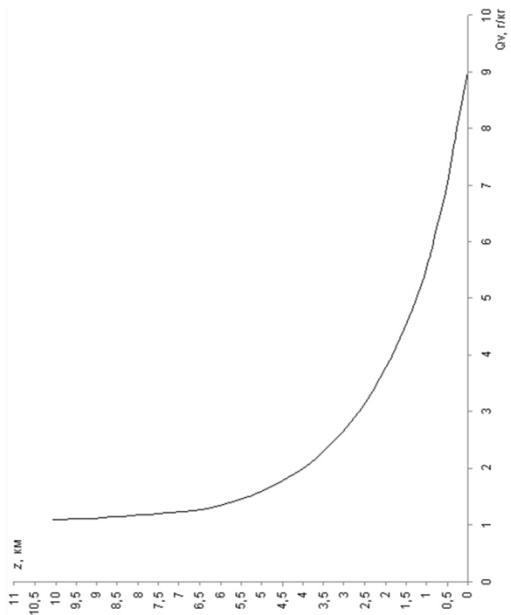


Рис. 2.2.1. Вертикальный профиль температуры (а) и удельной влажности (б) начального состояния окружающей среды.

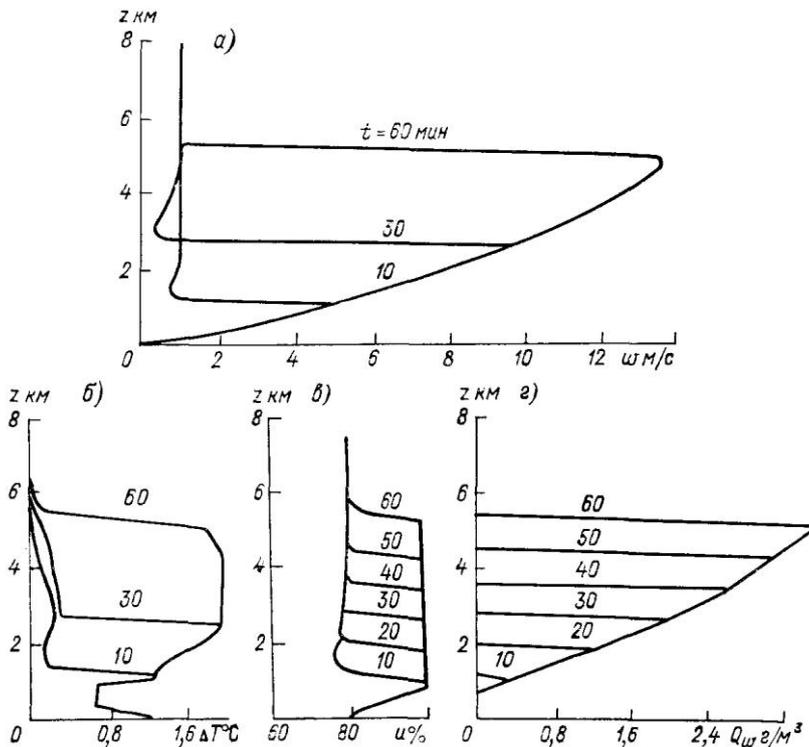


Рис. 2.2.2. Вертикальные профили скорости восходящего потока w (а), перегрева ΔT_v (б), относительной влажности u (в), удельной водности Q_w ($\text{г}/\text{м}^3$) (г) для различных моментов времени.

Влияние города вызывает увеличение скорости конвективных потоков, высоты и времени существования радиоэха и приводят почти к двукратному их увеличению по сравнению с ближайшими сельскими районами [32, 34].

Результаты радиолокационных исследований пространственного распределения радиоэха облаков и осадков в радиусе 100 км от Ленинграда [27] также свидетельствует о заметном увеличении повторяемости конвективных облаков и связанных с ними осадков над городом.

Таблица 2.2.1.

**Максимальные значения характеристик облака
в зависимости от начального перегрева ΔT
и радиуса облака R**

R , км	ΔT , °C	t , мин											
		20				40				60			
		w , м/с	H , км	ΔT_v , °C	Q_w , г/м ³	w , м/с	H , км	ΔT_v , °C	Q_w , г/м ³	w , м/с	H , км	ΔT_v , °C	Q_w , г/м ³
0,5	0	3,9	0,4	0,77	0,56	4,7	1,0	0,89	1,04	5,2	1,4	0,95	1,31
	1	6,0	0,6	1,27	0,85	7,3	1,6	1,37	1,58	7,8	2,4	1,36	1,99
	3	8,2	0,8	1,76	1,07	9,7	2,2	1,79	2,01	9,7	3,4	1,79	2,27
	5	9,8	1,0	2,11	1,24	11,0	2,6	2,11	2,20	11,0	4,0	2,11	2,31
1,5	0	5,0	0,6	1,09	0,87	7,3	1,6	1,46	1,76	9,4	2,8	1,52	2,62
	1	7,8	1,0	1,77	1,24	11,6	2,6	2,15	2,61	13,5	4,4	2,13	3,56
	3	10,6	1,0	2,46	1,51	15,8	3,4	2,75	3,34	16,7	5,4	2,75	4,02
	5	12,2	1,0	2,88	1,50	18,1	3,8	3,20	3,56	18,9	5,6	3,20	4,14
5,0	0	5,4	0,6	1,19	0,92	8,6	1,8	1,74	2,07	12,0	3,6	1,83	3,36
	1	8,4	0,8	1,97	1,32	14,3	3,0	2,58	3,22	17,6	5,4	2,56	4,85
	3	11,5	1,0	2,73	1,62	19,8	4,0	3,30	4,18	22,2	6,0	3,30	5,37
	5	14,7	1,6	3,44	2,09	24,7	5,0	3,84	5,0	25,3	6,2	3,84	5,64

Таблица 2.2.2.

**Время перехода (t_1 , t_2 , t_3 , мин) конвективного облака
в стадию зрелости (осадкообразования) при различных
значениях мощности источника ΔT и радиуса облака R**

ΔT , °C	R , км								
	0,5			1,5			5,0		
	t_1	t_2	t_3	t_1	t_2	t_3	t_1	t_2	t_3
0	-	40	-	30	30	60	30	30	50
1	20	30	-	20	20	50	20	20	40
3	10	20	50	10	20	40	10	20	40
5	10	20	40	10	20	40	10	20	30

Определенный интерес для практики активных воздействий имеют сведения о временной эволюции конвективного облака, полученные расчетным путем и сопоставленные с данными фактических наблюдений.

На основе физико-статистического подхода было проведено сопоставление некоторых эмпирических критериев вероятности выпадения осадков и результатов проведенного модельного расчета и оценены значения времени возможного перехода облака в стадию осадкообразования (табл. 2.2.2). В качестве критериев были использованы: вертикальная мощность облака ΔH [29], скорость восходящего потока [6], водность облака [21, 29].

Согласно данным авторов указанных работ, считалось, что облако дает осадки, если $w \geq w_{\text{кр}} = 6 \text{ м/с}$, либо $Q_w \geq 1 \text{ г/м}^3$, либо $\Delta H > 2,5 \text{ км}$. Соответствующие значения времени достижения этих предельных значений в численном эксперименте обозначались соответственно t_1 , t_2 , t_3 .

Из данных, приведенных в табл. 2.2.2, следует, что время достижения стадии осадкообразования может составлять 10–60 мин. Значения t_1 и t_2 близки друг к другу, но заметно отличаются от значений t_3 .

Из табл. 2.2.2 следует, что время достижения той стадии эволюции облака, когда возможно возникновение осадков, по-видимому, должно определяться совокупностью перечисленных параметров и зависит от начального перегрева. С ростом радиуса облака эта зависимость проявляется более резко. Расчетные значения указанных времен соответствуют реальным.

Результаты исследования влияния термических свойств подстилающей поверхности на динамику развития конвективного облака с помощью описанной модели показали следующее:

- 1) наличие источника тепла у подстилающей поверхности может сильно сказываться на интенсивности конвекции при определенных параметрах окружающей среды, причем это влияние усиливается с увеличением мощности источника;
- 2) увеличение мощности источника приводит к заметному уменьшению времени достижения облаком осадкообразующей стадии.

Следует отметить, что влияние термического фактора особенно сильно проявляется в условиях чрезвычайных ситуаций природного и антропогенного происхождения (пожары, взрывы, извержения вулканов и др.), когда при наличии источника тепла значительной мощности длительного действия могут развиваться кучево-дождевые облака, достигающие стратосферы. Эти облака представляют большую опасность (сильные осадки, выпадение загрязняющих веществ на подстилающую поверхность, шквалы, смерчи и др.). Полное исследование таких облаков требует применения моделей большей размерности, что выходит за рамки настоящей работы. Однако и модель малой размерности чувствительна к термическим факторам и позволяет просмотреть основные физические закономерности при варьировании величины и площади перегрева.

2.3. Динамический аспект оценки стадии жизни облака

Помимо оценки эффекта воздействия, важным моментом является отработка оптимальной технологии воздействия, под которой понимается определение высоты и времени, когда воздействие может быть наиболее успешным. Для решения этой задачи необходимо знать основные закономерности эволюции облака, в частности – стадии его жизни.

Характерной особенностью конвективных облаков является существенная нестационарность их развития [17, 24, 25, 31], для характеристики которой было введено понятие жизненного цикла осадкообразующего конвективного облака и стадий его развития. Так, Байерс и Брейам в соответствии с преобладающим направлением вертикальных потоков предложили процесс эволюции внутримассового кучево-дождевого облака разбить на три стадии: стадия кучевого облака, стадия зрелости и стадия диссипации [22, 33].

Позднее детальные исследования восходящих потоков в конвективных облаках были выполнены отечественными исследователями [5, 11, 13, 14, 19, 20, 28–30], а в ВГИ были выполнены измерения восходящих потоков в облаках с помощью шаров-пилотов и радиопилотов [28].

Анализ полученных материалов привел к заключению, что кучево-дождевые облака в своем развитии проходят четыре стадии: начальная стадия, для которой характерен подъем воздушных масс путем всплывания отдельных термиков; стадия развития, когда отдельные термики сливаются в восходящий поток (для этой стадии характерен бурный рост облака и накопление в нем воды); стадия зрелости, на которой скорость восходящего потока достигает максимума; и стадия диссипации. При этом были получены значения скоростей восходящих потоков на разных стадиях жизни облака и продолжительность этих стадий, характерные для данного облака [4].

Опыт работ по воздействиям на облака показал, что эффект воздействия зависит от стадии жизни облака, на которой проведено воздействие [8]. Вместе с тем практическое определение стадии жизни облака весьма затруднено. Причиной этого является прежде всего то, что облако представляет собой многопараметрическую систему и его эволюция проявляется в эволюции не только полей вертикальных потоков, но и полей температуры, влажности, водности и др. При этом каждая характеристика имеет свою динамику.

Для определения стадии жизни облака экспериментаторы используют разные признаки (параметры) в зависимости от технических устройств, которыми они реально располагают [5, 8, 29], что ведет к неоднозначности в определении стадии жизни облака и неопределенности в оценках результатов воздействий.

Разработанная модель позволила уточнить стадии жизни облака по результатам исследования расчетных данных об изменении максимальных значений параметров облака во времени [1, 2]. Численные эксперименты позволили изучить поведение облаков при естественном развитии и воздействии и позволили оценить продолжительность стадий жизни облака, эффект и эффективность воздействия в зависимости от уровня и времени введения в облако реагента.

Для определения стадии жизни облака использовался набор максимальных значений основных характеристик облака Q_c , Q_r , Q_i , w , высот верхней ($H_{вг}$) и нижней ($H_{нг}$) границ облака.

На рис. 2.3.1 приведен пример результатов расчетов для случая, когда температура у поверхности земли составляла $19,8^{\circ}\text{C}$, градиент температуры в облаке равнялся $0,7^{\circ}/100\text{ м}$, относительная влажность принималась равной 80% постоянной по высоте (стратификация, аналогичная рассмотренным выше).

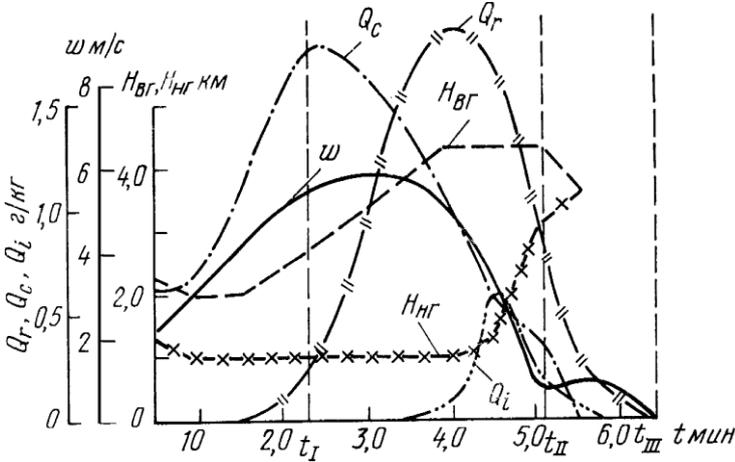


Рис. 2.3.1. Изменение максимальных значений $Q_c, Q_r, Q_i, w, H_{BG}, H_{HG}$

Как следует из рис. 2.3.1 максимальные значения $Q_c, Q_r, Q_i, w, H_{BG}, H_{HG}$ имеют четко выраженный временной ход с одним максимумом, что позволяет говорить о существовании трех стадий жизни облака: стадии развития, стадии стационарирования – зрелости и стадии диссипации. Максимальные значения рассматриваемых характеристик достигаются в разные моменты времени. Сначала максимума достигает Q_c , затем w, H_{BG} и Q_i . Поэтому при использовании какой-либо одной из этих характеристик неизбежно возникнет неопределенность в определении стадии жизни облака (см. табл. 2.3.1).

Для выделения стадий жизни облака следует использовать комплексный подход. На рис. 2.3.1 естественным образом выделяются три области. В первой области все характеристики растут, в третьей убывают. Вторая область является переходной, так как часть характеристик растет, часть убывает. В соот-

ветствии с этим Δt_I определяет продолжительность стадии развития, Δt_{II} – продолжительность стадии зрелости, Δt_{III} – продолжительность стадии диссипации. В анализируемом случае $\Delta t_I \approx 23$ мин, $\Delta t_{II} \approx 28$ мин, $\Delta t_{III} \approx 14$ мин.

Таблица 2.3.1.

Продолжительность стадий жизни облака, мин

Параметр	Стадия жизни		
	развитие	зрелость	диссипация
Q_c	23	3	40
w	26	10	30
Q_r	25	2	23
Q_i	10	2	9
H_{BG}	35	12	13

Для выявления влияния стадии жизни облака на результат воздействия были проведены численные эксперименты, в которых варьировались уровень и время введения реагента. В приведенном примере расчетов реагент вводился на стадии развития облака (на 30 и 35-й минуте) и стадии зрелости (на 40-й минуте). Обнаружено, что наибольшее изменение динамических и микрофизических характеристик облака достигается при введении реагента в растущее облако. При воздействии на 30-й минуте w увеличивается на 1,4 м/с по сравнению с естественным развитием, мощность облака ΔH возрастает на 400 м, эффективность осадкообразования [23] при воздействии на уровне 3,4 км возрастает на 3,6%, на уровне 3,2 км – на 1,5% (рис. 2.3.2). Максимальные значения $Q_{r\max}$ увеличиваются на 0,89 г/кг и 0,85 г/кг соответственно, максимальная интенсивность осадков у поверхности земли увеличивается на 13,8 мм/ч (рис. 2.3.3), а их количество на 0,66 мм.

При воздействии на 40-й минуте интенсивность осадков у поверхности земли увеличивается лишь на 0,7 мм/ч, а их общее количество на 0,13 мм, максимальные значения остальных характеристик либо не изменяются, либо несколько уменьшаются (рис. 2.3.2, 2.3.3).

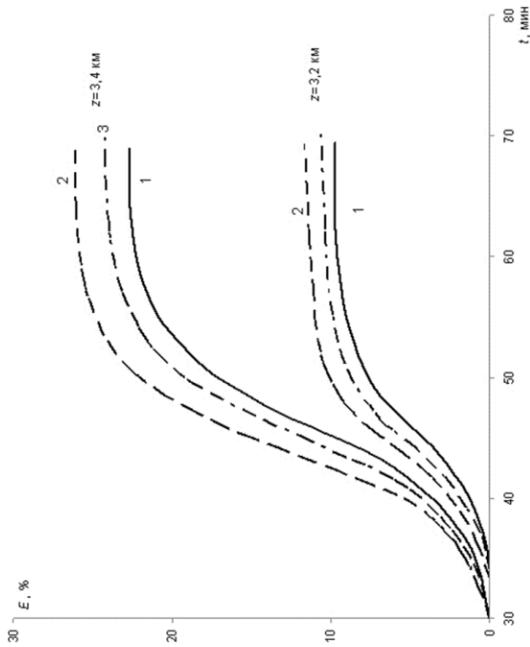


Рис. 2.3.2. Изменение эффективности осадкообразования (E) при воздействии на уровне 3,2 и 3,4 км:

1 – естественное развитие; 2 – воздействие на 30-й минуте, 3 – воздействие на 40-й минуте.

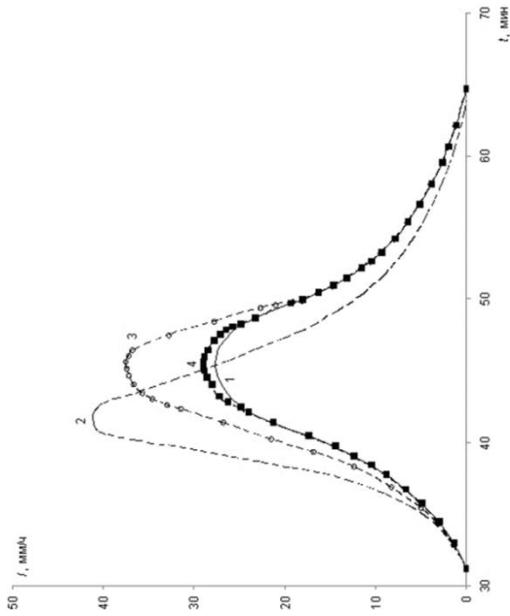


Рис. 2.3.3. Изменение интенсивности осадков у подстилающей поверхности при воздействии на уровне 3,4 км:

1 – естественное развитие; 2, 3, 4 – при воздействии на 30-й, 35-й и 40-й минуте соответственно.

Более того, даже при воздействии на стадии развития наблюдаются некоторые различия в эффекте воздействия.

При воздействии на 30-й минуте образуется более мощное облако, у которого максимальные значения динамических и микрофизических характеристик оказываются выше соответствующих характеристик облака, воздействие на которое проведено на 35-й минуте.

Таким образом, численные эксперименты, с одной стороны, позволяют дать более строгое определение стадий жизни облака, с другой – уточнить методику воздействия за счет выбора оптимального момента времени.

Выводы

С помощью описываемой модели выполнен цикл численных экспериментов по исследованию эволюции естественно развивающихся конвективных облаков разного фазового состава и изучению влияния различных факторов на их характеристики.

Рассчитаны вертикальные профили основных характеристик облака (скорость восходящего потока, водность облачных капель, водность дождевых капель, ледность, радиолокационная отражаемость) в разные моменты времени, а также временной ход вертикальной мощности облака и интенсивности и количества осадков. Для максимальных значений величин рассчитаны уровень и время их достижения.

Варьировались радиус облака, перегрев воздуха на уровне подстилающей поверхности и градиент температуры в разных слоях атмосферы. Расчеты показали, что практически все основные характеристики облака зависят от температурной стратификации воздуха в атмосфере и значения радиуса облака. С ростом радиуса возрастает вертикальная мощность облака, водность жидких и твердых осадков и соответственно радиолокационная отражаемость и интенсивность осадков на подстилающей поверхности. Таким образом, модель дает качественно согласующийся с натурными наблюдениями результат.

Изучено влияние твердой фазы на характеристики конвективного облака (скорость восходящего потока, высоту верхней

границы, водность, интенсивность и количество осадков). Получено, что при учете ледяных частиц осадков (при прочих равных условиях) ускоряется процесс формирования осадков; при этом их максимальная интенсивность уменьшается, а суммарное количество практически не изменяется.

Исследовано влияние термических свойств подстилающей поверхности на динамику развития конвективного облака. Показано, что наличие источника тепла у подстилающей поверхности может сильно сказываться на интенсивности конвекции при определенных параметрах окружающей среды, причем это влияние усиливается с увеличением мощности источника и времени его существования. Усиление перегрева приводит к заметному уменьшению времени достижения облаком осадкообразующей стадии.

Полное исследование облаков при значительных перегревах требует применения моделей большей размерности, что выходит за рамки настоящей работы. Однако и описываемая модель чувствительна к термическим факторам и позволяет просмотреть основные физические закономерности при варьировании параметров перегрева.

Рассмотрен вопрос об определении стадий жизни облака. Для этого использовался набор максимальных значений его основных характеристик (скорость восходящего потока, высота верхней границы, водность, ледность) которые имеют четко выраженный ход с одним максимумом. Максимальные значения рассмотренных характеристик достигаются в различные моменты времени, что позволяет говорить о существовании трех стадий жизни облака: стадии развития (до первого максимума), стадии стационарирования – зрелости (между первым и последним максимумом) и стадии диссипации.

В численных экспериментах по выявлению влияния стадии жизни облака на результат воздействия варьировались уровень и время введения реагента. Расчеты показали, что наибольшее изменение динамических и микрофизических характеристик облака достигается при введении в облако реагента на стадии его развития.

ГЛАВА 3

УЧЕТ ПРОЦЕССОВ ЭЛЕКТРИЗАЦИИ В ЧИСЛЕННОЙ МОДЕЛИ КОНВЕКТИВНОГО ОБЛАКА

На эволюцию конвективного облака и формирование осадков существенно влияют электрические факторы: ионизация паровоздушной среды, заряджение облачных частиц и частиц осадков, электрическое поля, коронные разряды и др. В свою очередь, электрические процессы определяются динамикой облака и осадков и микрофизическими процессами [10, 12, 20–24, 35]. Сказанное справедливо и для облаков других форм [19]. Учет перечисленных выше факторов позволяет уточнить физическую картину облачных процессов и выявить целый ряд качественно новых явлений (грозовые разряды, левитация, изменение скорости восходящего потока, изменение интенсивности фазовых переходов и коагуляции). Ниже приводятся уравнения, описывающие процессы электризации конвективного облака, включенные в разработанную модель, и примеры расчетов по полной модели, содержащей электрический блок. Отметим, что наиболее важные факторы учтены в системе уравнений модели, хотя она не описывает все возможные эффекты электризации.

3.1. Уравнения, описывающие заряджение облака как целого. Расчет напряженности поля

Установлено, что заряджение облака происходит в результате захвата облачными частицами атмосферных ионов и последующего перераспределения и накопления на частицах зарядов в результате их взаимодействия, сопровождаемого слиянием или отскоком частиц [7, 29–30, 35, 56]. Система уравнений, приведенная ниже, описывает баланс электрического заряда в облаке и подоблачном слое. Аналогично системе (1.1)–(1.11), эти уравнения осреднены по горизонтальному сечению области интегрирования, имеющей цилиндрическую форму.

Система уравнений включает:

1. Уравнение баланса концентрации положительных ионов N_p :

$$\begin{aligned} \frac{\partial N_p}{\partial t} = & q - \gamma N_p N_n - (w - E_z \mu_p) \frac{\partial N_p}{\partial z} + \frac{N_p w}{\rho_a} \frac{\partial \rho_a}{\partial z} - \\ & - \frac{2}{R} (u_R - E_R \mu_p) (N_{pR} - N_p) + \\ & + \frac{2\alpha^2}{R} |w - E_z \mu_p| (N_{p0} - N_p) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial N_p}{\partial z} \right) + S_p \end{aligned} \quad (3.1)$$

где q – интенсивность ионообразования (число пар ионов на единицу объема за единицу времени), γ – коэффициент рекомбинации ионов, N_n и N_p – концентрация отрицательных и положительных ионов соответственно, E_z и E_R – вертикальная и горизонтальная составляющая напряженности электрического поля соответственно, μ_p и S_p – подвижность и источник-сток положительных ионов соответственно. Здесь, как и в главе 1, индексами 0 и R обозначены значения величин вне цилиндра и на его границе соответственно.

2. Уравнение баланса концентрации отрицательных ионов N_n :

$$\begin{aligned} \frac{\partial N_n}{\partial t} = & q - \gamma N_p N_n - (w + E_z \mu_n) \frac{\partial N_n}{\partial z} + \frac{N_n w}{\rho_a} \frac{\partial \rho_a}{\partial z} - \\ & - \frac{2}{R} (u_R + E_R \mu_n) (N_{nR} - N_n) + \\ & + \frac{2\alpha^2}{R} |w + E_z \mu_n| (N_{n0} - N_n) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial N_n}{\partial z} \right) + S_n \end{aligned} \quad (3.2)$$

где μ_n и S_n – подвижность и источник-сток отрицательных ионов соответственно.

3. Уравнение баланса объемной плотности распределения зарядов облачных капель τ_c :

$$\begin{aligned} \frac{\partial \tau_c}{\partial t} = & -w \frac{\partial \tau_c}{\partial z} + \frac{\tau_c w}{\rho_a} \frac{\partial \rho_a}{\partial z} - \\ & - \frac{2}{R} u_R (\tau_{cR} - \tau_c) + \frac{2\alpha^2}{R} |w| (\tau_{c0} - \tau_c) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial \tau_c}{\partial z} \right) + S_c \end{aligned} \quad (3.3)$$

где S_c – источник-сток заряда облачных капель.

4. Уравнение баланса объемной плотности распределения зарядов облачных ледяных кристаллов τ_{ic} :

$$\begin{aligned} \frac{\partial \tau_{ic}}{\partial t} = & -w \frac{\partial \tau_{ic}}{\partial z} + \frac{\tau_{ic} w}{\rho_a} \frac{\partial \rho_a}{\partial z} - \\ & - \frac{2}{R} u_R (\tau_{icR} - \tau_{ic}) + \frac{2\alpha^2}{R} |w| (\tau_{ic0} - \tau_{ic}) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial \tau_{ic}}{\partial z} \right) + S_{ic} \end{aligned} \quad (3.4)$$

где S_{ic} – источник-сток заряда облачных ледяных кристаллов.

5. Уравнение баланса объемной плотности распределения зарядов дождевых капель τ_r :

$$\begin{aligned} \frac{\partial \tau_r}{\partial t} = & -(w - V_r) \frac{\partial \tau_r}{\partial z} + \tau_r \left(\frac{w}{\rho_a} \frac{\partial \rho_a}{\partial z} + \frac{\partial V_r}{\partial z} \right) - \\ & - \frac{2}{R} u_R (\tau_{rR} - \tau_r) + \frac{2\alpha^2}{R} |w - V_r| (\tau_{r0} - \tau_r) + S_r \end{aligned} \quad (3.5)$$

где S_r – источник-сток заряда дождевых капель.

6. Уравнение баланса объемной плотности распределения зарядов кристаллических осадков τ_i :

$$\begin{aligned} \frac{\partial \tau_i}{\partial t} = & -(w - V_i) \frac{\partial \tau_i}{\partial z} + \tau_i \left(\frac{w}{\rho_a} \frac{\partial \rho_a}{\partial z} + \frac{\partial V_i}{\partial z} \right) - \\ & - \frac{2}{R} u_R (\tau_{iR} - \tau_i) + \frac{2\alpha^2}{R} |w - V_r| (\tau_{i0} - \tau_i) + S_i \end{aligned} \quad (3.6)$$

где S_i – источник-сток заряда дождевых капель.

7. Выражение для суммарной объемной плотности электрического заряда τ :

$$\tau = e(N_p - N_n) + \tau_c + \tau_{ic} + \tau_r + \tau_i$$

где e – элементарный заряд.

8. Уравнение для расчета вертикальной составляющей напряженности электрического поля E_z :

$$E_z = \int_{\Omega} \frac{\tau(\vec{r})}{|\vec{r}|^3} r_z d\Omega,$$

где \vec{r} – радиус-вектор, r_z – его вертикальная составляющая, Ω – область решения системы уравнений, τ – суммарная объемная плотность электрического заряда.

9. Уравнение Пуассона:

$$\frac{\partial E_z}{\partial z} + \frac{2}{R} E_R = -4\pi\tau$$

3.2. Физические процессы заряжения облачных частиц

В уравнениях (3.1)–(3.6) микрофизические процессы заряжения облачных частиц описываются последними членами в правой части уравнений. На данный момент отсутствует полное и строгое теоретическое описание механизмов электризации облачных элементов, что объясняется, во-первых, многообразием условий протекания электрических процессов, а во-вторых, наличием тесной взаимосвязи между разными механизмами заряжения и укрупнения частиц. Эмпирические данные о многих процессах электризации облачных элементов, полученные разными авторами, чрезвычайно неоднозначны и противоречивы как в количественном, так и в качественном плане [7, 22]. По этой причине на данном этапе при описании процессов генерации и разделения нескомпенсированных объемных электрических зарядов неизбежна определенная идеализация.

В модели учтены следующие механизмы электризации:

1. Диффузионный – зарядение частиц вследствие диффузии к этим частицам атмосферных ионов и их последующего захвата. Следует учитывать, что ионы имеют разную подвижность, а захват ионов является селективным по отношению к знаку заряда.
2. Индукционный – особая разновидность диффузионного зарядения частиц, которое имеет место при селективном захвате атмосферных ионов частицами, поляризованными во внешнем электрическом поле.
3. Суммирование зарядов взаимодействующих частиц при их коагуляции.
4. Изменение количества заряда, переносимого частицами того или иного сорта, при фазовых переходах.
5. Разделение заряда при упругом взаимодействии дождевых и облачных капель (при отскоке), поляризованных во внешнем электрическом поле.
6. Разделение заряда при выбросе вторичных облачных ледяных кристаллов в процессе обзёрнения кристаллических осадков (механизм Халлетта – Моссопа).
7. Разделение заряда при упругом взаимодействии градин и облачных ледяных кристаллов.

Сравнительный анализ роли этих и других механизмов в процессе электризации конвективного облака изучался многими исследователями [11, 12, 14, 22, 23, 35, 38]. Наиболее полный обзор приведен в [4].

Рассмотрим источники-стоки заряда субстанций, входящие в правую часть уравнений (3.1) – (3.6). Все источникивые члены имеют размерность $\text{Кл} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$, т.е. имеют физический смысл приращения заряда субстанции в единице объема среды за единицу времени.

1. Источник-сток концентрации отрицательных и положительных ионов:

$$\begin{aligned}
S_n &= \frac{1}{e} \left[\begin{array}{c} -G_{с,диф,л} - G_{іс,диф,л} - G_{г,диф,л} - G_{і,диф,л} - G_{с,інд,л} \\ -G_{іс,інд,л} - G_{г,інд,л} - G_{і,інд,л} \end{array} \right] + \\
&+ \frac{1}{e} \left[-\min(0, G_{с,ісп}) - \min(0, G_{г,ісп}) - \min(0, G_{і,ісп}) \right] \\
S_p &= \frac{1}{e} \left[\begin{array}{c} -G_{с,диф,р} - G_{іс,диф,р} - G_{г,диф,р} - G_{і,диф,р} \\ -G_{с,інд,р} - G_{іс,інд,р} - G_{г,інд,р} - G_{і,інд,р} \end{array} \right] + \\
&+ \frac{1}{e} \left[\max(0, G_{с,ісп}) + \max(0, G_{г,ісп}) + \max(0, G_{і,ісп}) \right];
\end{aligned}$$

где $G_{с,диф,л}$ и $G_{с,диф,р}$ – интенсивность диффузионного заряжения облачных капель (здесь и далее индекс л или р означает заряжение отрицательными или положительными ионами соответственно); $G_{іс,диф,л}$ и $G_{іс,диф,р}$ – интенсивность диффузионного заряжения облачных ледяных кристаллов; $G_{г,диф,л}$ и $G_{г,диф,р}$ – интенсивность диффузионного заряжения дождевых капель; $G_{і,диф,л}$ и $G_{і,диф,р}$ – интенсивность диффузионного заряжения градин; $G_{с,інд,л}$ и $G_{с,інд,р}$ – интенсивность индукционного заряжения облачных капель; $G_{іс,інд,л}$ и $G_{іс,інд,р}$ – интенсивность индукционного заряжения облачных ледяных кристаллов; $G_{г,інд,л}$ и $G_{г,інд,р}$ – интенсивность индукционного заряжения дождевых капель; $G_{і,інд,л}$ и $G_{і,інд,р}$ – интенсивность индукционного заряжения градин; $G_{с,ісп}$, $G_{г,ісп}$, $G_{і,ісп}$ – интенсивность перехода заряда испаряющихся облачных капель, дождевых капель и градин соответственно в атмосферные ионы; e – элементарный электрический заряд.

2. Источник-сток объемной плотности заряда облачных капель:

$$\begin{aligned}
S_c &= G_{с,диф,р} + G_{с,інд,р} - G_{с,диф,л} - G_{с,інд,л} - G_{столк,с-г} - G_{столк,с-і} - \\
&- G_{автоковн} - G_{коаг,с-г} - G_{обзери} - G_{замерз,с} - G_{с,испар}
\end{aligned}$$

где $G_{\text{столк,с-г}}$ – интенсивность разделения зарядов при упругом столкновении облачных и дождевых капель; $G_{\text{столк,с-i}}$ – интенсивность разделения зарядов при упругом столкновении облачных капель и градин; $G_{\text{автоковн}}$ – интенсивность перехода заряда облачных капель в заряд дождевых капель при автоконверсии, $G_{\text{коаг,с-г}}$ – интенсивность перехода заряда облачных капель в заряд дождевых капель при их коагуляции, $G_{\text{обзерн}}$ – интенсивность перехода заряда облачных капель в заряд градин при обзернении, $G_{\text{замерз,с}}$ – интенсивность перехода заряда облачных капель в заряд облачных ледяных кристаллов при гомогенном замерзании.

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

$$S_{\text{ic}} = G_{\text{ic,диф,р}} + G_{\text{ic,инд,р}} - G_{\text{ic,диф,л}} - G_{\text{ic,инд,л}} + G_{\text{замерз,с}} - G_{\text{рост,ic}} - G_{\text{коаг,г-ic,ic}} + G_{\text{Х.М.}} - G_{\text{столк,ic-i}}$$

где $G_{\text{рост,ic}}$ – интенсивность перехода заряда облачных ледяных кристаллов в заряд градин в результате сублимационного роста, $G_{\text{коаг,г-ic,ic}}$ – интенсивность перехода заряда облачных ледяных кристаллов в заряд градин при коагуляции облачных ледяных кристаллов с дождевых капель, $G_{\text{Х.М.}}$ – интенсивность электризации в процессе механизма Халлетта-Моссоба, $G_{\text{столк,ic-i}}$ – интенсивность разделения зарядов при упругом столкновении облачных ледяных кристаллов и градин.

4. Источник-сток объемной плотности заряда дождевых капель:

$$S_{\text{г}} = G_{\text{г,диф,р}} + G_{\text{г,инд,р}} - G_{\text{г,диф,л}} - G_{\text{г,инд,л}} + G_{\text{столк,с-г}} + G_{\text{автоковн}} + G_{\text{коаг,с-г}} - G_{\text{замерз,г}} + G_{\text{таян,i}} - G_{\text{коаг,г-ic,г}} - G_{\text{коаг,г-i}} - G_{\text{г,испар}}$$

где $G_{\text{замерз,г}}$ – интенсивность перехода заряда дождевых капель в заряд градин при гетерогенном замерзании дождевых капель,

$G_{\text{таян},i}$ – интенсивность перехода заряда градин в заряд дождевых капель при таянии градин, $G_{\text{коаг},r-ic,r}$ – интенсивность перехода заряда дождевых капель в заряд градин при коагуляции облачных ледяных кристаллов с дождевых капель; $G_{\text{коаг},r-i}$ – интенсивность перехода заряда дождевых капель в заряд градин при их коагуляции с последующим замерзанием воды.

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

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

Так как модель относится к классу параметризованных моделей, в ней выполнена параметризация основных процессов электризации [45].

Ниже приведен набор выражений, которые на сегодня наиболее полно описывают электрические процессы в параметризованном виде [4]. Они получены в предположении, 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. Если предположить, что поле частиц является чисто кулоновским, а также пренебречь их электрическим взаимодействием между собой, то интенсивность диффузионного зарядения (на примере облачной капли и отрицательных ионов) можно описать следующим выражением [2, 35]:

$$G_{c,\text{диф},n} = \frac{4\pi e\mu_n q_c N_c N_n}{\exp[-2eq_c/(D_c kT)] - 1},$$

где N_n и μ_n – концентрация и подвижность отрицательных и положительных ионов соответственно, k – постоянная Больцмана, D_c и N_c – средний диаметр и счетная концентрация облач-

ных капель соответственно, q_c – средний заряд облачной капли. Для других частиц и (или) положительных ионов выражение имеет аналогичный вид.

Значения $G_{ic,диф,l}$, $G_{r,диф,l}$, $G_{i,диф,l}$, $G_{c,диф,p}$, $G_{ic,диф,p}$, $G_{r,диф,p}$, $G_{i,диф,p}$ рассчитываются по аналогичным формулам с подстановкой концентрации и подвижности ионов соответствующего знака, а также характеристик частиц соответствующего сорта. Для дождевых капель и градин, распределение которых по размерам не является моодисперсным, подставляются средневзвешенные значения диаметра \bar{D}_r и \bar{D}_i , определяемые по формулам:

$$\bar{D}_r = \left(\int_0^{\infty} D_r^3 \exp(-\Lambda_r D_r) dD_r / \int_0^{\infty} \exp(-\Lambda_r D_r) dD_r \right)^{1/3}$$

$$\bar{D}_i = \left(\int_0^{\infty} D_i^3 \exp(-\Lambda_i D_i) dD_i / \int_0^{\infty} \exp(-\Lambda_i D_i) dD_i \right)^{1/3}$$

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:

$$G_{c,инд,l} = J_{n,c} (V_c, D_c, \mathbf{E}, \mu_n, N_n) e N_c,$$

где \mathbf{E} – вектор напряженности внешнего электрического поля, которое поляризует облачные 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 [39].

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 по-прежнему подставляются средние значения диаметра \bar{D}_r и \bar{D}_i .

Роль коронного разряда в электризации частиц. В ионных механизмах электризации, описанных выше, важнейшей физической величиной является концентрация ионов.

В большинстве задач полагается, что эта концентрация соответствует условиям хорошей погоды [15]. Основными источниками ионов являются космические лучи и радиоактивные вещества, содержащиеся в земной коре и в воздухе, а их сток происходит за счет рекомбинации. При этом обычно предполагается, что ионизация и рекомбинация уравниваются друг друга. В ходе образования и эволюции облака концентрация ионов в облаке и в около облачном пространстве изменяется вследствие переноса ионов воздушными потоками и захвата облачными частицами.

Тем не менее, в облаке и подоблачном слое в реальных условиях существует дополнительный источник ионов, обусловленный возникновением коронного разряда как вблизи облачных частиц, так и вблизи наземных предметов (обычно, острий). Этот фактор необходимо учитывать при моделировании электризации облака [33, 34], так как, по имеющимся оценкам [33], интенсивность ионообразования при коронном разряде может достигать 10^4 – 10^5 пар ионов в см^3 в секунду, что на 3–4 порядка превышает скорость ионизации в условиях хорошей погоды. Повышенная концентрация ионов приводит к усилению электризации облачных частиц за счет их захвата.

Между тем, явление коронного разряда на сегодняшний день недостаточно изучено. Имеющиеся сведения основаны, главным образом, на результатах лабораторных экспериментов.

Возникновение указанных разрядов зависит от формы, размеров и зарядов облачных частиц, а также от расстояния между ними [33].

Обзор, выполненный в работе [29], показал, что по данным лабораторных экспериментов на больших высотах при возрастании напряженности электрического поля в облаках до величин, близких к пробойным, возможно коронирование с отдельных крупных гидрометеоров. Возможно также коронирование с падающих тающих градин при напряженностях электрического поля порядка 300 кВ/м.

Возникновение коронных разрядов возможно между крупными каплями, а также между каплями и кристаллами при отсутствии при их сближении друг с другом, начиная с напряженности электрического поля, равной 250 кВ/м [29].

Наличие заряда на каплях снижает критическое значение напряженности электрического поля, с которой начинается коронный разряд. Однако данных для установления количественной связи между зарядом на каплях и значением напряженности внешнего электрического поля, приводящего к появлению короны, пока не достаточно.

Частота коронирования зависит от интенсивности осадков и становится существенной при интенсивности осадков более 10 мм/час. При этом скорость ионообразования в облаке возрастает на несколько порядков.

Анализ имеющихся данных показал, что коронные разряды в облаках могут оказывать существенное влияние на микрофизические и электрические характеристики облака. Во-первых, обеспечивается возникновение грозы. Во-вторых, повышается температура замерзания капель, что оказывает значительное влияние на осадкообразование и, как следствие, распределение влаги в облаке и подоблачном слое. В-третьих, коронирование способствует размножению кристаллов, что также играет важную роль в эволюции микрофизической и электрической структуры облака [29].

Применительно к численной модели конвективного облака учет коронного разряда сводится к заданию дополнительного источника ионов. Интенсивность этого источника зависит от напряженности электрического поля, размеров и зарядов частиц, а также влажности и давления воздуха. Поскольку данных недостаточно, необходима параметризация коронного разряда на основании данных лабораторных экспериментов.

Электризация при обзёрнении. Известно, что намерзание переохлажденных облачных капель на градинах может сопровождаться выбросом вторичных ледяных кристаллов (механизм Халлетта – Моссоба), уносящих из системы часть заряда; при этом равная по величине, но противоположная по знаку часть заряда остается на градинах. Интенсивность заряджения в ходе данного процесса рассчитывается по формуле [44]:

$$G_{\text{Х.М.}} = \frac{P_{\text{обзери}}}{Q_c} p_{\text{спл}} N_c^* \psi D_c^{2,4},$$

где $\psi = 0,9 \cdot 10^{-5}$ Кл·м^{-2,4} – коэффициент, выведенный в работе [44] в результате обобщения экспериментальных данных, полученных разными авторами.

Электризация при соударении частиц и их последующем разлете. Интенсивность разделения заряда при взаимодействии облачных и дождевых капель описывается следующим выражением [39, 52]:

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

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 $G_{\text{столк,с-г}}$ записывается аналогичным образом с подстановкой параметров градин 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 изучен, а потому представляет наибольший интерес расчет члена $G_{\text{столк,с-г}}$. Выражение для $G_{\text{столк,с-г}}$ имеет следующий общий вид [51]:

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

где $\delta q_{\text{i,ic}}$ – средний электрический заряд, переносимый от облачного кристалла к градине при одном столкновении с отскоком, $E_{\text{i,ic}}$ и $S_{\text{i,ic}}$ – коэффициенты столкновения и неслияния соответственно (для указанных типов частиц в данной модели полагается $S_{\text{i,ic}} = 1$). Основную проблему представляет расчет $\delta q_{\text{i,ic}}$. Параметризация $\delta q_{\text{i,ic}}$ проводилась на основе обработки экспериментальных данных [11, 16, 40, 42, 46–48, 50] и имеет вид:

$$\delta q_{\text{i,ic}} = k D_{\text{ic}}^m |V_i - V_{\text{ic}}|^n (Q_w \rho_a - Q_{\text{wкрит}} \rho_a) f(T),$$

где $k = 7,3 \cdot 10^{-14}$ – безразмерный коэффициент, m и n – целые числа (в работе [40] для них выбирались значения: $m = 4$, $n = 3$), $Q_w \rho_a \equiv (Q_c + Q_r) \rho_a$ – суммарная водность, $Q_{\text{wкрит}} \rho_a \approx 0,1 \text{ г/м}^3$ – критическое значение $Q_w \rho_a$, 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 $a_3 = -1,7 \cdot 10^{-5}$, $a_2 = 3,0 \cdot 10^{-3}$, $a_1 = -5,0 \cdot 10^{-2}$, $a_0 = 0,13$ [40]. Значение D_{ic} при указанных коэффициентах должно быть выражено в миллиметрах.

Расчет функции $f(T)$ показывает, что при $T = -21,5^\circ\text{C}$ изменяется знак заряжения. Таким образом, знак $\delta q_{\text{i,ic}}$ зависит от водности и температуры.

Другая параметризация $\delta q_{\text{i,ic}}$ была проведена на основе экспериментальных данных в работах [47, 48]. Выражение для $\delta q_{\text{i,ic}}$ записывалось в виде:

$$\delta q_{i,ic} = a_1 D_{ic}^{a_2} |V_i - V_{ic}|^{a_3} \delta \tilde{q}_{i,ic},$$

где a_1, a_2, a_3 – коэффициенты, зависящие от D_{ic} .

Величина $\delta \tilde{q}_{i,ic}$ зависит от эффективной водности, определяемой соотношением $Q_{w\text{эфф}} = E_{i,ic} (1 - S_{i,ic}) Q_w$, которая, в свою очередь, является функцией температуры.

Наряду с этим существует параметризация, основанная на работе Такахаси [50], в которой дается следующая зависимость $\delta q_{i,ic}(T, Q_w)$ для облачных ледяных кристаллов с диаметрами $D_{ic} = 10 \div 100$ мкм:

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

где $\delta q'_{i,ic}, \delta q''_{i,ic}, T_{\text{крит}}$ подбираются на основании экспериментальных данных [41, 49, 50].

При расчетах по модели обычно использовалась параметризация Такахаси.

Переход заряда от одних носителей к другим. Переход вещества из одной фракции в другую сопровождается переходом заряда. Так, 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 соответствующей фракции. Тогда интенсивность перехода заряда можно связать с интенсивностью соответствующих микрофизических процессов следующими простыми выражениями:

$$\begin{aligned}
G_{с,исп} &= \frac{(P_{с,исп} + P_{перегон})}{Q_c} \tau_c; G_{г,исп} = \frac{P_{г,исп}}{Q_r} \tau_r; G_{і,исп} = \frac{(P_{і,исп} + P_{і\ таюц,исп})}{Q_i} \tau_i; \\
G_{автоковн} &= \frac{P_{автоковн}}{Q_c} \tau_c; G_{коаг,с-г} = \frac{P_{коаг,с-г}}{Q_c} \tau_c; G_{обзерн} = \frac{P_{обзерн}}{Q_c} \tau_c; \\
G_{замерз,с} &= \frac{P_{замерз,с}}{Q_c} \tau_c; G_{рост,іс} = \frac{P_{рост,іс}}{Q_{іс}} \tau_{іс}; G_{коаг,г-іс,іс} = \frac{P_{рост,іс}}{Q_{іс}} \tau_{іс}; \\
G_{коаг,г-іс,г} &= \frac{P_{коаг,г-іс,г}}{Q_r} \tau_r; G_{замерз,г} = \frac{P_{замерз,г}}{Q_r} \tau_r; G_{таян,і} = \frac{P_{таян,і}}{Q_r} \tau_r; \\
G_{коаг,г-і} &= \frac{P_{коаг,г-і}}{Q_r} \tau_r.
\end{aligned}$$

3.3. Динамика заряжения облака по данным численного эксперимента

Конвективные облака являются сугубо нестационарными образованиями. Многочисленные наблюдения исследователей за их динамикой и процессами осадкообразования позволили ввести понятие стадий жизни облака, оценить их продолжительность и выявить основные параметры, характеризующие эти стадии [3, 7–9, 26, 28, 32, 36, 37] (см. главу 2).

Учитывая тесную взаимосвязь динамических, микрофизических и электрических процессов представляет значительный интерес проследить динамику электрической структуры конвективного облака от начального заряжения до грозовой стадии. С этой целью с помощью версии модели, содержащей электрический блок, были проведены численные эксперименты по исследованию закономерностей формирования пространственно-временной микрофизической и электрической структуры облака на разных стадиях жизни.

Стадия жизни конвективного облака определяется значениями его динамических и микрофизических характеристик [26, 27, 36, 37], поэтому установить связь электрической структуры облака со стадией его жизни фактически означает устано-

вить связь между развитием электрических характеристик облака с одной стороны и динамических и микрофизических характеристик – с другой.

Анализ указанной связи был проведен на основе результатов, полученных с помощью модификации модели, в которой не учитывается наличие кристаллической фазы («теплая версия»). В качестве исходных данных использована модельная зондировка, характерная для тропических широт [43]. Учет разрядовой деятельности не входил в задачи, поэтому расчеты велись лишь до момента достижения некоторого пробойного значения (выбрано $E_z = 5 \cdot 10^5$ В/м), т.е. анализировались две стадии жизни облака: стадия развития и стадия зрелости (согласно общепринятым представлениям [21, 22], первый удар молнии происходит через 10–12 минут после появления частиц осадков, обнаруживаемых метеорадиолокатором, что соответствует переходу облака в стадию зрелости). Сравнение динамических и микрофизических характеристик, полученных с помощью модели, с этими же характеристиками облаков, полученными в натурном эксперименте, проводилось на ранних этапах разработки модели для значительного набора данных и дало удовлетворительное совпадение. Поэтому в данном случае будем для них указывать только расчетные значения. Для электрических же характеристик будем указывать как расчетные значения, так и натурные.

На рис. 3.3.1–3.3.3 представлены результаты расчетов для трех моментов времени, из которых момент времени $t_1 = 15$ мин приблизительно соответствует конечной фазе стадии развития, момент времени $t_2 = 30$ мин – начальной фазе стадии зрелости и момент времени $t_3 = 45$ мин – конечной фазе стадии зрелости. Из рис. 3.3.2 видно, что на стадии развития нижняя граница облака располагалась на высоте 1 км над подстилающей поверхностью, мощность облака составляла $H = 800$ м, максимальная водность облачных капель была порядка 1 г/м^3 и наблюдалась на уровне 1600 м (отсчет высоты здесь и далее ведется от подстилающей поверхности), в незначительном количестве появились капли осадков: максимальное значение водности осадков было равно $0,04 \text{ г/м}^3$ ($z = 1600$ м), а максимальное зна-

чение концентрации частиц осадков $N_{г\max} = 350 \text{ м}^{-3}$ ($z = 1600 \text{ м}$), максимальное значение скорости восходящего потока достигалось на уровне 1600 м и составляло $4,5 \text{ м/с}$. Напряженность электрического поля и полный объемный заряд были относительно невелики: $E_{z\max} = 90 \text{ В/м}$, $\tau_{z\max} = 1,3 \text{ пКл/м}^3$. Облако в целом было заряжено униполярно и отрицательно. Облачный заряд формировался, в основном, отрицательно заряженными облачными каплями. Основными механизмами электризации являлись ионные механизмы. Поэтому концентрация ионов в облаке оказалась на порядок меньше, чем в окружающей среде ($N_n \approx N_p \sim 10^8 \text{ м}^{-3}$).

Для сравнения полученных электрических характеристик облака можно в первом приближении воспользоваться экспериментальными данными, полученными с помощью самолета-лаборатории для облаков *Cu hum*, приведенными в работе [13]. По этим данным величины объемных зарядов в *Cu hum* имели значения около -3 пКл/м^3 , в *Cu med* — $(6 \div 20) \text{ пКл/м}^3$; значения напряженности поля колебались в пределах от 50 до 140 В/м для *Cu hum* и от 150 до 500 В/м для *Cu med*. Как видно, расчетные электрические характеристики попадают в диапазон измеренных величин. При этом следует отметить, что расчетные значения концентраций ионов (10^8 м^{-3}) в облаке оказались несколько ниже экспериментальных значений, например, для *Cu hum*: $(2 \div 5) \cdot 10^8 \text{ м}^{-3}$.

В начальной фазе стадии зрелости ($t_2 = 30 \text{ мин}$) мощность облака составляла уже $2,5 \text{ км}$, максимальная скорость восходящего потока была равна $6,2 \text{ м/с}$ и достигалась на уровне 3 км , максимальная водность облачных капель $1,5 \text{ г/м}^3$ ($z = 3200 \text{ м}$). К этому моменту времени уже сформировалось значительное количество дождевой влаги ($1,3 \text{ г/м}^3$), и началось выпадение осадков в подоблачном слое (рис. 3.3.2).

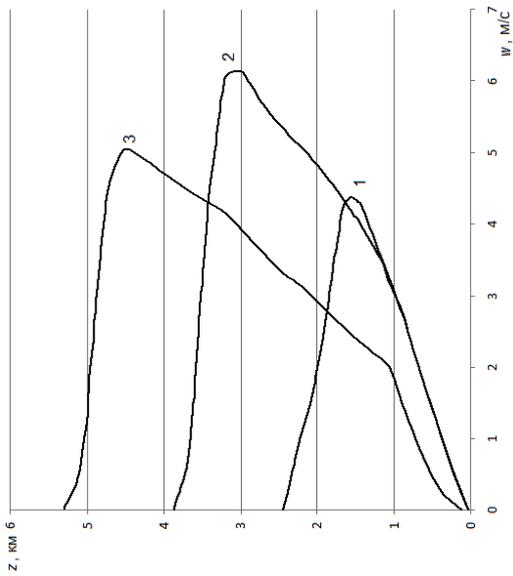


Рис. 3.3.1. Профиль вертикальной скорости в различные моменты времени:
 1 - $t_1 = 15$ мин., 2 - $t_2 = 30$ мин.,
 3 - $t_3 = 45$ мин.

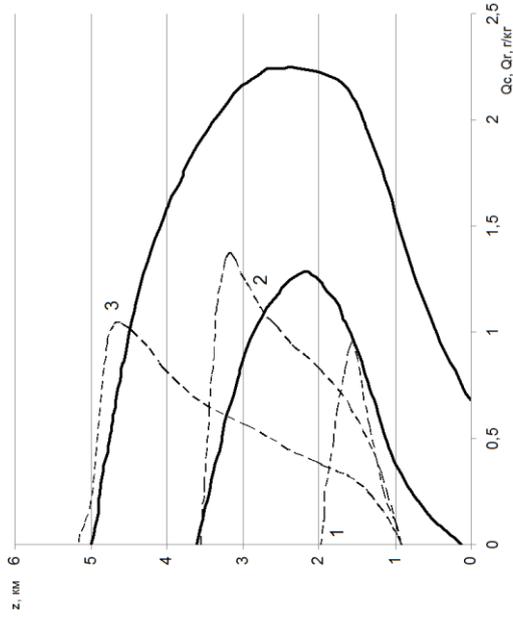


Рис. 3.3.2. Профиль отношения смеси облачных (пунктир) и дождевых (сплошная линия) капель в различные моменты времени:
 1 - $t_1 = 15$ мин., 2 - $t_2 = 30$ мин.,
 3 - $t_3 = 45$ мин.

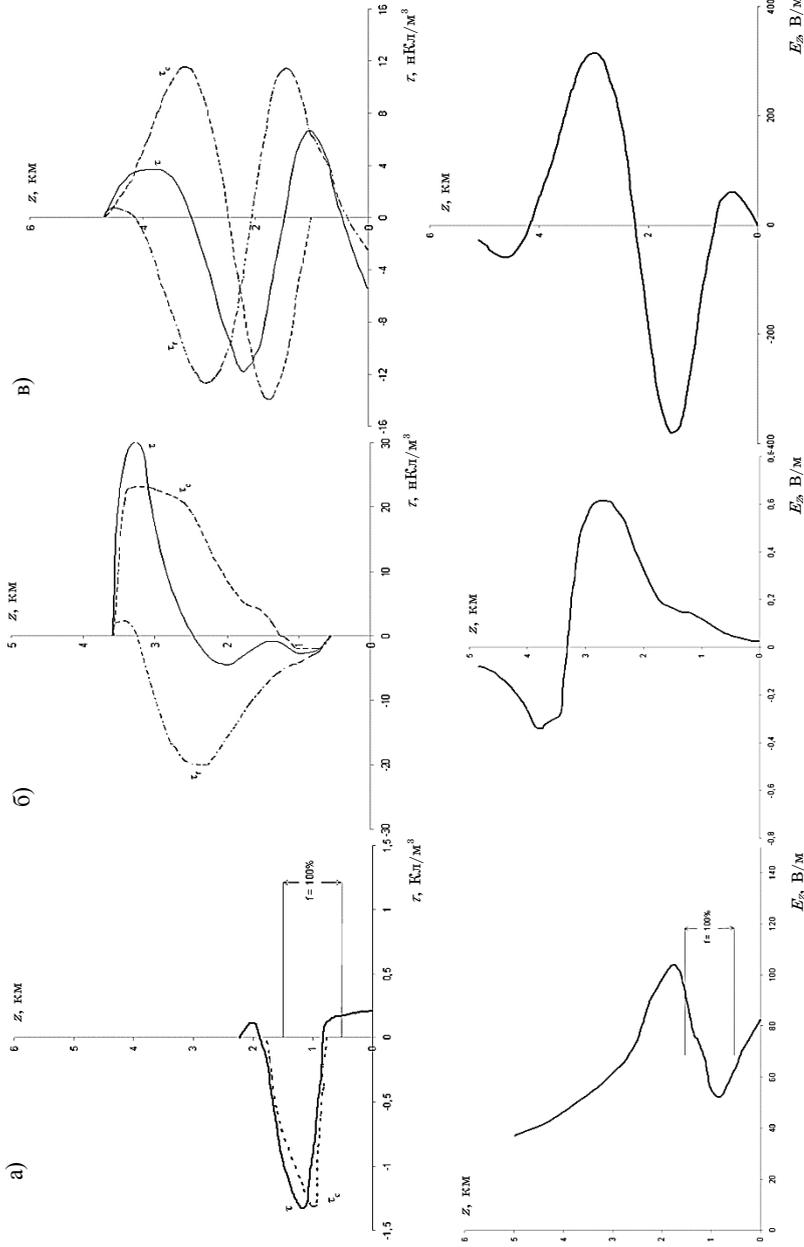


Рис. 3.3.3. Профиль объемной плотности электрического заряда (сверху) и напряженности электрического поля (внизу) в различные моменты времени:
а) – $t_1 = 15$ мин., б) – $t_2 = 30$ мин., в) – $t_3 = 45$ мин.

Соответственно изменениям динамических и микрофизических характеристик облака произошла и трансформация его электрических характеристик: благодаря выпадающим осадкам в действие вступили более мощные механизмы заряжения: коагуляционных, а также разделение зарядов капель при столкновении и последующем разлете. При этом сформировалась дипольная структура облака с положительным объемным зарядом в верхней части облака, который формируется, в основном, облачными каплями. Нижний отрицательный заряд, напротив, формируется дождевыми каплями. Несмотря на то, что в этот момент времени как объемный заряд ($|\tau_{z\max}| = 50 \text{ пКл/м}^3$), так и напряженность электрического поля ($|E_{z\max}| = 500 \text{ В/м}$) относительно невелики, электрическая структура свидетельствует о том, что начал работать механизм электризации при столкновении и разлете облачных и дождевых капель.

Для сравнения электрических характеристик на этой стадии жизни облака с экспериментом привлечем в качестве первого приближения данные тех же авторов [13] для *Cu med*. Значения напряженности поля, согласно этим данным, лежат в диапазоне (500 ÷ 1500) В/м, а значения объемных зарядов – в диапазоне (25 ÷ 65) пКл/м³. Как видно, значения расчетных характеристик располагаются вблизи нижних пределов приведенных данных.

На поздней фазе зрелости мощность облака составляла уже 4 км (рис. 3.3.2), максимальная скорость восходящего потока – 5 м/с (рис. 3.3.1), т.е. уменьшилась вследствие давления выпадающих осадков (на уровне подстилающей поверхности их интенсивность была порядка 20 мм/ч). Водность облачных капель была достаточно велика лишь в верхней части облака (1,0 г/м³) при $z = 4800 \text{ м}$, так как в нижней части облака имела место интенсивная коагуляция дождевых капель с облачными; максимальная водность дождевых капель была порядка 2,2 г/м³ на высоте 1600 м.

Снова трансформация динамической и микрофизической структуры облака привела к существенным изменениям в его электрической структуре. Заряды облака располагались уже по классической схеме: в верхней части – положительный заряд,

под ним – отрицательный, еще ниже – снова положительный (рис. 3.3.3в). Напряженность электрического поля выросла до значений, близких к пробойным ($|E_{z\max}| \sim 10^5$ В/м), то есть была уже на три порядка выше по сравнению с предыдущим моментом времени, при этом максимальное значение объемного заряда также выросло приблизительно на три порядка ($|\tau_{z\max}| = 10$ нКл/м³). Эти значения $|\tau|$ и $|E_{z\max}|$ соответствуют наблюдаемым в грозовых облаках [12, 21]. Следует отметить, что при таких значениях $|E_{z\max}|$, строго говоря, нельзя утверждать, что развитие электрической структуры облака полностью определяется ходом его динамических и микрофизических характеристик. Как показывает анализ данных численных экспериментов, это утверждение справедливо лишь для значений $|E_{z\max}| \leq 10^4$ В/м. Данные расчетов для динамических и микрофизических характеристик, выполненные без учета и с учетом электризации облака до достижения указанного значения, совпадают друг с другом.

Резюмируя полученные результаты, можно сказать, что в процессе развития облака наблюдается существенная нестационарность его электрической структуры: за десятки минут значения объемного заряда облака и напряженности поля в нем увеличиваются на 4–5 порядков. Одновременно изменяется и пространственная картина их распределения, на начальной стадии жизни облако имеет униполярную структуру, затем происходит переход к двух- и трехполюсной структуре.

При значениях напряженности поля $|E_z| \leq 10^4$ В/м эволюция электрической структуры практически полностью зависит от пространственно-временного развития динамических и микрофизических характеристик. При $|E_z| > 10^4$ В/м, когда, например, действие электрических сил на облачные частицы становится сравнимым с действием гравитационных сил, могут возникать значительные обратные связи, т.е. динамическая и микрофизическая структура облака трансформируется под влиянием электрических сил.

3.4. Левитация

Спектр проблем, связанных с изучением взаимодействия электрических и неэлектрических процессов в облачной среде, достаточно широк. В настоящее время получены некоторые результаты относительно влияния электрических сил на процессы коагуляции [17], на фазовые переходы (конденсация [5], замерзание [1, 21, 29]). Однако эти исследования нельзя считать завершенными. Ниже рассмотрена проблема влияния электрических сил на скорость падения облачных частиц.

В связи с тем, что оседающие облачные частицы, взаимодействуя с воздушными потоками, формируют распределение водности с высотой, естественно сделать предположение о том, что влияние электрических сил на скорость падения частиц скажется и на распределении их водности. Согласно натурным экспериментальным и теоретическим данным [6, 18, 25, 28, 31, 45] пространственное распределение водности в облаке не однородно. Важной особенностью распределения является наличие зон с повышенной водностью или ледностью частиц. Г.К. Сулаквелидзе, который одним из первых занимался изучением таких зон, назвал их зонами аккумуляции. Согласно его работам [32], таких зон в облаке может быть несколько, т. е. распределение водности (ледности) с высотой может носить многомодальный характер. По мнению Г.К. Сулаквелидзе, именно в зонах аккумуляции происходит начальное формирование частиц града. Ниже делается попытка с помощью модельных расчетов ответить на вопрос о том, насколько реально участие электрических сил в образовании зон аккумуляции.

При изучении влияния электрических сил на скорость седиментации частиц осадков полагалось, что установившаяся скорость их падения есть результат равновесия трех сил: гравитационной – F_G , силы сопротивления воздуха – F_D и силы электрического взаимодействия заряженной частицы осадков с электрическим полем облака F_E .

$$\vec{F}_E + \vec{F}_D = \vec{F}_G, \quad (3.7)$$

где

$$\vec{F}_D = \frac{4}{3} \pi \rho_w r_r^3 \vec{g} \quad (3.8)$$

$$\vec{F}_E = \tau_r \vec{E} \quad (3.9)$$

$$\vec{F}_D = \frac{\pi}{2} r_r^2 C_D \vec{V}_r^2 \rho_a \quad (3.10)$$

По определению, число Рейнольдса Re есть

$$Re = \frac{2r_r V_r}{\nu} \quad (3.11)$$

где ν - кинематическая вязкость, тогда (3.10) представимо в виде:

$$F_D = \frac{\pi}{8} Re^2 C_D \rho_a \nu^2 \quad (3.12)$$

С учетом того, что число Беста по определению есть

$$Bt = C_D Re^2$$

формулу (3.12) можно представить в виде:

$$F_D = \frac{\pi}{8} Bt \rho_a \nu^2 \quad (3.13)$$

Объединяя (3.7) и (3.13), можно записать:

$$Bt = \frac{8}{|F_G + F_E|} \cdot \frac{1}{\pi \rho_a \nu^2}$$

С помощью явных выражений для F_G (3.8) и для F_E (3.9) можно определить число Беста. С другой стороны, существует эмпирическое соотношение между числами Беста и Рейнольдса, приводимое, например, в работе [52] и позволяющее по известным значениям числе Беста найти значения числа Рейнольдса.

Тогда из (3.11) легко определить V_r , т.е.

$$V_r = \frac{\nu \cdot Re}{2 \cdot r_r}$$

На рис. 3.4.1 приведены результаты расчетов, в которых учитывалось влияние электрического поля на седиментацию частиц для моментов времени $t_1 = 15$ мин, $t_2 = 30$ мин и $t_3 = 45$ мин. Расчеты показали, что на ранних стадиях жизни облака электрические силы не влияют существенно на его динамические и микроструктурные характеристики. При $t_3 = 45$ мин, т.е. к концу стадии зрелости, градиент потенциала электрического поля возрастает настолько, что электрические силы, действующие на частицы осадков, становятся сравнимыми с гравитационными. Например, для характерных для этой стадии значений $r_r \sim 1$ мм, $\tau_{ri} \sim 10$ пКл, $E_z \sim 100$ кВ/м имеем $F_G \sim 4$ мкН, $F_E \sim 1$ мкН. При этом формируется бимодальное распределение водности дождевых капель с высотой. Покажем, что это обусловлено зависанием заряженных капель в гравитационном поле под действием электрического поля облака. Для этой цели сравним профиль V_r (рис. 3.4.1) с соответствующим профилем V_r , полученным для случая, когда при расчете скорости падения дождевых капель не учитывалось влияние внешнего электрического поля, для того же момента времени (рис. 3.4.1). Сравнение показывает, что в последнем случае в ходе V_r имеется лишь один максимум, тогда как в первом имеются два экстремума, т.е. в зонах уменьшения скорости падения капель происходит аккумуляция их водности.

Таким образом, появление бимодального распределения водности дождевых капель с высотой на стадии зрелости объясняется деформацией профиля скорости под влиянием электрического поля облака. Приведенные данные расчетов позволяют высказать предположение о том, что не исключена важная, а может быть, и основная роль электрических сил в образовании и развитии зон аккумуляции.

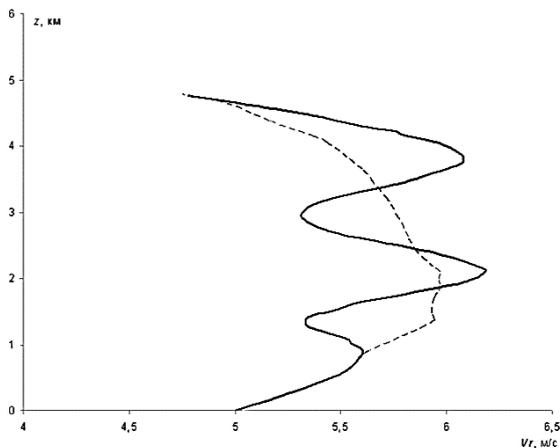


Рис. 3.4.1. Вертикальный профиль скорости седиментации частиц осадков в момент времени $t_3 = 45$ мин для случая, когда скорость седиментации последних зависит от напряженности электрического поля (сплошная линия) и не зависит (пунктир).

Выводы

Физика процессов электризация конвективного облака сложна и во многом еще не изучена. Это обусловлено с одной стороны ограниченностью экспериментальных данных, а с другой – трудностями теоретического описания влияния электрических факторов на заряджение облачных частиц. Это касается в первую очередь взаимодействия твердых и жидких частиц друг с другом. До сих пор возникает много вопросов, каковы механизмы накопления больших зарядов в облаке, вызывающих молниевые разряды.

Многофакторная природа электризации облаков требует комплексного учета микрофизических процессов роста облачных частиц и частиц осадков, а также и процессов заряджения, что предполагает учет как прямых, так и обратных связей этих процессов. В этом смысле данная модель является примером такого комплексного подхода. Однако взаимосвязь процессов в ней представлена неполно. Так, рассмотрено только влияние

заряда частиц на скорость их гравитационного падения, и следовательно на скорость пространственного разделения зарядов и формирование электрического поля в облаке.

Наряду с этим, не рассмотрено влияние заряда частиц на скорость их конденсационного (сублимационного) роста вследствие изменения равновесного значения упругости водяного пара у поверхности частицы при наличии на ней заряда определенного знака, не учтено влияние зарядов на коэффициент коагуляции частиц. Оба этих эффекта в литературе обсуждаются, их планируется учесть при дальнейшем усовершенствовании модели. Важным эффектом в генерации зарядов на частицах является учет взаимодействий частиц твердой фазы, ему уделяется большое внимание специалистов. Предложен ряд параметризаций, которые могут быть введены в уравнения модели.

Вместе с тем, результаты расчетов динамики электризации конвективного облака по разработанной полуторамерной параметризованной модели показали, что модель правильно отражает реально наблюдаемую картину электрической структуры облака на разных стадиях его жизни: 1) униполярная отрицательная; 2) биполярная с положительным зарядом в верхней части облака; 3) трехполюсная с положительным зарядом вверху и внизу облака и с отрицательным зарядом в середине. Подтверждена возможность левитации заряженных частиц под действием электрического поля облака, что влияет на интенсивность осадков.

ГЛАВА 4

РЕЗУЛЬТАТЫ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ЭВОЛЮЦИИ КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКОВ, СОДЕРЖАЩИХ ГРУБОДИСПЕРСНЫЕ АЭРОЗОЛИ

4.1. Учет аэрозольных примесей в модели

В 1999 г. в ГГО была создана версия полуторамерной модели с аэрозольным блоком, включающим уравнения баланса грубодисперсных аэрозольных частиц и также формулы для расчета интенсивностей микрофизических процессов.

Для учета наличия в облаке грубодисперсных аэрозолей в модели реализован параметризованный подход [12]. Аэрозоль в облаке существует в двух фракциях: в виде свободных частиц и внутри частиц (как жидких, так и твердых). При описании микрофизических процессов с участием указанных фракций приняты следующие допущения:

1. Свободные аэрозольные частицы поступают в облако только извне и не образуются в результате каких-либо микрофизических процессов.
2. Конденсация пара на поверхности частиц не происходит.
3. Появление аэрозоля в дождевых каплях происходит в результате их коагуляции с аэрозольными частицами.
4. Появление аэрозоля в градинах происходит в результате замерзания дождевых капель, содержащих аэрозольные частицы.
5. Вторичным фактором появления аэрозоля в дождевых каплях является таяние градин, содержащих аэрозоль.
6. Коагуляция аэрозольных частиц между собой, а также, с облачными каплями и ледяными кристаллами не происходит.

Схема баланса субстанций в облаке с учетом аэрозоля приведена на рис. 4.1.1.



Рис. 4.1.1. Схема баланса субстанций в облаке с учетом аэрозоля

1 – конденсация водяного пара; 2a – автоконверсия; 2c – коагуляция; 3 – гетерогенное замерзание дождевых капель; 4 – сублимация водяного пара на градинах; 5 – таяние градин; 6, 7, 8 – испарение облачных капель, дождевых капель и градин соответственно; 9 – испарение воды с поверхности тающих градин; 10 – обзернение градин; 11 – гомогенное замерзание облачных капель; 12 – сублимация водяного пара на естественных льдообразующих ядрах; 14 – интенсивность выброса ледяных сплинтеров при обзернении градин; 15 – переход облачных ледяных кристаллов в градины в результате сублимационного роста; 16 – коагуляция дождевых капель с градинами; 17ic – переход облачных ледяных кристаллов в градины при столкновении с дождевыми каплями и замораживании последних; 17r – замораживание дождевых капель при коагуляции с облачными кристаллами; 18 – переход свободных аэрозольных частиц в аэрозоль, поглощенный дождевыми каплями, при коагуляции с ними; 19, 21, 22 – переход аэрозоля, содержащегося в дождевых каплях, в аэрозоль, содержащийся в градинах: при гетерогенном замерзании капель, при их коагуляции с градинами и с облачными ледяными кристаллами соответственно; 20 – переход аэрозоля, содержащегося в градинах, при таянии последних, в аэрозоль, содержащийся в дождевых каплях.

Уравнения баланса для аэрозоля всех фракций (4.1) – (4.3) аналогичны уравнениям для дождевых капель и градин [1, 2].

Уравнение баланса свободных частиц:

$$\begin{aligned} \frac{\partial Q_{ap}}{\partial t} = & -(w - V_{ap}) \frac{\partial Q_{ap}}{\partial z} - \frac{2\alpha^2}{R} |w| (Q_{ap} - Q_{ap0}) + \\ & + \frac{2u_R}{R} (Q_{ap} - Q_{apR}) + \frac{Q_{ap}}{\rho_a} \frac{\partial}{\partial z} (\rho_a V_{ap}) + F_{ap} \end{aligned} \quad (4.1)$$

где Q_{ap} , Q_{ap0} , Q_{apR} – отношение смеси свободных аэрозольных частиц внутри цилиндра, вне его и на его границе соответственно, V_{ap} – скорость их седиментации, F_{ap} – источник сток аэрозоля.

Уравнение баланса аэрозоля, поглощенного дождевыми каплями:

$$\begin{aligned} \frac{\partial Q_{apr}}{\partial t} = & -(w - V_r) \frac{\partial Q_{apr}}{\partial z} - \frac{2\alpha^2}{R} |w| (Q_{apr} - Q_{apr0}) + \\ & + \frac{2u_R}{R} (Q_{apr} - Q_{aprR}) + \frac{Q_{apr}}{\rho_a} \frac{\partial}{\partial z} (\rho_a V_r) + F_{apr} \end{aligned} \quad (4.2)$$

где Q_{apr} , Q_{apr0} , Q_{aprR} – отношение смеси аэрозоля, поглощенного дождевыми каплями, внутри цилиндра, вне его и на его границе соответственно, F_{apr} – источник-сток такого аэрозоля.

Уравнение баланса аэрозоля, заключенного в градины:

$$\begin{aligned} \frac{\partial Q_{api}}{\partial t} = & -(w - V_i) \frac{\partial Q_{api}}{\partial z} - \frac{2\alpha^2}{R} |w| (Q_{api} - Q_{api0}) + \\ & + \frac{2u_R}{R} (Q_{api} - Q_{apiR}) + \frac{Q_{api}}{\rho_a} \frac{\partial}{\partial z} (\rho_a V_i) + F_{api} \end{aligned} \quad (4.3)$$

где Q_{api} , Q_{api0} , Q_{apiR} – отношение смеси аэрозоля, поглощенного градинами, внутри цилиндра, вне его и на его границе, соответственно, F_{api} – источник-сток аэрозоля.

4.2. Влияние аэрозольного выброса на динамику и микрофизическую структуру облака

Рассмотрим процесс эволюции конвективного облака для случая вертикального распределения температуры и влажности, приведенного в табл. 4.2.1. Схема распределения аэрозоля в атмосфере приведена на рис. 4.2.1. Предполагается, что источник аэрозоля находится на некотором расстоянии от облака по горизонтали; аэрозольный факел равномерно заполняет пространство как внутри цилиндра, в котором развивается конвекция, так и в его окрестности, в приземном слое от 0,2 до 1,0 км. Во внешней области форма и расположение факела, а также, содержание в нем аэрозоля не меняются во времени [15]. Поступление аэрозоля во внутреннюю область цилиндра происходит через его боковую границу в результате вовлечения и перемешивания.

Такая постановка задачи является новым шагом в изучении взаимодействия облака с аэрозольными выбросами при экстремальных ситуациях. Результаты расчетов, наряду с описанным выше случаем эволюции незагрязненного облака, представлены на рис. 4.2.2 – 4.2.6 и в табл. 4.2.2.

Табл. 4.2.1

Вертикальное распределение температуры и влажности воздуха в атмосфере

<i>Давление, гПа</i>	<i>Температура, °С</i>	<i>Температура точки росы, °С</i>
1000	20,0	17,3
880	9,4	7,4
850	7,2	6,4
750	0,9	-1,7
700	-2,8	-3,9
650	-7,0	-9,2
600	-10,9	-13,0
550	-15,2	-17,3
500	-19,2	-21,7
450	-25,3	-28,0
400	-32,0	-33,9
350	-39,2	-41,1

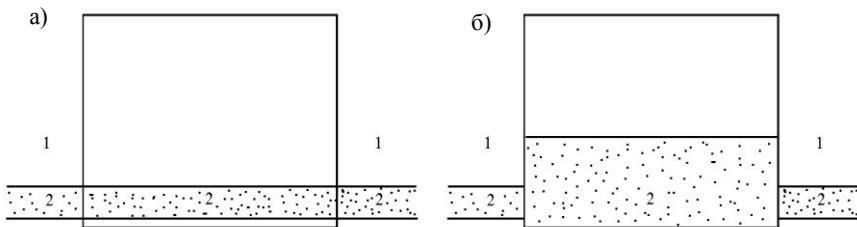


Рис. 4.2.1. Схема расположения аэрозольного факела относительно цилиндрической области, в которой развивается облако:

а) в момент времени $t = 0$ (невозмущенное состояние); б) в момент времени $t \neq 0$ (деформация факела внутри цилиндра при конвекции).

1 – невозмущенная атмосфера; 2 – факел.

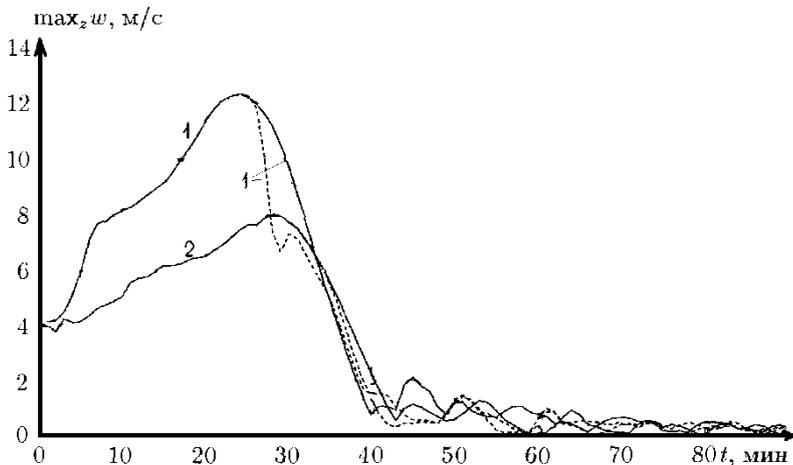
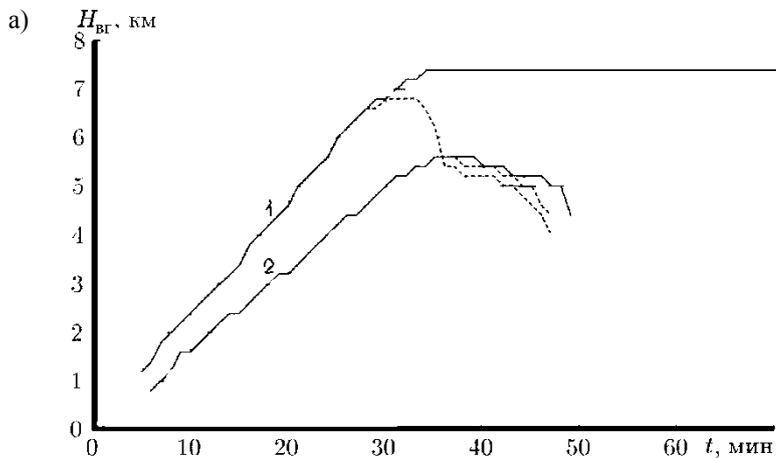


Рис. 4.2.2. Временной ход максимального по высоте значения скорости вертикального потока при разных значениях отношения смеси аэрозоля внутри факела Q_{ap}^* :

1 – при $Q_{ap}^* = 0$; 2 – при $Q_{ap}^* = 1,0$ г/кг.

Пунктирные линии получены при учете электрических процессов.



б) $\max_z(Q_c \rho_a), \text{ г/м}^3$

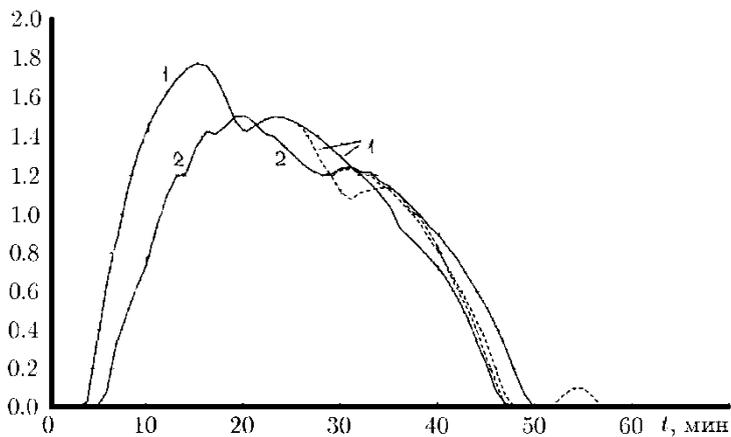


Рис. 4. 2.3. Временной ход верхней границы облака (а) и максимального по высоте значения водности облачных капель (б):

1 - при $Q_{\text{ap}}^* = 0$; 2 - при $Q_{\text{ap}}^* = 1,0 \text{ г/кг}$.

Пунктирные линии получены при учете электрических процессов.

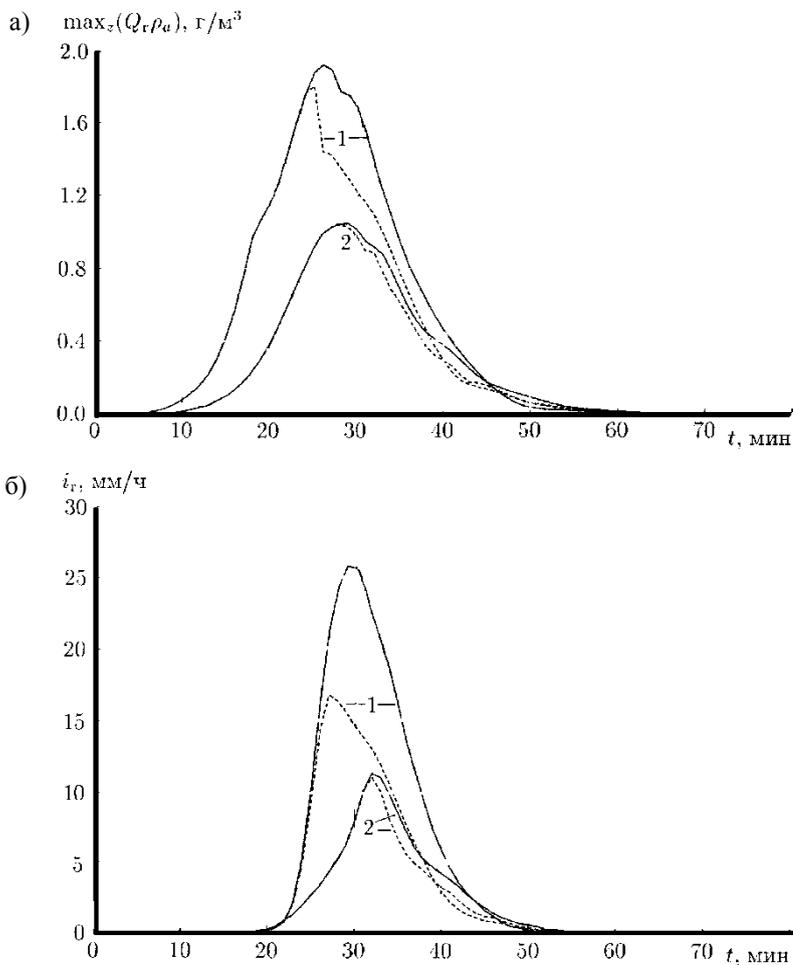


Рис. 4.2.4. Временной ход максимальной по высоте водности (а) дождевых капель и (б) интенсивности жидких осадков на уровне подстилающей поверхности

1 – при $Q_{ap}^* = 0 \text{ г/кг}$; 2 – при $Q_{ap}^* = 1 \text{ г/кг}$.

Пунктирные линии получены при учете электрических процессов.

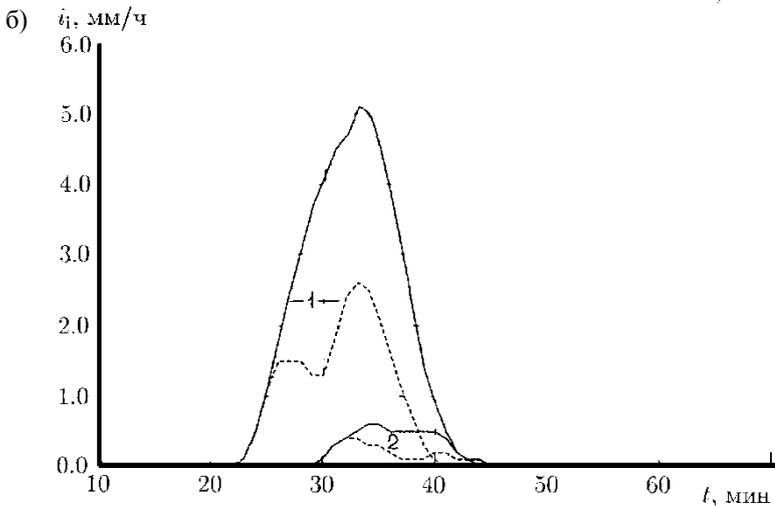
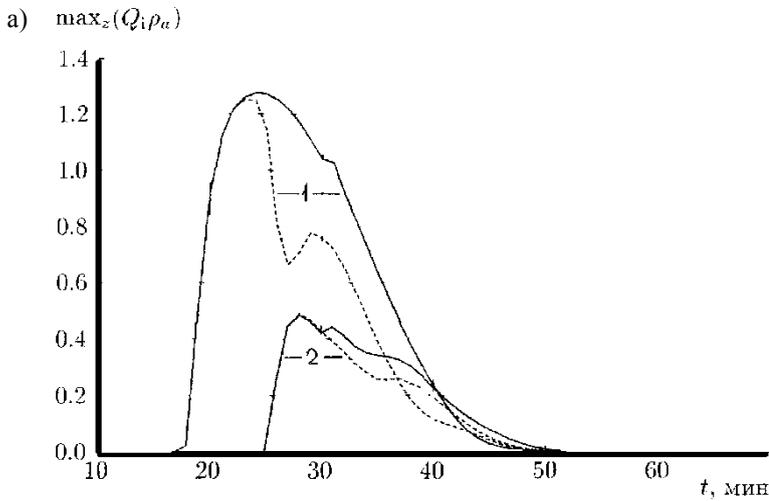


Рис. 4.2.5. Временной ход максимальной по высоте ледности (а) и интенсивности твердых осадков на уровне подстилающей поверхности (б):

1 – при $Q_{ap}^* = 0$ г/кг; 2 – при $Q_{ap}^* = 1$ г/кг.

Пунктирные линии получены при учете электрических процессов.

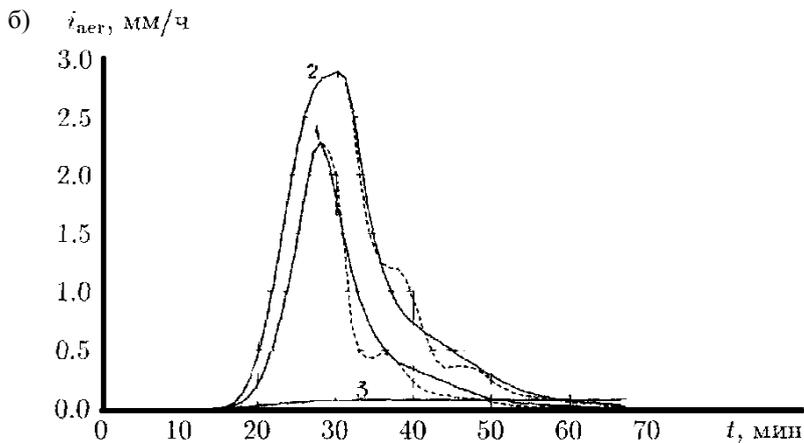
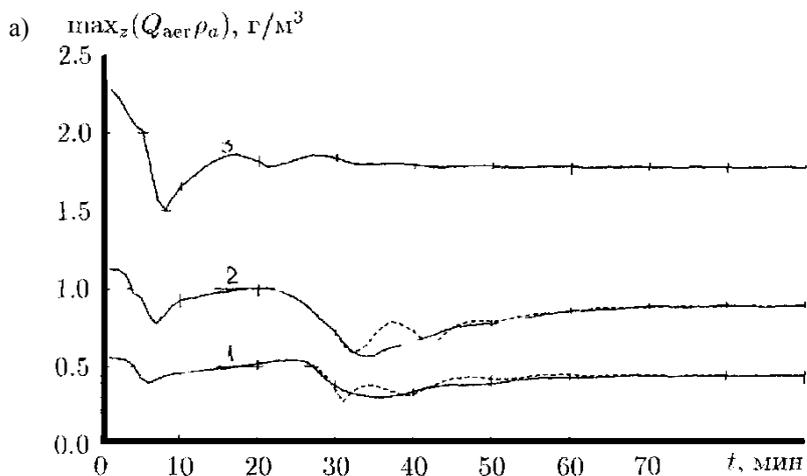


Рис. 4.2.6. Временной ход максимального по высоте значения массовой концентрации аэрозоля (а) и интенсивности аэрозольных осадков на уровне подстилающей поверхности (б):

1 - при $Q_{\text{ap}}^* = 0,5 \text{ г/кг}$; 2 - при $Q_{\text{ap}}^* = 1,0 \text{ г/кг}$;

3 - при $Q_{\text{ap}}^* = 2,0 \text{ г/кг}$.

Пунктирные линии получены при учете электрических процессов.

Табл. 4.2.2а

Зависимость высоты верхней границы облака, максимальной скорости восходящего потока и водности облачных капель, а также времени их достижения от начального отношения смеси аэрозоля внутри факела при учете (Э) и без учета (БЭ) электрических процессов

$Q_{ар}^*$ г/кг	$H_{ггг}$, км		Время, мин		w, м/с		Время, мин		q_c , г/м ³		Время, мин	
	БЭ	Э	БЭ	Э	БЭ	Э	БЭ	Э	БЭ	Э	БЭ	Э
0,0	7,4	6,8	34	30	12,3	12,4	24	24	1,8	1,8	15	15
0,1	7,0	6,8	32	31	12,1	12,1	24	24	1,7	1,7	15	15
0,2	6,8	6,8	32	32	11,7	11,7	25	25	1,7	1,7	16	16
0,3	6,6	6,6	32	32	11,3	11,3	25	25	1,7	1,7	16	16
0,4	6,4	6,4	31	31	11,0	11,0	25	25	1,7	1,7	16	16
0,5	6,2	6,2	31	31	10,6	10,6	25	25	1,6	1,6	17	17
0,6	6,2	6,0	33	31	10,2	10,1	26	25	1,6	1,6	17	17
0,7	6,0	6,0	33	33	9,7	9,7	26	26	1,6	1,6	18	18
0,8	5,8	5,8	33	33	9,2	9,2	27	27	1,5	1,5	19	19
0,9	5,6	5,6	33	33	8,6	8,6	27	27	1,5	1,5	18	18
1,0	5,6	5,6	35	35	8,1	8,1	28	28	1,5	1,5	20	20
1,1	5,4	5,4	35	35	7,4	11,9	29	46	1,5	1,5	21	21
1,2	5,2	5,2	36	36	6,7	11,4	30	48	1,4	1,4	22	22
1,3	5,2	5,0	40	37	6,0	6,0	30	30	1,4	1,4	22	22
1,4	5,0	5,0	41	41	5,3	5,3	36	37	1,3	1,3	25	25
1,5	5,2	5,2	45	45	6,9	6,9	40	41	1,2	1,2	23	28
1,6	5,2	5,2	50	50	6,4	6,4	40	40	1,4	1,4	38	37
1,7	2,4	2,4	20	20	4,2	4,2	2	2	1,0	1,0	22	22
2,0	1,6	1,6	16	16	4,4	4,4	2	2	0,1	0,1	15	15

Подробно рассмотрим изменение основных характеристик облака во времени для случая, когда начальное отношение смеси аэрозоля $Q_{ар}^*$ в слое $z = 0,2 \div 1,0$ км составляет 1,0 г/кг, что приблизительно соответствует массовой концентрации, равной 1 г/м³. Диаметр частиц принимался равным 20 мкм, плотность аэрозольного вещества – 2 г/см³ (плотность характерная для большинства горных пород). Как показали результаты расчетов, в рассматриваемом случае (случай Б) можно выделить те же стадии жизни облака, что и при тех же начальных условиях, но при отсутствии аэрозоля (случай А). Это – стадии развития, зрелости и диссипации. Однако аэрозольный выброс оказывает существенное влияние на пространственно-временное изменение как динамических, так и микрофизических характеристик облака. Действие силы плавучести, обусловленной перегревом воздуха, частично нейтрализуется давлением, которое взвешенные частицы оказывают на среду.

Табл. 4.2.26

Зависимость максимальных значений водности дождевых капель, ледности градин и суммарной интенсивности дождя и града I_{Σ} а также времени их достижения от начального отношения смеси аэрозоля внутри факела при учете (Э) и без учета (БЭ) электрических процессов

$Q_{\text{ар}}$, г/кг	Q_p , г/м ³		Время, мин		Q_p , г/м ³		Время, мин		I_{Σ} , г/м ³		Время, мин	
	БЭ	Э	БЭ	Э	БЭ	Э	БЭ	Э	БЭ	Э	БЭ	Э
0,0	1,9	1,8	26	25	1,3	1,3	24	23	25,8	18,3	29	27
0,1	1,8	1,9	26	25	1,2	1,2	24	23	24,0	17,8	29	27
0,2	1,7	1,9	26	27	1,1	1,1	24	24	22,4	17,8	29	28
0,3	1,7	1,9	26	28	1,0	1,0	24	24	20,9	19,7	29	31
0,4	1,6	1,7	26	29	0,9	0,9	24	24	19,5	22,5	29	30
0,5	1,5	1,5	26	27	0,9	0,9	24	25	18,1	20,3	29	30
0,6	1,4	1,4	27	27	0,8	0,8	25	25	17,1	18,2	30	30
0,7	1,3	1,3	27	27	0,7	0,7	25	26	15,8	16,3	30	30
0,8	1,2	1,2	28	27	0,6	0,6	26	26	14,5	14,5	31	31
0,9	1,1	1,1	28	28	0,6	0,6	27	27	13,1	13,0	31	31
1,0	1,0	1,0	29	28	0,5	0,5	28	28	11,8	11,5	32	32
1,1	1,0	1,0	29	28	0,4	0,4	31	29	10,6	10,0	33	33
1,2	0,9	0,9	31	30	0,4	0,4	31	32	9,6	9,3	35	35
1,3	0,8	0,8	31	31	0,3	0,3	32	32	8,1	8,0	36	36
1,4	0,7	0,7	35	35	0,2	0,2	35	35	7,1	7,1	39	39
1,5	0,8	0,9	40	40	0,4	0,4	41	41	9,2	9,1	44	44
1,6	0,8	0,8	43	44	0,4	0,4	44	44	8,7	8,7	48	48
1,7	0,1	0,1	28	28	0,0	0,0	-	-	0,4	0,4	30	30
2,0	0,0	0,0	-	-	0,0	0,0	-	-	0,0	0,0	-	-

В результате развитие восходящего потока в случае Б происходит медленнее, чем в случае А. Абсолютный максимум скорости восходящего потока достигается в момент $t = 28$ мин, т. е. на 4 минуты позднее, чем в случае А, причем, значение этого максимума оказывается заметно ниже (8,0 м/с вместо 12,3 м/с). Следует заметить, что ослабление конвекции обусловлено не только уменьшением интенсивности поступления теплого влажного воздуха вверх вследствие давления аэрозольных частиц на среду в подоблачном слое, но и переносом аэрозолей в верхние слои атмосферы восходящим потоком, что приводит к подавлению восходящих движений на разных высотах. Верхняя граница облака в случае Б оказывается ниже, чем в случае А (5,6 км вместо 7,4 км). В результате верхняя граница облака лишь незначительно проникает в область отрицательных температур, что, в частности, приводит к меньшему содержанию ледяных частиц в облаке (абсолютный максимум, достига-

емый в момент $t = 28$ мин, составляет $0,5 \text{ г/м}^3$), а следовательно, и к малой интенсивности кристаллических осадков на уровне подстилающей поверхности (ее значение не превышает $0,5 \text{ мм/ч}$).

Уменьшение притока влаги из подоблачного слоя является причиной уменьшения интенсивности конденсации по сравнению со случаем А. Максимальное по высоте Q_c достигает значения 1 г/м^3 лишь в момент времени $t = 12$ мин (вместо 8 мин). Абсолютный максимум водности облачных капель достигается на 19 мин (вместо 15 мин) и составляет всего $1,5 \text{ г/м}^3$ (вместо $1,8 \text{ г/м}^3$).

Малое количество облачной влаги предопределяет более медленное образование осадков; $\max_z \max_i (Q_r \rho_a)$ составляет $1,1 \text{ г/м}^3$ (вместо $1,9 \text{ г/м}^3$) к моменту $t = 28$ мин (вместо 25 мин). Наибольшая интенсивность дождя на уровне подстилающей поверхности составляет всего $11,4 \text{ мм/ч}$ (вместо $22,1 \text{ мм/ч}$), причем, максимум достигается при $t = 32$ мин (вместо $t = 29$ мин). В табл. 4.2.2 приведены значения основных характеристик облака для разных значений отношения смеси свободных аэрозольных частиц внутри факела. Из таблицы следует, что при увеличении Q_{ap}^* от $0,1$ до $1,4 \text{ г/кг}$ при прочих равных условиях происходит уменьшение скорости восходящего потока, водности, ледности, высоты верхней границы облака, а также, интенсивности осадков (как жидких, так и твердых). Это обусловлено увеличением механического давления взвешенных частиц на среду, что приводит к ослаблению восходящего потока по сравнению со случаем меньшей аэрозольной загрязненности воздуха.

При дальнейшем возрастании Q_{ap}^* от $1,4$ до $1,6 \text{ г/кг}$, уменьшение w , $H_{вр}$, $Q_c \rho_a$, $Q_r \rho_a$, $Q_i \rho_a$, интенсивности дождя и града у подстилающей поверхности (i_r и i_i соответственно) временно сменяется их ростом. Данный эффект был выявлен впервые. Рассмотрим его причины.

На рис. 4.2.7 приведены кривые, иллюстрирующие временной ход $\max_z (Q_r \rho_a)$, а также, i_r и интенсивности аэрозолесо-

держащих осадков у подстилающей поверхности $i_{\text{аер}}$ для двух случаев: $Q_{\text{ар}}^* = 1,4 \text{ г/кг}$ (1) и $Q_{\text{ар}}^* = 1,6 \text{ г/кг}$ (2). Проведем их сравнительный анализ.

В нижней части облака происходит интенсивная гравитационная коагуляция аэрозольных частиц и дождевых капель. Вследствие этого последние содержат значительное количество аэрозольного вещества; отношение $Q_{\text{апр}} / (Q_{\text{апр}} + Q_{\text{р}})$ составляет десятки процентов. В результате начинается гравитационное оседание дождевых капель, обусловленное их укрупнением, но рост их размеров происходит не только за счет коагуляции с облачными каплями, но и вследствие захвата аэрозольных частиц, причем, вклад второго процесса в случае (2) выше, чем в случае (1). При этом следует принять во внимание, что плотность аэрозоля превышает плотность, что дополнительно способствует увеличению скорости седиментации аэрозолесодержащих дождевых капель. Сравнительный анализ двух аналогичных случаев при плотности аэрозоля 1 г/м^3 (при прочих равных условиях) показал, что описанный выше эффект при уменьшении плотности аэрозоля выражен несколько слабее.

Такие капли, выпадая под действием силы тяжести в подоблачный слой, вызывают некоторое замедление восходящего потока в период $t \sim 15 \div 27$ мин в результате охлаждения воздуха под облаком при поглощении теплоты в процессе испарения влаги. Однако данный процесс не может обеспечить быстрого охлаждения воздуха, и его интенсивность недостаточна для диссипации конвективного облака, так как содержание воды в аэрозолесодержащих дождевых каплях невелико. Это связано с тем, что аэрозольно-капельное взаимодействие наиболее интенсивно протекает в нижней части облака, где массовая концентрация аэрозоля наиболее высока (путь, на котором происходит захват облачных капель аэрозолесодержащими дождевыми каплями, не превышает 1 км).

С другой стороны, при выпадении жидких осадков уменьшается влагосодержание облака. Таким образом, водность дождевых капель на некотором промежутке времени незначительно понижается по сравнению со случаем (1).

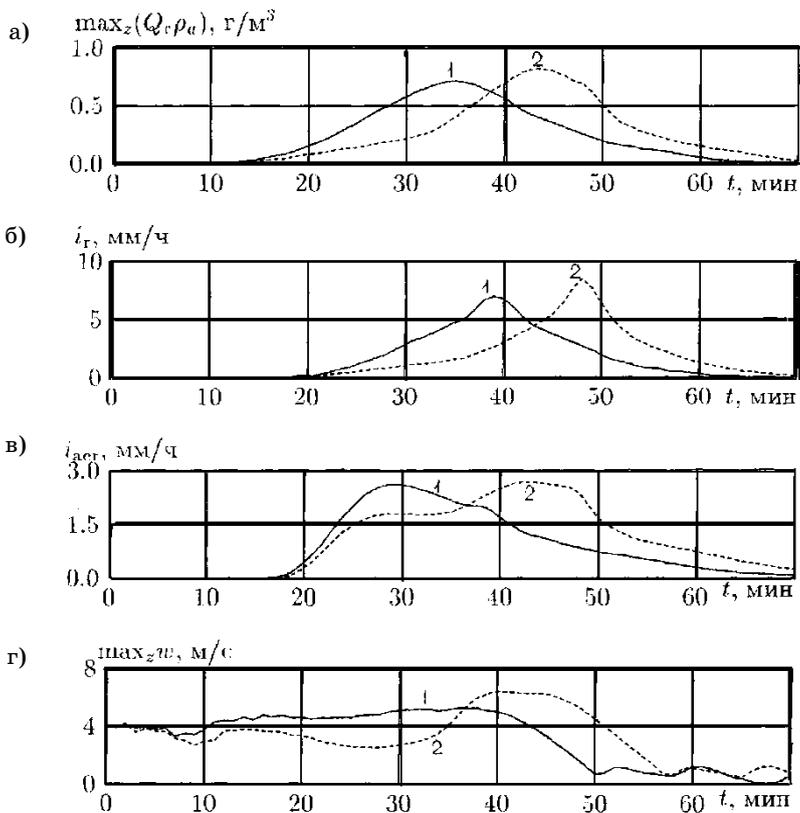


Рис. 4.2.7. Временной ход максимального по высоте значения водности дождевых капель (а), интенсивности жидких (б) и аэрозольсодержащих осадков (в) на уровне подстилающей поверхности; максимального по высоте значения скорости восходящего потока (г):

1 - при $Q_{\text{ap}}^* = 1,4 \text{ г/кг}$; 2 - при $Q_{\text{ap}}^* = 1,6 \text{ г/кг}$

Это несколько замедляет процесс осадкообразования, а также, уменьшает вес дождевой воды, способствующий механическому замедлению восходящего потока.

Следствием вышеперечисленных процессов является то, что максимум вертикальной скорости при $t > 27$ мин вновь начинает

расти вплоть до $t \sim 38 \div 42$ мин, а ее абсолютный максимум в случае (2) оказывается несколько выше, чем в случае (1) (табл. 4.2.2).

Увеличение вертикальных размеров облака и, как следствие, содержания облачной влаги способствует более интенсивному, чем в случае (1), осадкообразованию и на промежутке времени $t \sim 43 \div 53$ мин наблюдается интенсивное выпадение дождя. Интенсивность дождя и водность дождевых капель для случая (2) также оказываются выше, чем для случая (1) (см. табл. 4.2.2). При возрастании Q_{ap}^* до $1,7$ г/кг максимальные значения вертикальной скорости, водности и ледности испытывают скачкообразный спад. Таким образом, аналогично случаю сухой конвективной струи, для облака существует некоторое критическое значение Q_{ap}^* , при котором конвективный поток полностью подавляется весом аэрозоля. Появление плоского кучевого облака с временем жизни порядка нескольких минут обусловлено проникновением восходящего потока за уровень конденсации до того, как данный поток прекратил свое существование. Этим объясняется то, что при $Q_{\text{ap}}^* = 1,7 \div 2,0$ г/кг образуются облачные капли.

Для оценки влияния размеров и плотности аэрозольных частиц на процессы облако- и осадкообразования были проведены численные эксперименты, в которых варьировались диаметр частиц (в пределах от 10 до 50 мкм), и их плотность (в пределах от 1 до 3 г/см³), показавшие, что характеристики облака нечувствительны к этим изменениям в рамках приближений, принятых в модели.

На основании полученных результатов можно сделать следующие выводы:

1. Грубодисперсные нерастворимые гидрофобные аэрозольные примеси оказывают существенное влияние на динамику воздушных потоков, пространственное распределение влаги и фазовый состав облака при отношении смеси аэрозоля внутри загрязняющего факела от $0,1$ до 1 г/кг. Основным процессом, ответственным за данное влияние, является по-

давление (ослабление) восходящего потока воздуха при увеличении массы взвешенных частиц в облаке.

2. Увеличение массовой концентрации аэрозоля способствует уменьшению скорости восходящего потока, влажности и ледности. Однако в некотором, сравнительно небольшом, диапазоне значений содержания аэрозоля внутри загрязняющего факела прослеживается противоположная тенденция. При дальнейшем увеличении количества аэрозоля, начиная с некоторой массовой концентрации, восходящий поток не развивается и облако либо не образуется, либо существует в течение 2–3 мин.
3. Характеристики облака нечувствительны к изменениям диаметра и плотности гидрофобных нерастворимых аэрозольных частиц диаметром от 10 до 50 мкм и плотностью от 1 до 3 г/см³.

Отметим, что с помощью рассматриваемой модели можно моделировать влияние аэрозольных примесей на эволюцию сухой конвективной струи (частный случай безоблачной конвекции) [19, 20]. В реальных условиях конвективные струи с большим содержанием аэрозоля обычно развиваются над территориями, охваченными пожарами, и над действующими вулканами [6].

4.3. Распространение аэрозоля в конвективном облаке, подоблачном слое и его осаждение на подстилающую поверхность

Исследование процессов распространения аэрозолей в облаке и подоблачном слое, а также их осаждения на подстилающую поверхность имеет большое прикладное значение.

Рассмотрим временной ход максимального по высоте значения массовой концентрации аэрозоля (рис. 4.2.6) и вертикальные профили $Q_{acr} \equiv Q_{ap} + Q_{apf} + Q_{api}$ (рис. 4.2.8) в различные моменты времени для случая $Q_{ap}^* = 1,0$ г/кг (состояние атмосферы – то же, что рассматривалось в п.4.2) в пренебрежении электрическими процессами.

В период $t \approx 0 \div 7$ мин максимальное по высоте значение массовой концентрации аэрозоля резко падает с 1,12 до 0,77 г/м³.

Высота максимума составляет 1 км и совпадает с верхней границей аэрозольного факела. Связано это с тем, что восходящий поток воздуха, возникший под влиянием перегрева воздуха, переносит аэрозоль в вертикальном направлении и, тем самым, способствует уменьшению его массовой концентрации в слоях цилиндра, расположенных на одном уровне с факелом.

В момент $t = 7$ мин процесс спада высотного максимума $Q_{\text{aer}} \rho_a$ резко сменяется ростом, который продолжается до момента $t \approx 20$ мин. Данный процесс объясняется пополнением запаса аэрозольных частиц за счет притока аэрозоля во внутреннюю область цилиндра из окружающей атмосферы через его боковую границу. Максимальное по высоте значение $Q_{\text{aer}} \rho_a$ (около 1 г/м³) достигает максимума в момент $t \approx 20$ мин, что не превосходит его начального значения (1,12 г/м³). Этот факт объясняется тем, что приток аэрозоля из внешней среды не компенсирует полностью вертикальный его перенос внутри цилиндра восходящим потоком воздуха.

Следует отметить, что положение максимума $Q_{\text{aer}} \rho_a$ на данной стадии эволюции облака не меняется во времени и совпадает с уровнем высоты $z = 1$ км. Спад $Q_{\text{ap}}(z)$ с высотой при $z > 1$ км обусловлен отсутствием внешнего источника аэрозоля над факелом, а при $z < 1$ км уменьшение $Q_{\text{ap}}(z)$ по направлению к подстилающей поверхности объясняется вертикальным переносом аэрозоля вверх.

Прекращение роста высотного максимума массовой концентрации аэрозоля объясняется тем, что в предшествующий период времени ($t \approx 10 \div 20$ мин) наблюдается процесс осадкообразования в облаке, и к моменту $t = 20$ мин рост массы, а следовательно, и размеров частиц осадков успевает привести к их выпадению в подоблачный слой. Дождевые капли захватывают аэрозоль в процессе гравитационной коагуляции и вымывают его из облака в подоблачный слой и на подстилающую поверхность.

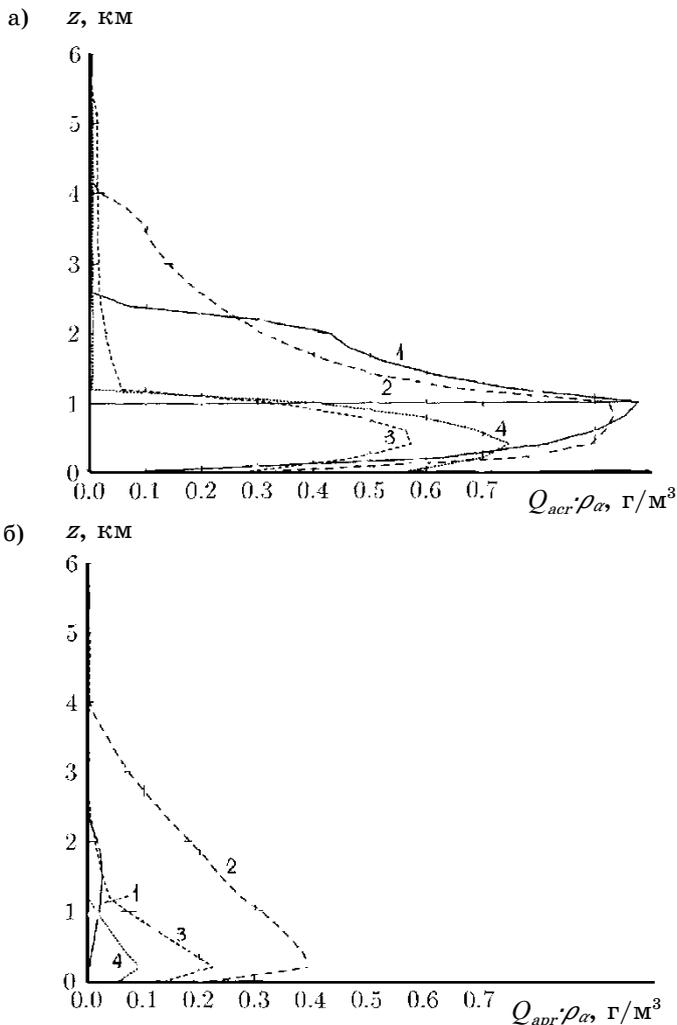


Рис. 4.2.8. Вертикальный профиль суммарной массовой концентрации аэрозоля (а) и массовой концентрации аэрозоля, содержащегося в дождевых каплях (б) для случая $Q_{\text{ap}}^* = 1,0 \text{ г/кг}$.

1 - $t = 15$ мин, 2 - $t = 25$ мин, 3 - $t = 35$ мин, 4 - $t = 45$ мин.

Интенсивность гравитационной коагуляции дождевых капель и аэрозольных частиц максимальна в слое от 0,8 до 1,2 км; ее абсолютный максимум составляет $2,5 \cdot 10^{-3} \text{ г}/(\text{м}^3 \cdot \text{с})$ и достигается в момент $t \approx 25$ мин. Перенос аэрозоля вниз дополнительно усиливается вследствие возникновения нисходящего потока воздуха при диссипации облака. В результате при $t = 20 \div 34$ мин запас аэрозоля внутри цилиндра уменьшается, и $\max_z Q_{\text{аер}} \rho_a$ достигает минимума, значение которого составляет $0,57 \text{ г}/\text{м}^3$. Временной ход интенсивности жидких, кристаллических, а также, аэрозольных осадков на уровне подстилающей поверхности показан на рис. 4.2.4, рис. 4.2.5 и рис. 4.2.6, соответственно. Максимальная интенсивность аэрозолесодержащих осадков $i_{\text{аер}}$ составляет 2,9 мм/ч и достигается при $t = 30$ мин. При рассмотрении вертикального профиля массовой концентрации аэрозоля в различные моменты времени (рис. 4.2.8) видно, что высота максимума на данной стадии эволюции облака имеет тенденцию к смещению вниз, что объясняется вымыванием аэрозоля осадками. На том же рисунке приведен вертикальный профиль массовой концентрации аэрозоля.

Расчеты показали, что кристаллические осадки не вносят существенного вклада в осаждение аэрозоля на подстилающую поверхность. Связано это с тем, что в области наибольшей его концентрации ($z \approx 0,8 \div 1,0$ км) количество твердых осадков мало в результате их таяния. Максимальная массовая концентрация аэрозоля, находящегося внутри градин, не превышает $0,02 \text{ г}/\text{м}^3$.

По мере ослабления осадков происходит прекращение спада $\max_z Q_{\text{аер}} \rho_a$; начинается постепенное восстановление запаса аэрозоля внутри цилиндра за счет его втока из окружающей атмосферы. В процессе диссипации и разрушения облака образуется нисходящий поток (порядка $-4 \div -3 \text{ м}/\text{с}$), который взаимодействует с факелом через боковую границу и способствует горизонтальному переносу аэрозольных частиц во внутреннюю область цилиндра. При этом продолжается выпадение аэрозольных осадков на подстилающую поверхность. По мере ослабле-

ния дождя интенсивность аэрозольных осадков также спадает; вклад вымывания в процесс удаления аэрозоля из атмосферы уменьшается, и после $t \approx 40$ мин данный процесс практически целиком определяется сухим осаждением, которое несколько усиливается под действием нисходящего потока.

Отметим, что указанные закономерности справедливы без учета горизонтального ветра.

Проведем качественное сравнение результатов расчетов с данными натурных измерений. Процесс изменения концентрации аэрозоля принято характеризовать коэффициентом вымывания $\alpha(t_1, t_2)$ [5], определяемым по формуле:

$$Q_{aer}(t_2) = Q_{aer}(t_1) \exp[-\alpha(t_2 - t_1)]$$

При определении коэффициента вымывания причины изменения величины Q_{aer} во внимание не принимаются; таким образом, значение α зависит не только собственно от скорости вымывания аэрозольных частиц, но и от интенсивности их сухого осаждения, конвективного переноса, а также, поступления аэрозоля из внешнего источника. В случае если массовая концентрация аэрозоля уменьшается, $\alpha > 0$. Отрицательные значения α , напротив, соответствуют случаю роста Q_{aer} в данной точке пространства в данный момент времени. В табл. 4.2.3 представлены значения коэффициента вымывания в подоблачном слое для периода эволюции облака, когда наблюдалось интенсивное выпадение осадков $t \approx 25 \div 40$ мин на разных высотах. Полученные в результате расчетов значения α в подоблачном слое по порядку величины соответствуют характерным значениям, измеренным в натуральных условиях ($10^{-4} \div 10^{-3} \text{ с}^{-1}$) [27]. Некоторое занижение значений α по сравнению с измеренными значениями (в том числе, случаи, когда $\alpha < 0$) объясняется тем, что на данных высотах в окружающей атмосфере постоянно присутствует аэрозольный факел, который служит источником аэрозоля для внутренней области цилиндра. Тем самым, эффект вымывания аэрозоля осадками в значительной мере

компенсируется. В работах [28, 31] с помощью частной версии рассматриваемой модели для случая жидкокапельного облака произведен расчет коэффициента вымывания при отсутствии постоянного источника аэрозоля (задавался мгновенный источник); для данного случая также получено хорошее соответствие расчетных данных с натурными.

Табл. 4.2.3

Значения коэффициента вымывания при выпадении осадков в подоблачном слое

Момент времени, мин		Коэффициент вымывания, с ⁻¹				
начальный	конечный	z=1,0 км	z=0,8 км	z=0,6 км	z=0,4 км	z=0,2 км
20	25	$2,6 \cdot 10^{-4}$	$2,1 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$-3,0 \cdot 10^{-5}$	$-2,9 \cdot 10^{-4}$
25	30	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$9,4 \cdot 10^{-4}$	$8,3 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$8,0 \cdot 10^{-4}$
30	35	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$8,1 \cdot 10^{-4}$	$4,7 \cdot 10^{-4}$	$8,6 \cdot 10^{-4}$
35	40	$1,6 \cdot 10^{-4}$	$-5,5 \cdot 10^{-5}$	$-1,6 \cdot 10^{-4}$	$-4,6 \cdot 10^{-4}$	$-8,3 \cdot 10^{-4}$

На рис. 4.2.9 приведена зависимость от Q_{ap}^* суммарного количества аэрозольных осадков I_{aer} , выпавших на подстилающую поверхность за фиксированный промежуток времени $t = 0ч90$ мин (характерное время, за которое затухают возмущения, вызванные развитием облака).

Из рисунка видно, что возрастание Q_{ap}^* приводит к росту массовой концентрации аэрозольных частиц в облаке, по этой причине значение I_{aer} увеличивается с ростом Q_{ap}^* . Нелинейная зависимость $I_{\text{aer}}(Q_{\text{ap}}^*)$ (наблюдается замедление роста с увеличением Q_{ap}^*) объясняется тем, что при увеличении массы аэрозольной примеси в облаке в интервале $Q_{\text{ap}}^* = 0,0 \div 1,3$ г/кг уменьшается интенсивность выпадения осадков, что приводит к ослаблению вымывания аэрозоля.

При $Q_{\text{ap}}^* \sim 1,3$ г/кг наклон кривой относительно оси абсцисс увеличивается. Это обусловлено эффектом роста интенсивности осадков при возрастании Q_{ap}^* от 1,3 до 1,6 г/кг (см. п.3.2), что способствует вымыванию аэрозоля из атмосферы.

На рис. 4.2.9 приведены аналогичные кривые для аэрозоле-содержащих осадков $I_{\text{ap}}(Q_{\text{ap}}^*)$ и осаждения аэрозольных частиц $I_{\text{apг}}(Q_{\text{ap}}^*)$. Из рисунка видно, что более 90% аэрозоля, выводится из атмосферы дождевыми каплями. Сухое осаждение аэрозоля оказывается на порядок меньше.

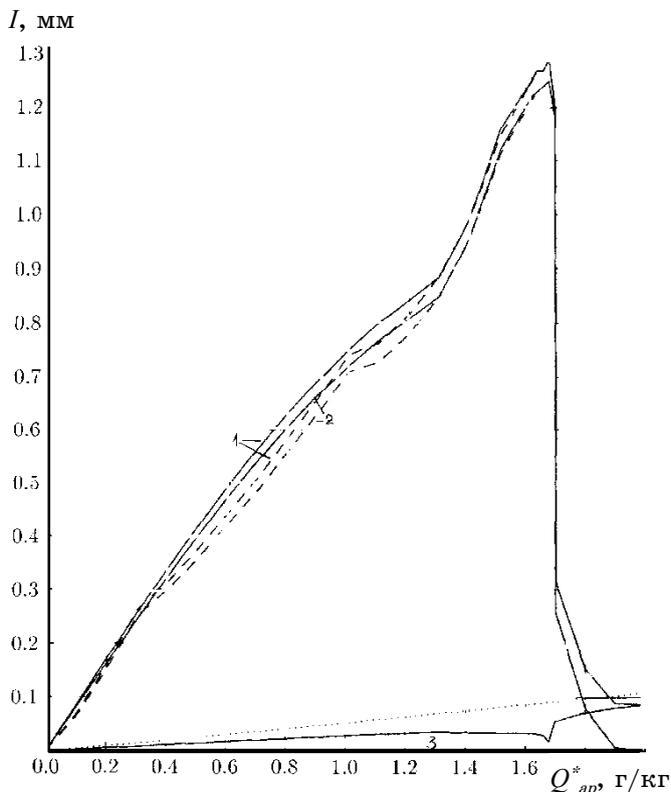


Рис. 4.2.9. Зависимость количества аэрозольных осадков, выпадающих на подстилающую поверхность за период $t = 0 \div 90$ мин, от Q_{ap}^* :

1 – суммарного; 2 – обусловленного аэрозолем, захваченным дождевыми каплями; 3 – обусловленного сухим осаждением. Пунктирные линии получены при учете электрических процессов. Точечная кривая соответствует случаю отсутствия облака.

Твердые осадки вносят пренебрежимо малый вклад в процесс вымывания аэрозоля из атмосферы поскольку над уровнем нулевой изотермы, где происходит замерзание содержащих аэрозоль дождевых капель, количество аэрозоля мало (рис. 4.2.8), а слияние аэрозольных частиц с градинами мало вероятно.

На этом же рисунке точечной кривой показана зависимость $I_{\text{aer}}(Q_{\text{ap}}^*)$ для случая отсутствия перегрева воздуха у подстилающей поверхности, когда облако не формируется. При этом происходит сухое осаждение аэрозоля ($I_{\text{aer}}=I_{\text{ap}}$), которое оказывается в 12–17 раз меньше, чем суммарное осаждение при наличии облака. Максимальная интенсивность осаждения аэрозоля на уровне подстилающей поверхности при $Q_{\text{ap}}^*=1,0$ г/кг при наличии облака составляет 2,89 мм/ч, при отсутствии облака – 0,04 мм/ч; а при $Q_{\text{ap}}^*=1,5$ г/кг – 2,38 и 0,06 мм/ч, соответственно. Таким образом, интенсивность осаждения аэрозоля при дожде в десятки раз превышает интенсивность его осаждения в безоблачной атмосфере.

Данный факт позволяет сделать вывод о том, что осадкообразующее конвективное облако способствует удалению аэрозольных примесей из атмосферы. В связи с этим целесообразно поставить вопрос о практическом использовании указанного явления при экстремальных ситуациях, сопровождаемых катастрофическими аэрозольными выбросами (см.п.4.4).

4.4. Моделирование активного воздействия на конвективные облака с целью усиления вымывания аэрозольных примесей

При экстремальных ситуациях, сопровождающихся выбросом большого количества аэрозоля в атмосферу, особенно в случаях, когда аэрозольные примеси содержат радиоактивные или токсичные вещества, необходимо принятие мер по предотвращению их распространения. Наиболее эффективным способом достижения указанной цели является искусственное вымывание загрязняющих веществ на подстилающую поверхность вблизи эпицентра аварии.

Процесс распространения аэрозоля в атмосфере определяется метеорологическими условиями. В случае возникновения облаков, дающих интенсивные осадки, непосредственно над источником выброса либо в его окрестности вымывание аэрозоля на подстилающую поверхность происходит естественным путем. В случаях, когда облака либо не образуются либо не дают осадков

необходимой интенсивности, целесообразно применение методов искусственного усиления (вызывания) осадков в зоне аварии.

Проблеме искусственного регулирования осадков из облаков различных форм посвящен целый ряд как теоретических, так и экспериментальных работ [3, 9, 10, 11, 13, 14, 21–26, 29, 30]. Достаточно полный обзор методов АВ на облака представлен в монографии [22].

Возможность интенсификации (вызывания) осадков из конвективных облаков с целью вымывания аэрозольной примеси путем создания искусственного перегрева воздуха на уровне подстилающей поверхности рассмотрена методом численного моделирования. Эксперименты по искусственному созданию облаков с помощью источников тепла описаны в работах [8, 22]. В естественных условиях случаи образования конвективных облаков наблюдались при сильных пожарах (см. п.4.2).

Эволюция конвективных движений, развивающихся над источником тепла, зависит в первую очередь от температурной стратификации атмосферы, влажности воздуха и величины перегрева. В настоящей работе рассмотрен случай, когда стратификация атмосферы благоприятствует развитию конвекции, однако, развитие облака затруднено вследствие наличия аэрозольной примеси, имеющей значительный вес. В качестве примера рассмотрен случай, аналогичный случаю Б, но при удвоенной массовой концентрации аэрозоля внутри загрязняющего факела ($Q_{\text{ap}}^* = 2,0$ г/кг). Как видно из табл. 4.2.2, при $Q_{\text{ap}}^* = 2,0$ г/кг сила плавучести, действующая на объем воздуха, полностью компенсируется весом аэрозольных частиц (результаты, получены при $\Delta T = 3^\circ\text{C}$). Восходящий поток полностью диссипирует, в результате облако не образует.

Рассмотрим возможность искусственного создания облака путем увеличения ΔT . Практически это может быть осуществлено с помощью метеотрона [8] или при сжигании горючих веществ, распределенных на некоторой площади [22]. Возможность искусственного создания конвективного облака с помощью объемного взрыва проанализирована в работе [16].

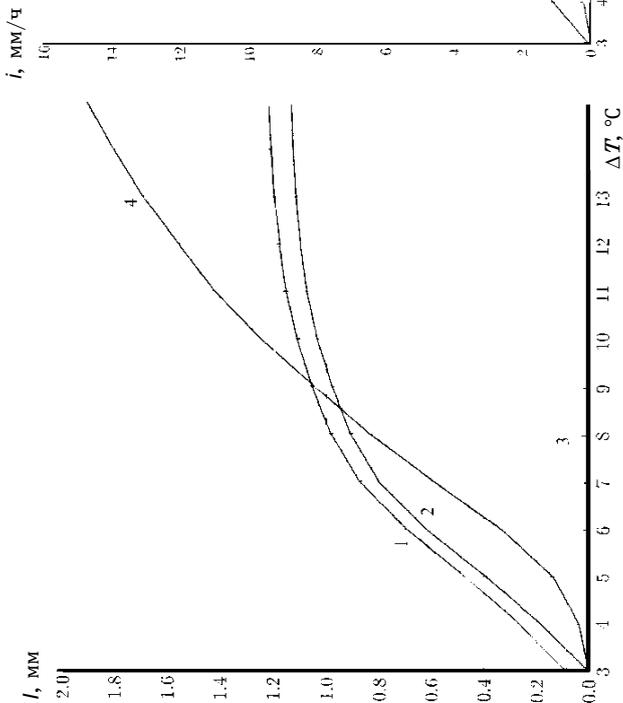


Рис. 4.4.1. Зависимость количества осадков на уровне $z = 0$, выпадающих за период $t = 0 \div 90$ мин, от перегрева интенсивности осадков на уровне $z = 0$ от перегрева воздуха при $Q_{\text{ар}}^* = 2,0$ г/кг:

1 – аэрозольсодержание (в сумме); 2 – жидкие аэрозольсодержание; 3 – сухое осаждение аэрозоля; 4 – дождь.

Рис. 4.4.2. Зависимость абсолютного максимума интенсивности осадков на уровне $z = 0$ от перегрева воздуха при $Q_{\text{ар}}^* = 2,0$ г/кг:

1 – дождь; 2 – град; 3 – аэрозольсодержание осадки (в сумме).

На рис. 4.4.1 и 4.4.2 приведена зависимость максимального значения интенсивности осадков различного вида, а также, суммарного количества осадков, выпавших на подстилающую поверхность за период $t=0\div 90$ мин от ΔT , которое варьировалось от 3 до 5°C. Из рисунков видно, что даже при незначительном увеличении перегрева $\Delta T = 6^\circ\text{C}$ в атмосфере формируется облако, дающее осадки (интенсивность дождя достигает 1,6 мм/ч). Интенсивность осадков, равная 10 мм/ч, достигается при $\Delta T = 11^\circ\text{C}$.

Суммарное количество аэрозолесодержащих осадков, выпадающих на подстилающую поверхность за фиксированный промежуток времени, уже при $\Delta T \approx 8^\circ\text{C}$ увеличивается более чем на порядок по сравнению со случаем $\Delta T = 3^\circ\text{C}$.

На основании приведенных данных можно сделать вывод, что искусственное влажное осаждение аэрозольных примесей из атмосферы может быть осуществлено путем создания осадкообразующих облаков в результате локального перегрева воздуха.

Дальнейшее развитие работ в указанном направлении предполагает учет физико-химических свойств аэрозольных частиц. Особый интерес представляет рассмотрение гигроскопических аэрозолей. В последние годы численному моделированию облаков с учетом гигроскопических аэрозольных примесей уделяется значительное внимание [4, 7, 17, 18].

Выводы

По результатам численного моделирования процесса распространения аэрозоля в конвективном облаке можно сделать следующие выводы:

Концентрация аэрозольных частиц испытывает заметные пространственно-временные изменения, которые при заданных свойствах аэрозольного источника определяются полем вертикальных движений и интенсивностью осадкообразования.

Для случая стационарного источника аэрозоля, расположенного относительно облака как показано на рис. 4.2.1, во временном ходе максимальной по высоте массовой концентра-

ции аэрозоля наблюдаются два минимума. Первый из них обусловлен переносом аэрозоля восходящим конвективным потоком в верхние слои атмосферы, второй – вымыванием его осадками. При отсутствии осадков второй минимум не наблюдается. Максимальная по высоте массовая концентрация аэрозоля наблюдается на уровне верхней границы загрязняющего факела; положение данного максимума слабо меняется во времени (в пределах слоя $z = 0,4 \div 1,0$ км).

Коэффициент вымывания аэрозоля при выпадении осадков имеет порядок $10^{-4} \div 10^{-3} \text{ с}^{-1}$, что согласуется с характерными значениями данной величины, полученными в результате натуральных измерений.

Определяющий вклад в осаждение аэрозоля из атмосферы на подстилающую поверхность вносит процесс вымывания его жидкими осадками (порядка 90–95% суммы аэрозолесодержащих осадков). Максимум интенсивности аэрозолесодержащих осадков совпадает во времени с максимумом интенсивности дождя. Сухое осаждение частиц и их вымывание градинами играют незначительную роль в процессе очищения атмосферы.

Развитие осадкообразующих облаков приводит к увеличению интенсивности осаждения аэрозоля на подстилающую поверхность на 1–2 порядка по сравнению со случаем безоблачной атмосферы.

Количество аэрозоля, выпавшего на подстилающую поверхность, линейно убывает с ростом плотности аэрозольных частиц и незначительно возрастает с увеличением их размера.

ГЛАВА 5

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЧИСЛЕННОЙ МОДЕЛИ ДЛЯ ОЦЕНКИ ФИЗИЧЕСКОГО ЭФФЕКТА АКТИВНОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ

5.1. Подходы к оценке физического эффекта активных воздействий

Одним из наиболее важных прикладных направлений физики облаков является проведение активных воздействий (АВ) на облака, осадки и туманы.

Проводимые в настоящее время работы по АВ в интересах различных отраслей хозяйства представлены на рис. 5.1.1. Целью таких воздействий, в частности, могут быть искусственное вызывание осадков в засушливых районах, предотвращение градобитий и катастрофических ливней, обеспечение безопасности полетов, метеобезопасение массовых общественных мероприятий, метеозащита городов, транспортных, энергетических и прочих объектов от опасных явлений погоды и др.

При выполнении работ по АВ важной задачей является оценка физического эффекта указанных работ, т.е. выявление результатов воздействий на фоне естественных облачных процессов. Пространственно-временная структура облака при естественном развитии должна отличаться от таковой при АВ. Сравнение характеристик облака в разные моменты жизни позволяет выявить реакцию облака на внесенное возмущение, определить наиболее чувствительные к нему параметры [3, 11, 16] и тем самым получить ответ на вопрос, был ли достигнут желаемый эффект и какова его величина.

В настоящее время используются три основных подхода к оценке физического эффекта воздействий [10]. Первый из них базируется на результатах измерений физических характеристик облаков и анализе их изменений в результате воздействий. При этом в качестве критерия эффективности используются результаты сравнения с ожидаемыми изменениями в характеристиках облаков в соответствии с принятой концепцией.

Второй метод основывается на статистическом анализе результатов натуральных экспериментов, где сравниваются две группы облаков: подвергнутых воздействию и развивающихся естественным путем. Третий подход основывается на использовании численных моделей и сравнении характеристик облаков, полученных при моделировании в естественном цикле эволюции и при АВ. Остановимся подробно на третьем подходе. Численное моделирование позволяет получить большой набор характеристик облака [5, 8]. Основной проблемой является выбор тех из них, которые наиболее чувствительны к конкретному виду АВ и, тем самым, наиболее информативны. Отметим, что оценка эффекта воздействий с использованием численной модели позволяет выявлять не только изменение характеристик облака, но и их закономерности.

При этом должна быть решена проблема синхронизации изменения характеристик в модели и в натуральных условиях – при условии, если соответствующая характеристика может быть измерена в натуральных условиях имеющимися техническими средствами.

Ниже на примере воздействия путем засева конвективных облаков льдообразующими реагентами проиллюстрировано использование численной модели для оценки физического эффекта воздействия. Экономические аспекты АВ в данной работе не рассматриваются.

В данной главе также приводится достаточно большое количество экспериментальных данных об облаках, полученных в самолетных экспериментах и в результате дистанционного зондирования облаков, с целью выявления основных закономерностей изменения характеристик облаков при АВ. При этом закономерности, получаемые в численных экспериментах, должны в той или иной степени соответствовать тем, которые выявляются при анализе натуральных данных.

5.2. Пример использования модели для оценки эффекта воздействий

Для оценки эффекта воздействий промоделируем развитие конвективного облака с воздействием и без него для выбранной стратификации атмосферы. В качестве примера возьмем стратификацию, типичную для Северо-Западного региона РФ (данные радиозондирования здесь используются те же, что и в главе 2, п. 2.1 [4], где представлены результаты расчетов естественной эволюции облака). Можно выполнить сравнение характеристик облака и осадков (в частности, их максимальных значений) при естественной эволюции и при активном воздействии. Такое сравнение позволяет оценивать физический эффект воздействия.

В рамках данной модели воздействие моделировалось параметрически, т.е. полагалось, что при введении кристаллизующего реагента происходит мгновенное образование ледяной фазы (ледность облачных кристаллов). В дальнейшем идет ее перерастание в ледность осадков за счет водной фракции облака как вследствие перегонки пара с капель на кристаллы (механизм Бержерона-Финдайзена), так и в результате коагуляционных процессов. Действие механизма Бержерона-Финдайзена обусловлено тем, что упругость насыщения водяного пара над льдом ниже, чем над водой. Допущение о мгновенности этого процесса основывается на оценке его характерного времени [30], которое оказывается существенно меньше характерных времен других микрофизических процессов модели.

Рассмотрим эксперимент, аналогичный эксперименту 1 (см. главу 2), в котором моделировалось естественное развитие облака. Напомним, для этого эксперимента температура на уровне подстилающей поверхности была задана равной $15,8^{\circ}\text{C}$. Градиент температуры в диапазоне высот 0–1 км составляет $9,8^{\circ}\text{C}/\text{км}$, выше этого уровня $7,0^{\circ}\text{C}/\text{км}$. Относительная влажность воздуха полагалась равной 80% по всему столбу атмосферы. Радиус облака задавался равным 1,5 км. Облако полагалось чисто капельным.

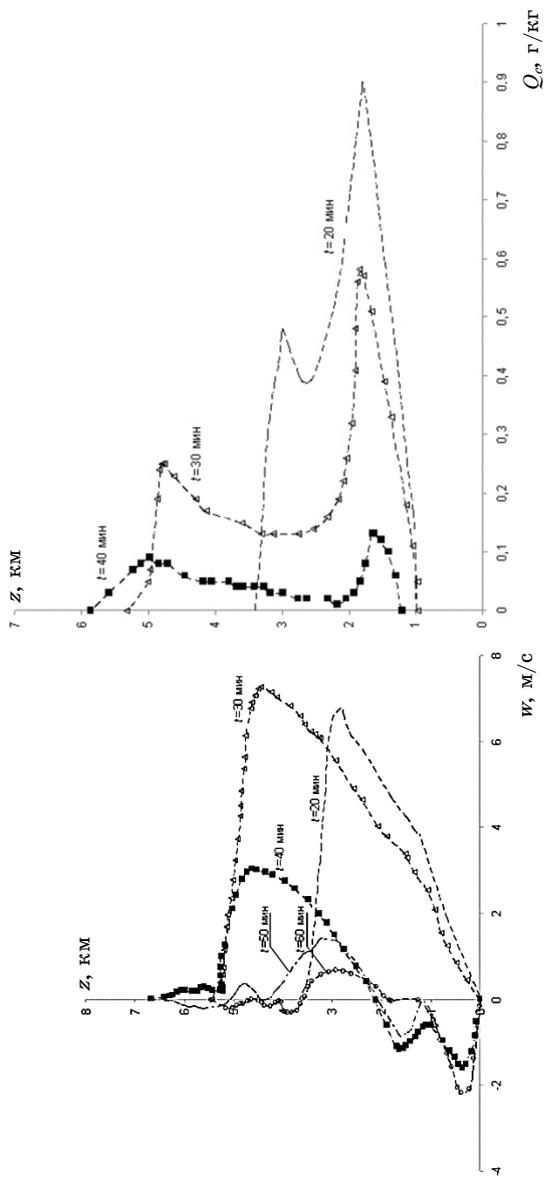


Рис. 5.2.1. Эксперимент За. Вертикальный профиль скорости восходящего потока в различные моменты времени.

Рис. 5.2.2. Эксперимент За. Вертикальный профиль отношения смеси облачных капель в различные моменты времени.

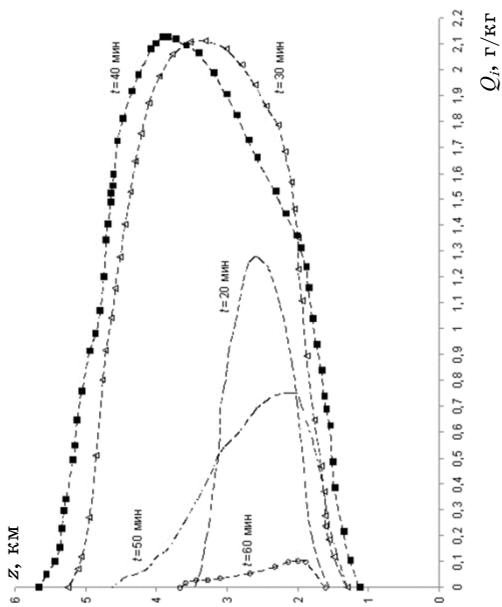


Рис. 5.2.3. Эксперимент За. Вертикальный профиль отношения смеси дождевых капель в различные моменты времени.

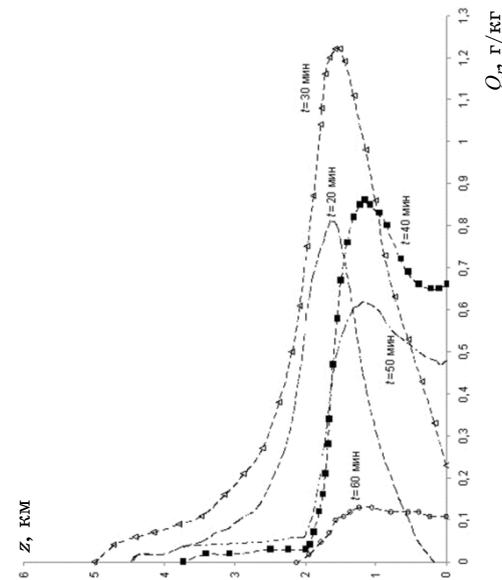


Рис. 5.2.4. Эксперимент За. Вертикальный профиль отношения смеси частиц твердых осадков в различные моменты времени.

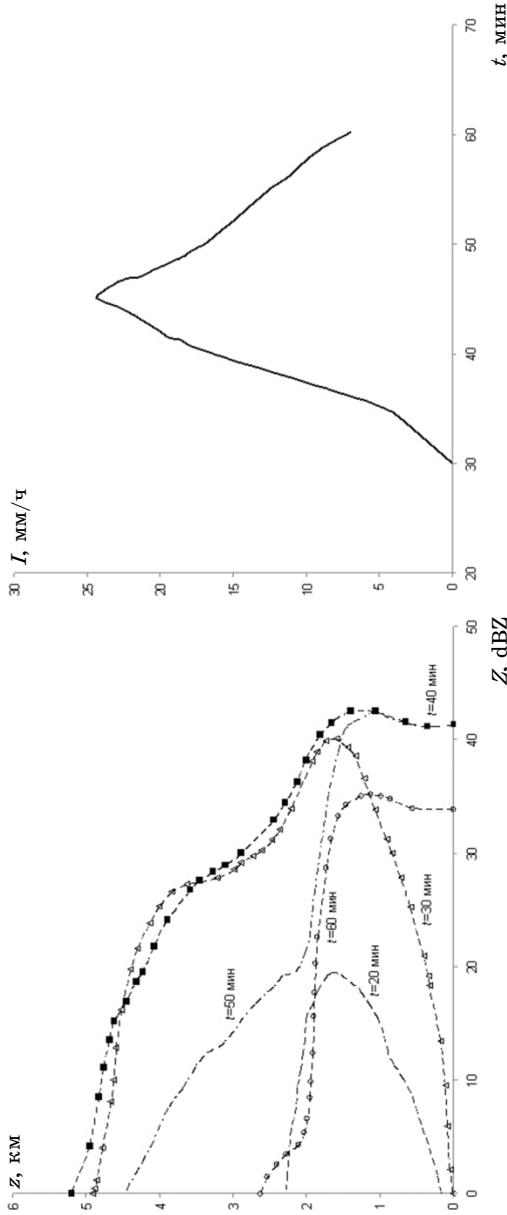


Рис. 5.2.5. Эксперимент За. Вертикальный профиль радиолокационной отражаемости в различные моменты времени.

Рис. 5.2.6. Эксперимент За. Интенсивность осадков у поверхности в различные моменты времени.

С помощью этой же модели были проведены численные эксперименты по исследованию реакции облака на введение кристаллизующего реагента. Схема воздействия была следующей. В развивающееся чисто капельное облако по достижении изотермы -5°C в узел сетки, соответствующий высоте данной изотермы, а также в следующий узел вводятся частицы кристаллизующего реагента. Различным концентрациям реагента соответствовало различное количество перегоняемой облачной влаги, задаваемой в долях от отношения смеси облачных капель Q_c , переходящее в кристаллические осадки (Q_i^*). Полагаем, что переход облачных кристаллов в осадки происходит мгновенно. Рассмотрены два случая: 3а ($Q_i^* = 0,1 \cdot Q_c$) и 3б ($Q_i^* = 0,9 \cdot Q_c$). Результаты расчетов приведены на рис. 5.2.1–5.2.6.

В эксперименте 3а капельное облако достигает изотермы -5°C на 17-й минуте развития. В этот момент был введен реагент. На рис. 5.2.1–5.2.6 приведены характеристики облака в разные моменты времени.

При сравнении характеристик облака, подвергнутого воздействию, с облаком, развивающимся в естественных условиях (эксперимент 1), можно видеть, что при появлении твердой фазы все характеристики испытывают резкие изменения во времени и пространстве по сравнению с характеристиками капельного облака. Так, высота верхней границы увеличилась на 400 м, максимальная мощность облака достигается на 35-й минуте развития (на 5 мин раньше, чем в случае без воздействия). Максимум вертикальной скорости на 5 м/с больше и достигается также на 5 мин раньше. Значительные изменения испытывает фракция облачных капель. После введения реагента их содержание резко падает в слое над нулевой изотермой (например, на 35-й минуте на уровне введения реагента – в 7 раз), что обусловлено действием механизма Бержерона–Финдайзена и интенсивным обзертением частиц кристаллических осадков. Аналогично изменяется Q_r : выше нулевой изотермы удельная водность дождевых капель ниже, чем в случае эксперимента 1 (на 35-й минуте на уровне воздействия – в 10 раз). Максимум Q_r , равный 1,3 г/кг на 35-й минуте, располагается на высоте 1,8 км. Такое поведение Q_c и Q_r обусловлено тем, что выше нулевой

изотермы формирования дождевых капель из облачных затруднено, поскольку большая их часть идет на обзертывание частиц кристаллических осадков, и в результате Q_c не достигает порога автоконверсии. Это обстоятельство подтверждает эволюция радиолокационной отражаемости, испытывающей излом выше 2 км. Максимум интенсивности осадков, равный 22 мм/ч, на 2 мм/ч меньше, чем в эксперименте 1, и достигается на 5 мин раньше (40 мин), но суммарное количество осадков в обоих случаях примерно равно. Таким образом, эффект воздействия проявляется в перераспределении осадков во времени.

Сравним полученные при активном воздействии результаты с экспериментом 2 (аналогичен эксперименту 1, но для смешанного облака – с учетом естественной кристаллизации). Результаты расчетов в экспериментах 3а и 2 достаточно близки. Различие состоит в том, что в случае естественной кристаллизации выпадение осадков происходит на 5 мин быстрее, чем при искусственной.

Эксперимент 3б отличается от эксперимента 3а начальным значением отношения смеси льда: $Q_i^* = 0,9 \cdot Q_c$. Сравнение результатов расчетов показало, что при прочих равных условиях воздействие такой дозой не приводит к каким-либо существенным изменениям реакции облака на воздействие. Связано это, по-видимому, с тем, что даже при небольшом количестве искусственного льда происходит быстрая кристаллизация облака в засеваемых слоях.

Эксперимент 4 проводился с начальными условиями, отличными от условий экспериментов 3а, б (градиент температуры полагался равным $\gamma = 6,3^\circ\text{C}/\text{км}$), случай естественного развития облака без воздействия.

На рис. 5.2.7–5.2.10 приведено решение для капельного облака, в котором твердая фаза не образуется, поскольку его верхняя граница практически не достигает изотермы -10°C .

Проведен соответствующий эксперимент с воздействием, которое проводилось на 30-й минуте на уровне 2,6 км (эксперимент 5). Реакция облака на воздействие (рис. 5.2.11–5.2.16) и в данном случае подобна рассмотренной для эксперимента 3а.

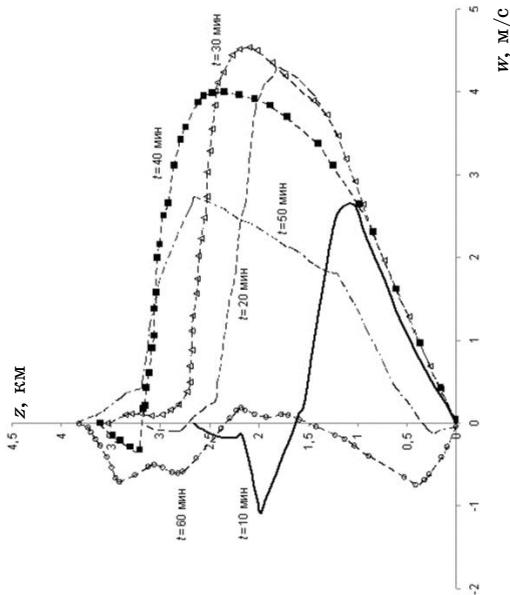


Рис. 5.2.7. Эксперимент 4. Вертикальный профиль скорости восходящего потока в различные моменты времени.

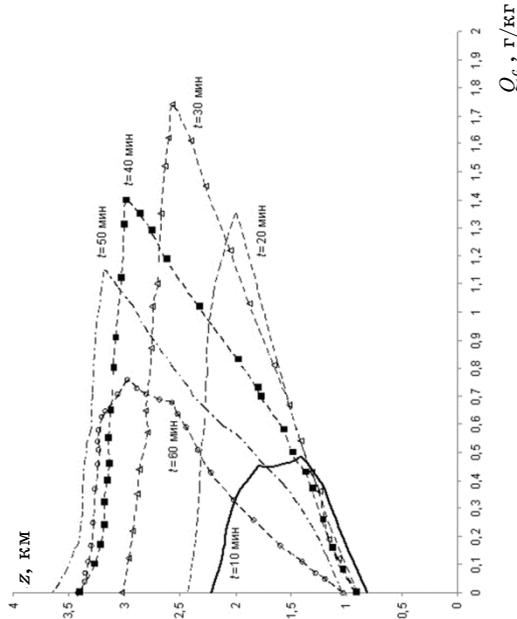


Рис. 5.2.8. Эксперимент 4. Вертикальный профиль отношения смеси облачных капель в различные моменты времени.

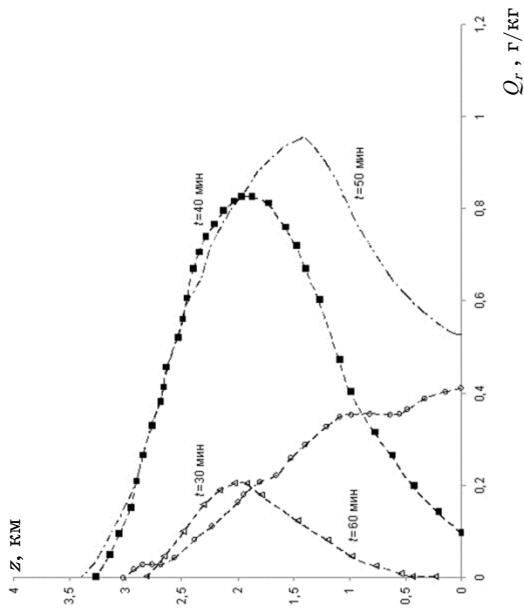


Рис. 5.2.9. Эксперимент 4. Вертикальный профиль отношения смеси дождевых капель в различные моменты времени.

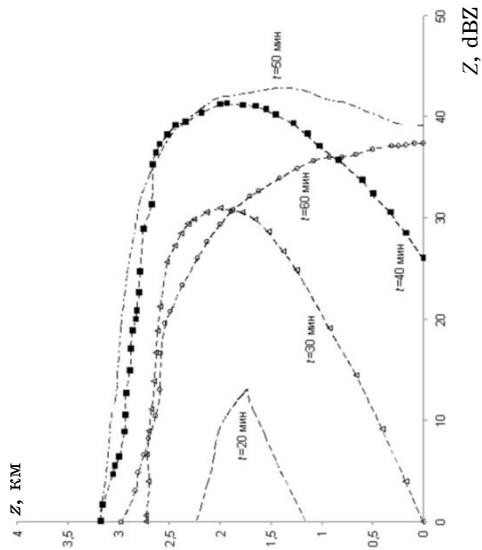


Рис. 5.2.10. Эксперимент 4. Вертикальный профиль радиолокационной отражаемости в различные моменты времени.

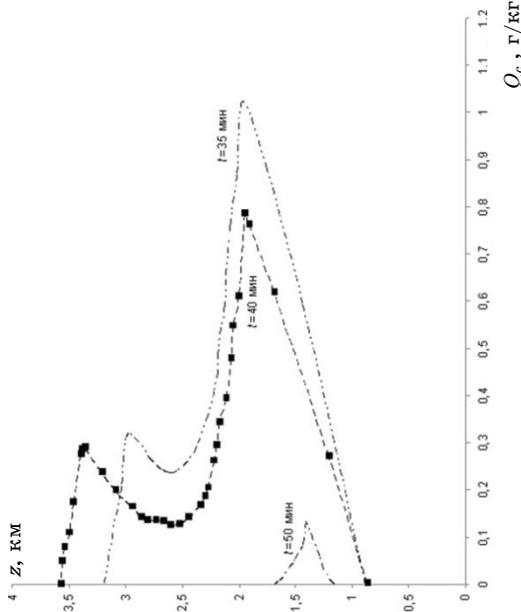


Рис. 5.2.12. Эксперимент 4. Вертикальный профиль влажности облачных капель в различные моменты времени.

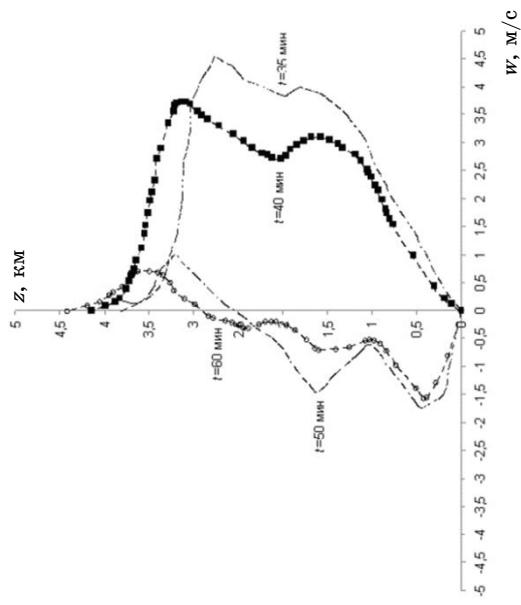


Рис. 5.2.11. Эксперимент 4. Вертикальный профиль скорости восходящего потока в различные моменты времени.

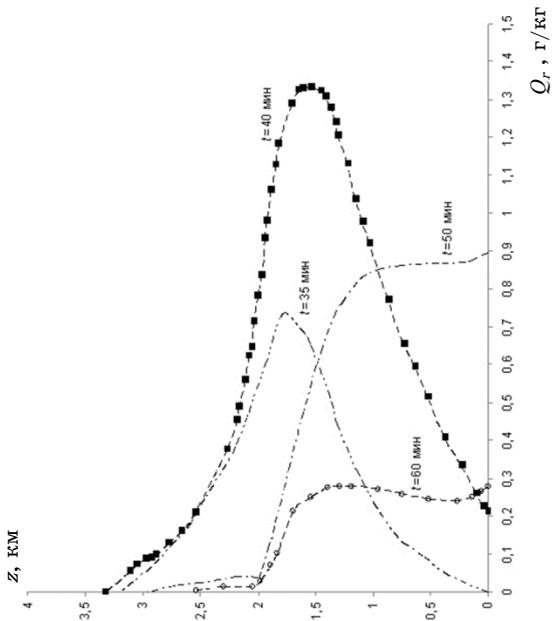


Рис. 5.2.13. Эксперимент 5. Вертикальный профиль а) водности дождевых капель; б) ледности кристаллических осадков в различные моменты времени.

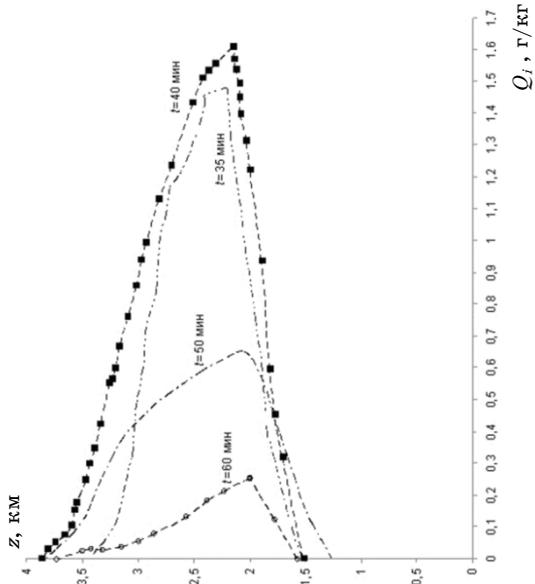


Рис. 5.2.14. Эксперимент 5. Вертикальный профиль а) водности дождевых капель; б) ледности кристаллических осадков в различные моменты времени.

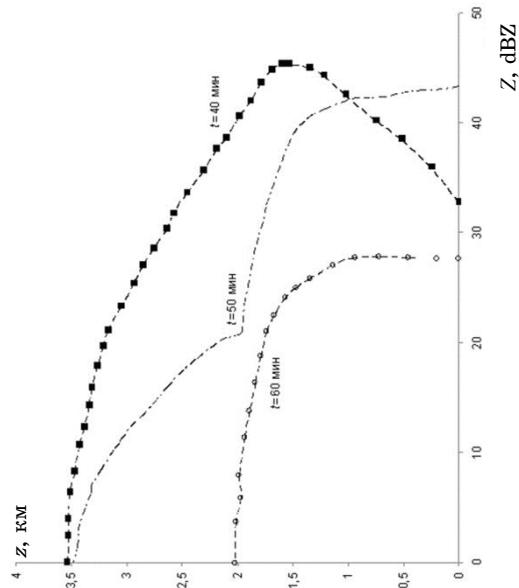


Рис. 5.2.15. Эксперимент 5. Вертикальный профиль радиолокационной отражаемости в различные моменты времени.

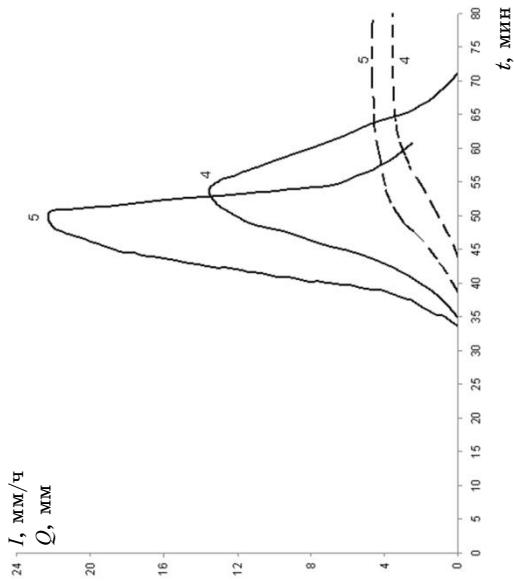


Рис. 5.2.16. Интенсивность (сплошная кривая) и количество осадков (пунктирная кривая) у поверхности для экспериментов 4 и 5.

Исключением являются следующие две особенности: во-первых, в результате воздействия почти в два раза увеличивалась максимальная интенсивность осадков у подстилающей поверхности, заметно увеличилось количество осадков, и во-вторых, примерно на высоте 2 км появился локальный минимум вертикальной скорости. Объясняется это, по-видимому, таянием падающих частиц кристаллических осадков и соответствующим уменьшением температуры облачной среды.

Таким образом, при введении льдообразующего реагента наблюдалось изменение вертикальных профилей основных характеристик облака, включая его радиолокационную отражаемость. Также наблюдалось увеличение количества осадков и максимума их интенсивности у подстилающей поверхности в результате воздействия. Этот эффект уверенно обнаруживается моделью.

На основании вышесказанного можно сделать вывод, что модель чувствительна к возмущениям, связанным с введением льдообразующего реагента.

5.3. Примеры оценки эффекта воздействий, направленных на увеличение осадков (по результатам самолетных экспериментов и численного моделирования)

Изучение процессов, происходящих в облаках после воздействия, и оценка эффекта этого воздействия возможны при комплексном подходе, включающем получение и совместный анализ данных натурных (самолетных) и численных экспериментов о развитии облаков в естественном цикле и при воздействиях [14, 15, 26]. Уникальная возможность реализации такого подхода представилась при анализе натурных самолетных экспериментов ГГО, когда удалось проследить динамику характеристик облаков, развивавшихся над однородной морской поверхностью (Черное море) и над сушей (Ленинградская область, район Тихвина). Наличие достаточно полного комплекса измерительной аппаратуры на самолете-лаборатории [6, 17] позволило получить данные о различных характеристиках облаков.

5.3.1. Методика оценки эффекта воздействия на облака

Методика оценки эффекта воздействия, которая объединяет данные самолетных измерений с результатами численного моделирования облака была разработана в ГГО [16]. Суть методики состоит в том, что самолет совершает неоднократные последовательные пересечения облака вблизи его верхней границы на одной и той же высоте (высоте воздействия). При каждом пересечении измеряются характеристики облака. Воздействие осуществляется во время первого пересечения. До начала работы с облаком проводится зондирование атмосферы в предполагаемом районе работы до высоты, превышающей верхнюю границу облака на 300 – 500 м. По результатам зондирования осуществляется численное моделирование эволюции облака с воздействием и без воздействия с использованием описываемой модели. Воздействие в численном эксперименте проводится в момент, когда расчетная высота верхней границы облака достигает высоты верхней границы, фиксируемой во время первого пересечения (это необходимо для синхронизации реального и модельного времени). Далее осуществляется сравнение изменения во времени характеристик исследуемого и моделируемого облаков (при воздействии). В случае, если эти временные ходы близки (с учетом погрешностей измерений и погрешностей модели), можно утверждать, что модель адекватно описывает процесс. Эффект воздействия находится как соответствующая разность между рассчитанными параметрами облака при воздействии и без него [16].

Указанный способ оценки эффекта воздействия был реализован при анализе нескольких экспериментов по воздействиям на мощные кучевые облака, рассмотренные ниже [14, 15].

5.3.2. Результаты натурного эксперимента 8 апреля 1984 г.

На самолете-лаборатории ГГО Ил-14 8 апреля 1984 г. был проведен эксперимент по исследованию динамики эволюции трех конвективных облаков. На два из них (Cb calv, Cu cong №1) было проведено воздействие. Третье мощное кучевое облако (Cu cong №2) было выбрано в качестве контрольного и воздей-

ствию не подвергалось. Полет проходил над Черным морем в 100 км от побережья Крыма. Погода в районе работ обуславливалась прохождением фронта окклюзии. Наблюдалось развитие облаков As-Cb с максимальной высотой верхней границы около 5 км.

В процессе эксперимента измерялись: влажность, разность между средней температурой в облаке и температурой окружающего воздуха, средняя температура на уровне полета, скорость вертикальных движений, напряженность электрического поля, оптическая прозрачность облаков, радиолокационные характеристики. Комплекс измерительной аппаратуры описан в [6, 17]. Расстояние между исследуемыми облаками составляло 7–10 км. За время эксперимента было совершено 17 проходов через облака, выполнявшихся на одной и той же высоте 3,6 км ($T = -11^{\circ}\text{C}$). Схема полета самолета приведена на рис. 5.3.1. В качестве льдообразующего реагента использовался состав ЛТИ-11 на основе флороглуцина с малым содержанием йодистого серебра [9].

В момент начала наблюдений (11 ч 19 мин) верхняя граница Cb находилась на высоте 4,2 км ($T = -14^{\circ}\text{C}$), нижняя – на высоте 1,3 км ($T = 5^{\circ}\text{C}$). Облако находилось в квазистационарном состоянии. Наблюдалось радиоэхо на экране бортовой РЛС («Гроза-40»). Во время первого прохода, совершенного по краю облака, в нем наблюдались снежные заряды, болтанка и обледенение самолета. Последнее указывало на наличие переохлажденных капель.

В 11 ч 28 мин во время второго прохода через центр облака было проведено воздействие: введено 200 г состава ЛТИ-11. В облаке сохранились снежные заряды, болтанка и обледенение самолета. При этом проходе были зафиксированы максимальные значения перегрева облачного воздуха относительно окружающей среды ($0,5^{\circ}\text{C}$), влажности (1 г/м^3) и скорости восходящего потока (4 м/с) (рис. 5.3.2).

Через 11 мин после воздействия (11 ч 39 мин) было зафиксировано уменьшение влажности до $0,2 \text{ г/м}^3$. Полная кристаллизация облака на уровне полета произошла через 21 мин после воздействия (11 ч 49 мин), о чем свидетельствовало отсутствие обледенения.

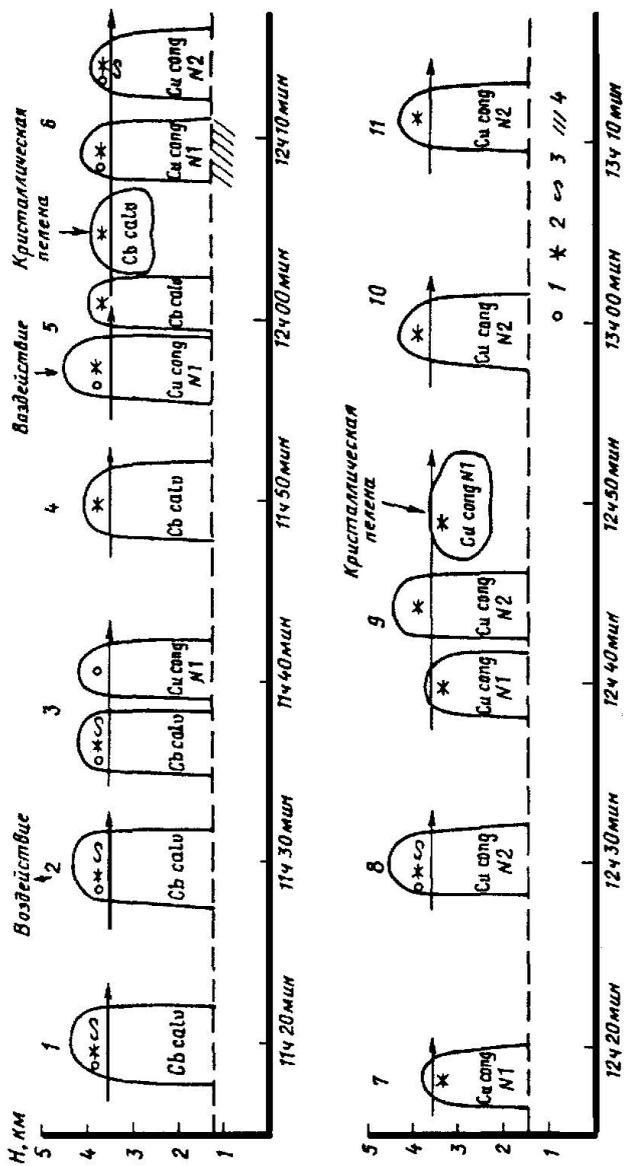


Рис. 5.3.1. Схема полета самолета Ил-14 1-капли; 2-кристаллы; 3-обледенение; 4-осадки. Пунктиром указана нижняя граница облаков, горизонтальными стрелками – высота полета.

Верхняя граница облака осела до высоты 4,1 км. Оно начало распадаться на отдельные ячейки. Уменьшилась интенсивность радиоэха. В облаке появился нисходящий поток со средней скоростью 3 м/с. Одновременно уменьшился перегрев облака от 0,5 до 0,3°C. Через 39 мин после воздействия (12 ч 7 мин) от облака осталась только кристаллическая пелена (см. рис. 5.3.1). Интересно отметить, что на экране локатора «Гроза-40» радиоэхо от облака сохранилось. При этом водность и перегрев уменьшились практически до нуля. Через 51 мин после воздействия самолет совершил проход по остаткам облака. Радиоэхо исчезло, но сохранился значительный объемный заряд – напряженность электрического поля равнялась 3 кВ/м.

Наблюдение за первым мощным кучевым облаком (Cu cong №1) началось в 11 ч 41 мин. В это время облако имело резко очерченные границы, в нем не наблюдалось ледяных кристаллов. Верхняя граница находилась на высоте 4,1 км ($T = -14^{\circ}\text{C}$), нижняя – 1,3 км ($T = 5^{\circ}\text{C}$). Облако находилось на стадии развития. Скорость восходящего потока составляла 4 м/с, отмечалась сильная болтанка самолета в облаке. На втором проходе (11 ч 57 мин) верхняя граница облака достигла 4,3 км. При полете в облаке были зарегистрированы крупные капли, наблюдалась умеренная болтанка. На этом же проходе отмечались максимальные значения средних значений перегрева ($0,4^{\circ}\text{C}$) и водности ($0,3 \text{ г/м}^3$). Средняя скорость восходящего потока уменьшилась до 2 м/с, однако пульсации достигали 9 м/с. На этом проходе было проведено воздействие.

Через 11 мин после воздействия на третьем пересечении облака была зафиксирована его кристаллизация. Наличие кристаллов определялось по оптическим явлениям («нижнее солнце»). Верхняя граница осела на 200 м. Резко возросла напряженность электрического поля (от 18 до 70 кВ/м), что, по-видимому, связано с появлением осадков и возникновением коронных разрядов. Наблюдатели на самолете фиксировали полеты падения осадков. После воздействия значения перегрева облака сохранялись около $0,3-0,4^{\circ}\text{C}$ в течение 11 мин. В 12 ч 10 мин впервые появилось радиоэхо на экране бортового радиолокатора. Через 14 мин после воздействия (в 12 ч 11 мин) облако

начало разрушаться. Через 22 мин верхняя граница осела на 500 м и находилась на высоте 3,8 км. В облаке продолжалась активная кристаллизация, наблюдалась слабая болтанка самолета. Величина перегрева уменьшилась практически до нуля, напряженность электрического поля составила 67 кВ/м. Через 45 мин после воздействия (12 ч 42 мин) при пересечении облака зарегистрировано значительное уменьшение напряженности электрического поля (до 23 кВ/м), вертикальные потоки отсутствовали. Через 55 мин после воздействия (12 ч 52 мин) мощное кучевое облако практически разрушилось, и на его месте наблюдалась лишь кристаллическая пелена. Напряженность электрического поля уменьшилась до 1,2 кВ/м. Водность была близка к нулю. Слабое радиоэхо от облака сохранялось еще в течение 8 мин (до 13 ч 3 мин).

Наблюдение за вторым мощным кучевым облаком Cu song №2 началось в 12 ч 10 мин. В это время верхняя граница облака находилась на высоте 4,0 км ($T = -12^{\circ}\text{C}$). Облако было смешанным. В нем наблюдался процесс естественной кристаллизации. Величины перегрева, водности и напряженности электрического поля были близки к тем, которые были у Cu song №1 во время первого прохода через него (см. рис. 5.3.1).

Отличие состояло в том, что средняя скорость вертикальных движений в облаке на протяжении всего времени исследований (64 мин) практически равнялась нулю.

В 12 ч 14 мин самолет вторично пересек вершину Cu song №2. В облаке зафиксирована сильная болтанка, обледенение, снежные заряды. В 12 ч 34 мин верхняя граница облака достигла 4,3 км. В 12 ч 38 мин впервые от облака появилось радиоэхо на экране бортового локатора, продолжался процесс естественной кристаллизации облака. В облаке регистрировались умеренная болтанка, заряды снега. На следующем проходе (12 ч 55 мин) зафиксировано уменьшение перегрева, что указывало на начало процесса разрушения.

Очередной проход через облако был осуществлен в 13 ч 03 мин. Продолжалась естественная кристаллизация облака, верхняя граница медленно оседала (на этом проходе ее высота составила 4,1 км), наблюдалась болтанка самолета, амплитуда пульсаций вертикальных потоков составила ± 7 м/с.

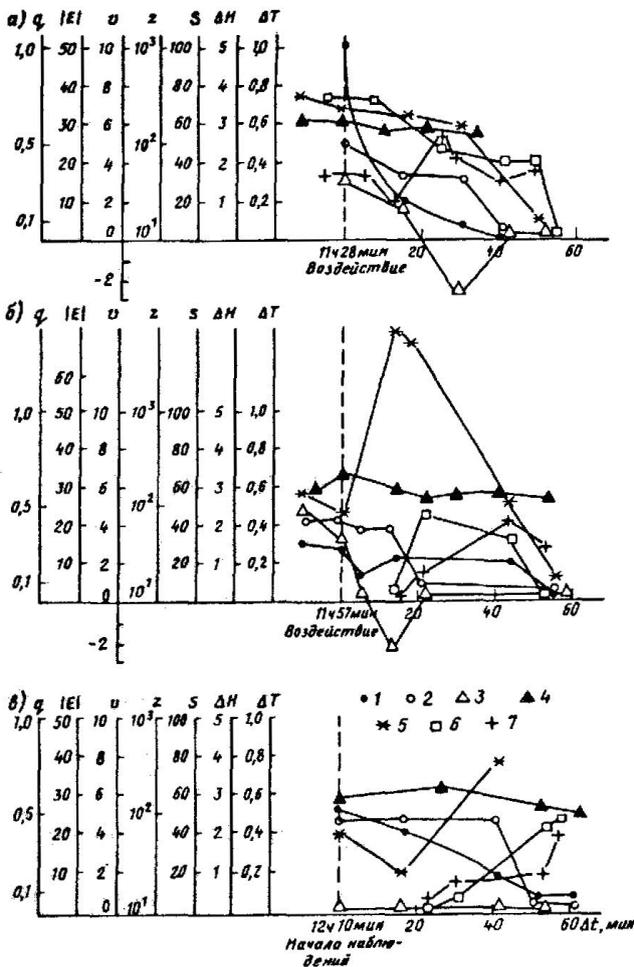


Рис. 5.3.2. Результаты измерений в облаках:

Сб calv (а), Сu cong №1 (б) и Сu cong №2 (в). 1 - водность облаков q , г/м³; 2 - перегрев облаков, °С; 3 - скорость вертикальных потоков v , м/с; 4 - мощность облаков, км; 5 - напряженность электрического поля, кВ/м; 6 - площадь радиоза S , км²; 7 - радиолокационная отражаемость Z , мм⁶/м³.

Напряженность электрического поля достигла максимума (47 кВ/м). Радиоэхо от облака сохранялось. Последний проход через *Cu cong №2* был совершен в 13 ч 13 мин. Через 63 мин наблюдений за облаком его вершина полностью кристаллизовалась, шел интенсивный процесс его разрушения.

Проанализируем данные измерений. На рис. 5.3.2 представлены результаты измерений характеристик исследованных облаков в различные моменты времени. Отметим, что время существования облаков с момента начала наблюдений составило: для *Cb calv* – 40 мин; для *Cu cong №1* – 50 мин; для *Cu cong №2* – 64 мин. Средняя скорость вертикальных движений в облаках изменялась от 3–4 м/с при первых пересечениях *Cb calv* и *Cu cong №1* до 3 м/с через 15–25 мин после воздействия, что совпадает по времени с процессом активной кристаллизации в облаках. В *Cu cong №2* на протяжении всего времени исследований средняя скорость вертикальных движений была близка к нулю. Амплитуда пульсаций скорости вертикальных движений достигала ± 9 м/с, при этом экипаж фиксировал интенсивную болтанку самолета. Таким образом, можно предположить, что воздействия привели к появлению нисходящего потока и, как следствие, к более быстрому разрушению облаков.

За время наблюдений величина напряженности электрического поля *Cb calv* менялась слабо и составляла в среднем 35 кВ/м. Ее уменьшение началось лишь через 32 мин после воздействия, что связано с началом процесса разрушения облака.

Временной ход напряженности электрического поля в *Cu cong №1* показывает, что после воздействия происходит резкое возрастание напряженности поля от 18 до 70 кВ/м. Максимального значения напряженность поля достигла через 12 мин после воздействия, т. е. скорость возрастания E составила 4,6 кВ/мин. В контрольном облаке *Cu cong №2* напряженность электрического поля сначала уменьшалась, а затем начала расти и через 30 мин после начала наблюдений достигла максимального значения, скорость ее возрастания составила всего 0,9 кВ/мин. Обращает на себя внимание факт, что максимальные значения напряженности электрического поля у облаков *Cu cong №1* и

№2 наблюдались в тот момент, когда визуально отмечалась активная кристаллизация вершин (что может свидетельствовать о разделении зарядов в облаках на частицах, имеющих разные скорости падения – кристаллах и каплях).

В это же время фиксировались осадки под облаком, которые могли приводить к появлению коронных разрядов и интенсивной электризации облака. Если проследить за изменением величины перегрева, то следует отметить совпадение времени начала уменьшения перегрева и напряженности электрического поля. Так, в Cb calv это уменьшение началось через 32 мин после начала наблюдений, в Cu cong №1 – через 20 мин, в Cu cong №2 – через 30 мин. Визуально в это же время отмечалось начало разрушения облаков.

Таким образом, воздействие привело к более быстрому возрастанию напряженности электрического поля по сравнению с естественным процессом кристаллизации. Выделяющееся при кристаллизации тепло поддерживает величину перегрева на определенном уровне, а ее уменьшение совпадает с началом разрушения облаков. Радиоэхо от Cb calv на экране бортового локатора фиксировалось в течение 55 мин, от Cu cong №1 – 21 мин, от Cu cong №2 – 25 мин.

Из анализа радиолокационных данных для Cb calv видно, что его радиолокационная отражаемость Z находилась в пределах от 13 до 10^2 мм⁶/м³ и уменьшалась со временем. Согласно [29], существует в среднем хорошая связь между значениями Z в верхней части облака и в слое до 1 км, где наблюдается выпадение осадков. Если воспользоваться данной особенностью и известным соотношением $Z = 200 \cdot I^{1,6}$ (где I – интенсивность дождя в мм/ч), можно оценить значения I по данным Z , определенным с помощью самолетной РЛС «Гроза-40». Оценки показывают, что за время исследований Cb calv интенсивность дождя превышала 0,1–0,6 мм/ч. Радиоэхо от Cu cong №1 появилось спустя 13 мин после воздействия. Величина радиолокационной отражаемости соответствовала интенсивности осадков порядка 0,2 мм/ч. Появление радиоэха совпало с началом интенсивного процесса кристаллизации. В дальнейшем наблюдалось

заметное увеличение Z до 10^2 мм⁶/м³. Интенсивность дождя у земли была в пределах от 0,2 до 0,6 мм/ч и более.

Первое появление радиоэха от Cu song №2 отмечено через 28 мин после начала наблюдений (однако его площадь мала, 5 км²). Временной ход $Z(t)$ этого облака отличается от хода $Z(t)$ Cu song №1 (см. рис. 5.3.2). Наблюдается постепенное увеличение Z что соответствует более медленной естественной кристаллизации облака. Для этого облака значения I были в пределах от 0,25 до 0,4 мм/ч и более.

Верхняя граница Cb calv и Cu song №2 в момент начала наблюдений была без изменений, а у Cu song №1 наблюдался рост вершины. После проведения воздействия верхняя граница Cb calv уменьшилась на 100 м через 5 мин, а у Cu song №1 – на 500 м через 20 мин. Верхняя граница Cu song №2 за время исследований изменялась незначительно. Воздействия приводят к оседанию вершин облаков, что подтверждается более ранними экспериментами [7, 28].

По данным лидарного зондирования облаков были получены также значения показателя ослабления. Установлено, что показатель ослабления для кристаллических облаков находился в диапазоне 0,5–2,0 км⁻¹. В проводимых измерениях влажности не удалось обнаружить существенных изменений ее значений после воздействия. Это, возможно, связано с обледенением датчика в процессе его работы.

Получены и проанализированы результаты численных экспериментов по моделированию развития облака в естественном цикле и после проведения воздействия льдообразующим реагентом. Анализ результатов расчетов показал, что естественная эволюция модельного облака имеет четко выраженную стадию развития и стадию зрелости. Верхняя граница облака, достигнув на 45-й мин высоты 4,6 км, в дальнейшем на протяжении 25 мин оставалась неподвижной. Значение максимума скорости восходящего потока, которое на 30-й мин составило 5,7 м/с, затем уменьшилось до 5,3 м/с, однако в течение всего развития облака отрицательные значения скорости отсутствовали. Осадки не достигали поверхности земли, т. е. облако практически не имело четко выраженной стадии диссипации.

Чтобы подтвердить теоретическими исследованиями наличие эффекта воздействия, реагент вводился в облако при тех же условиях, что и в самолетном эксперименте (начиная с изотермы -5°C). Исходя из этого, в качестве момента воздействия на модельное облако была выбрана 45-я мин. В это время высота верхней границы облака составляла 4,2 км. Через 5 мин после воздействия верхняя граница облака увеличилась на 400 м, и высота ее составила 4,6 км. В дальнейшем через 10 мин после введения реагента высота верхней границы облака уменьшилась на 400 м, и далее изменялась так же, как и при естественном развитии.

После введения реагента значение абсолютного максимума скорости восходящего потока увеличилось приблизительно на 3 м/с по сравнению с соответствующим значением при естественном развитии и составило 8,3 м/с. На 55-й мин развития облака, через 10 мин после воздействия, появился нисходящий поток со скоростью 2,5 м/с. Облако стало дождящим.

При сопоставлении данных расчетов и натурального эксперимента возникает вопрос о том, в какой момент времени можно совместить данные обоих экспериментов и начать сравнение. Если в численной модели эволюция облака прослеживается от момента его образования до диссипации, то исследователь, находящийся в самолете, может судить о стадии жизни облака лишь по косвенным признакам (в основном по состоянию верхней границы облака). В качестве начала сравнения был выбран момент времени, когда мощности расчетного и реального облаков совпадали. Начиная с этого момента рассчитанные значения облачных характеристик сопоставлялись с измеренными на высоте полета 3,6 км. Радиус расчетного облака равнялся 0,5 км и соответствовал радиусам облаков Cu cong №1 и Cu cong №2 на уровне полета самолета (3,6 км) в верхней части облаков.

Сравнение динамики характеристик модельного облака при естественном развитии и облака Cu cong №2, выбранного в качестве контрольного в натурном эксперименте, показало, что и то и другое облака длительное время оставались стационарными: ход мощности облаков одинаков, и величины мощностей близки. Изменений средней скорости вертикальных потоков не наблюдались в обоих облаках, хотя в модельном облаке суще-

ствовал восходящий поток со скоростью 4,6 м/с, а средняя скорость вертикальных потоков в облаке Cu cong №2 равнялась нулю (на высоте полета). Воздействие как в случае натурального, так и численного экспериментов привело к более быстрому разрушению облака. Как модельное, так и реальное облака после воздействия дали осадки.

Сравнение временного хода характеристик расчетного облака и облака Cu cong №1 показало, что в целом характер изменения этих величин в натурном и численном экспериментах совпадает. Воздействие приводит к резкому изменению всех основных характеристик облака (при этом не совпадает ход мощностей облаков). Расчетное облако разрушилось через 20 мин после воздействия. Наблюдатели на самолете фиксировали наличие облака в течение 45 мин, хотя в это время оставалась только кристаллическая пелена. Перегрев в расчетном облаке, хотя и отличается по величине от наблюдаемого, но его ход близок к экспериментальному. В модели перегрев увеличивается через 5 мин после воздействия на $0,05^{\circ}\text{C}$. В реальном облаке перегрев остается постоянным в течение 5 мин. Такое различие связано, по-видимому, с тем, что в численном эксперименте предполагается мгновенная кристаллизация облака, а в натурном эксперименте введение реагента вызывает постепенную кристаллизацию и, следовательно, постепенное выделение фазового тепла. В обоих случаях через 20 мин после воздействия перегрев облака становится равным нулю. Это свидетельствует о том, что начало разрушения расчетного и реального облаков совпадает.

Изменение скорости вертикального потока в реальном и расчетном облаках имеет одинаковый ход во времени. Данные расчетов подтверждают, что воздействие приводит к уменьшению скорости восходящего потока и появлению нисходящего. Такое изменение скорости можно объяснить тем, что из-за отсутствия сильного сдвига ветра в реальной атмосфере взаимодействие вертикального потока и выпадающих осадков происходит в одной плоскости. Развитие нисходящего потока обусловлено давлением возрастающей массы осадков. Это отвечает приближению одномерной модели. Поскольку формирование осадков как в экспериментальном, так и в модельном случаях

началось после воздействия, можно считать, что указанное изменение скорости вызвано именно выпадением осадков, подавляющих восходящий поток.

Таким образом, анализ данных измерений показал, что наиболее чувствительными к засеву кристаллизующими реагентами являются напряженность электрического поля, скорость вертикальных потоков и радиолокационная отражаемость. Воздействия приводят к резкому росту напряженности электрического поля (в данном случае достигающему 400%, Cu song №1) и к появлению нисходящего потока.

Эффект воздействия зависит от стадии жизни конвективного облака. Не обнаружено существенных изменений в характеристиках Сб после воздействия, в то время как воздействие на мощное кучевое облако, находящееся в стадии развития, привело к резкому изменению его характеристик и появлению осадков. Численное моделирование незасеянного и засеянного мощных кучевых облаков подтвердило тот факт, что воздействие заметно меняет динамику скорости вертикальных движений и приводит к выпадению осадков. В целом временной ход характеристик модельного облака после активных воздействий совпадает с ходом соответствующих характеристик натурального облака. Это позволяет достаточно надежно осуществлять физический контроль эффекта воздействия.

5.3.3. Результаты натурального эксперимента 10 июля 1985 г.

В качестве объекта исследований 10 июля 1985 г. была выбрана группа мощных кучевых облаков [15]. Полет проходил в районе Тихвина Ленинградской области. Погода в этот день определялась тыловой частью фронта окклюзии по типу теплового. В районе работы наблюдалось 8 баллов As с высотой верхней границы $H_{ВГ} = 3,5$ км и несколько Cu song с $H_{ВГ} = 4,1$ км, нижняя граница располагалась на высоте 1,0 км. На высоте 4,1 км был зафиксирован задерживающий слой. Его мощность составляла 0,2 км, а интенсивность – 0,4°C. Он препятствовал вертикальному развитию мощных кучевых облаков.

Для проведения эксперимента было выбрано одно из мощных кучевых облаков, и в 11 ч 10 мин самолет совершил 1-й проход через облако на высоте 3,6 км (рис. 5.3.3).

Все последующие проходы совершались на этой же высоте. В облаке было зафиксировано наличие переохлажденных капель (наблюдалось интенсивное обледенение самолета). При пересечении облака на него было проведено воздействие: введено шесть пиропатронов с флороглюцином (240 г реагента с активностью $4,0 \cdot 10^{13} \text{ г}^{-1}$). Температура на уровне воздействия составляла $-7,8^\circ\text{C}$. В дальнейшем наблюдения за облаком продолжались в течение 1,5 ч и закончились в 12 ч 47 мин. Наблюдения показали, что в 11 ч 22 мин (3-й проход) исследуемое облако перешло в Сб. Через 32 мин после воздействия (6-й проход) под облаком была отмечена зона осадков.

В течение всего периода наблюдений отмечался рост высоты верхней границы облака, и к концу наблюдений она достигла 6 км. При этом горизонтальная протяженность Сб превысила соответствующую протяженность на 1-м проходе в 30 раз и составила 30 км. Временной ход измеренных характеристик исследованного облака представлен на рис. 5.3.4. При этом следует учитывать, что начиная с 5-го прохода в связи с опасностью полетов в Сб осуществлялись пересечения облаков, развивающихся под наковальной основной кучево-дождевого облака (фидерные облака).

Видно (см. рис. 5.3.4), что средняя скорость вертикальных движений в исследуемом облаке во время 1-го прохода составила 4 м/с, а через 4 мин после воздействия (2-й проход) в облаке появился нисходящий поток со средней скоростью 2 м/с. Одновременно наблюдалось уменьшение водности облака от 2 до 1 г/м³.

Впервые радиоэхо от исследуемого облака было обнаружено во время 2-го прохода в 11 ч 14 мин, т. е. через 4 мин после воздействия ($Z > 0,15 \text{ мм}^6/\text{м}^3$ – пороговая величина радиолокатора «Гроза-40»). При этом радиоэхо от соседних облаков появилось только в 11 ч 40 мин, т. е. на 26 мин позже, чем от облака, на которое было проведено воздействие.

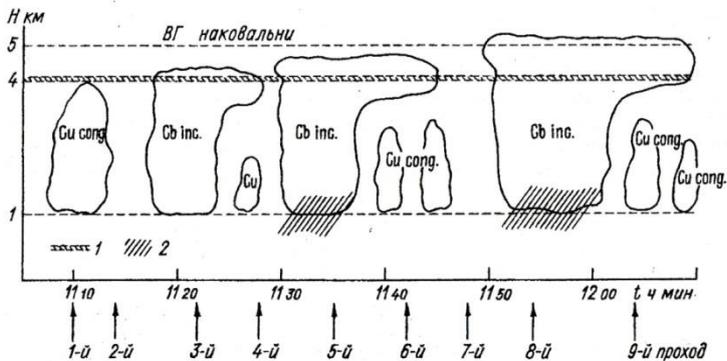


Рис. 5.3.3. Схема эволюции облаков в эксперименте 10 июля 1985 г.
1 – задерживающий слой; 2 – осадки.

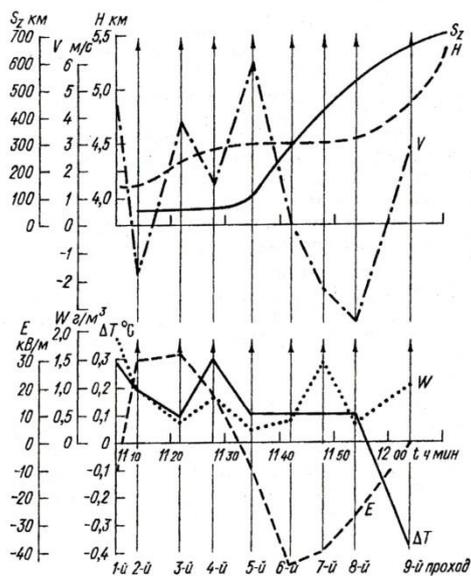


Рис. 5.3.4. Результаты измерений характеристик облаков.
 V – скорость восходящего потока; S_z – площадь радиозаха,
 W – водность, E – вертикальная составляющая электрического поля,
 ΔT – перегрев облака, H – высота верхней границы облака.

Такая заметная разница во времени появления радиоэха указывает на эффективность воздействий. По мере развития облака наблюдался рост радиолокационной отражаемости и площади радиоэха, которая составила к концу наблюдений 700 км^2 .

В течение всего периода наблюдений отмечался рост высоты верхней границы облака. Наиболее интенсивное ее повышение было отмечено в конце 2-го прохода (через 4 мин после воздействия), когда облако прорвало задерживающий слой и началось формирование наковальни. Заметный рост уровня верхней границы отмечен также ближе к концу наблюдений (к этому моменту времени облако имело значительную горизонтальную протяженность).

Воздействие привело к резкому изменению вертикальной составляющей напряженности электрического поля (от -15 кВ/м во время 1-го прохода до 30 кВ/м во время 2-го прохода). Наибольшее положительное значение напряженности электрического поля было зарегистрировано во время 3-го прохода, когда образовалась наковальня. На 8-м проходе был зарегистрирован внутриоблачный разряд.

Перегрузки самолета достигали во время первых трех проходов $-2,5 \div 2,0 \text{ г}$, а во время остальных проходов $-1,5 \div 1,5 \text{ г}$. Показатель ослабления по результатам лидарных измерений в области наковальни составлял $0,1-1,6 \text{ км}^{-1}$. Перегрев облаков изменялся в пределах от $-0,4$ до $0,6^\circ\text{C}$.

Значения характеристик облака, полученные на 2-м проходе, когда проявился эффект воздействия, существенно отличаются от значений на 1-м проходе (невозмущенное состояние облака).

Рассмотрим результаты численных экспериментов. При моделировании радиус облака выбирался таким образом, чтобы максимальная верхняя граница облака в численном и натурном экспериментах совпадала. Исходя из этого были выбраны два значения радиуса облака R : 500 и 1000 м. Воздействие в численных экспериментах проводилось в момент времени, когда верхняя граница облака достигла высоты 4,1 км.

С использованием значения радиуса 500 м моделировалось развитие отдельного облака, подвергнутого воздействию, а с ис-

пользованием значения 1000 м – развитие кучево-дождевого облака, образовавшегося в результате слияния нескольких облаков (см. рис. 5.3.3).

Результаты расчетов представлены на рис. 5.3.5. Из рисунка видно, что при естественной эволюции облако с $R = 500$ м достигает на 45-й минуте максимума вертикального развития ($H_{\text{вг}} = 4,6$ км). Далее оно находится в стационарном состоянии. Высота его верхней границы, а также максимумы скорости, водности облачных капель и осадков не меняются со временем. Такой характер развития обусловлен наличием задерживающего слоя, который ограничивает вертикальное развитие облаков достаточно малого радиуса.

Анализ результатов расчетов показал, что воздействие приводит к резкому, хотя и непродолжительному, увеличению высоты верхней границы облака, радиолокационной отражаемости и скорости восходящего потока. Так, через 5 мин после введения реагента высота верхней границы облака $H_{\text{вг}}$ возросла на 800 м и ее значение составило 5 км, т. е. воздействие привело к прорыву облаком задерживающего слоя, что подтверждает данные самолетного эксперимента.

После воздействия наблюдалось резкое увеличение радиолокационной отражаемости Z за счет появления частиц кристаллических осадков. В натурном эксперименте радиоэхо от облака появляется через 4 мин после введения реагента, т. е. так же, как и в расчетах, наблюдается резкое увеличение Z в результате воздействия. Через 44 с после введения реагента значение максимума скорости восходящего потока составило 9,4 м/с, что почти на 2 м/с больше, чем значение абсолютного максимума скорости при естественном развитии.

Проведение воздействий практически не повлияло на характеристики осадков у земли: максимальная интенсивность и количества осадков на поверхности увеличились незначительно.

В рамках использованной модели описать эволюцию сливающихся облаков не представляется возможным, поэтому процесс моделировался эволюцией облака с большим радиусом (1000 м).

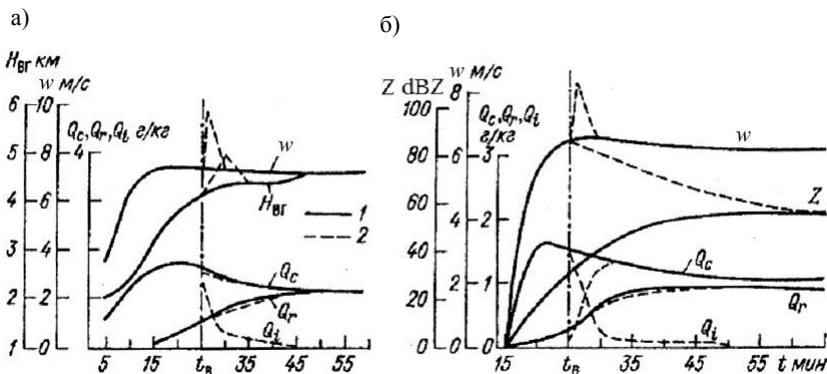


Рис. 5.3.5. Временной ход максимальных значений (а) и значений на высоте полета самолета (б) скорости восходящего потока w , отношения смеси облачных капель Q_c , дождевых капель Q_r , частиц кристаллических осадков Q_i , высоты верхней границы облака H_{BR} , радиолокационной отражаемости Z .

1 – естественное развитие; 2 – развитие при воздействии;

t_B – момент воздействия.

Результаты расчетов показали, что облако с таким радиусом практически не реагирует на наличие задерживающего слоя: его верхняя граница достигает высоты 6,4 км за 45 мин и далее не увеличивается.

По данным численного моделирования анализа можно сделать выводы:

1. Развитие моделируемого облака с $R = 500$ м завершается стадией стабилизации длительностью более 1,0 ч.
2. Воздействие на облако приводит к изменению его характеристик в течение 10 мин.
3. Воздействие на облако с $R = 500$ м не приводит к выпадению осадков на поверхность.
4. Наличие задерживающего слоя ограничивает вертикальное развитие облака.

Совместный анализ данных натурного и численного экспериментов показал следующее.

После воздействия происходит рост высоты верхней границы облака, и увеличение радиолокационной отражаемости. В отличие от данных численного эксперимента, в котором в первые 5 мин после воздействия значения вертикальной скорости, влажности и перегрева больше, чем при естественном развитии облака, в натурном эксперименте их значения после воздействия оказались меньше, чем до воздействия. По-видимому, это связано с особенностями строения исследуемого облака (во время 2-го прохода было отмечено наличие двух ячеек в облаке, вершина одной из них была закристаллизована в результате воздействия, вторая имела капельное строение).

При этом в натурном эксперименте образование облака происходило в результате слияния нескольких мощных кучевых облаков с кучево-дождевым, сформировавшимся в результате воздействия. Это привело к увеличению горизонтальной протяженности облака и «прорыву» его вершины через задерживающий слой. Последнее подтверждается данными численного моделирования, в результате которого получено, что наличие задерживающего слоя заметно не повлияло на развитие облака большой горизонтальной протяженности. По результатам численного и натурального экспериментов верхняя граница такого облака достигала высоты 6 км.

5.4. Анализ экспериментов по предотвращению (ослаблению) градобитий

Градобития представляют значительную опасность для сельскохозяйственных и других объектов жизнедеятельности человека. В связи с этим активные воздействия на конвективные облака с целью предотвращения и (или) ослабления града являются актуальной задачей [12, 30].

Формирование мощных грозо-градовых облаков определяется рядом природных факторов, в том числе запасом термической энергии неустойчивости в атмосфере, влажностью воздуха, сдвигом ветра и взаимодействием облаков между собой. Особую роль в развитии градовых облаков играют так называемые фи-

дерные облака, воздействие на которые может привести к ослаблению градовой опасности [1].

Ниже рассматривается один из экспериментов по активному воздействию на градовое кучево-дождевое облако с целью предотвращения градобитий. Было проведено численное моделирование развития данного облака. Для анализа был выбран эксперимент, проведенный 7 июля 2006 г. в Канаде, провинция Альберта, когда эффект воздействия проявился достаточно отчетливо [21].

Для воздействий использовались специально оборудованные самолеты. В качестве средств воздействия применялись пиротехнические смеси на основе йодистого серебра. Использовались самолетные аэрозольные генераторы. Засев осуществлялся: 1) непосредственно в верхней части облака, имеющей температуру меньше температуры порогового действия реагента (обычно ниже -5°C), при его пересечении самолетом; 2) под облаком, когда реагент вводился в восходящий поток. Кроме того, использовались отстреливаемые шашки. Эффективность льдообразования составляет примерно $3 \cdot 10^{13} \text{ г}^{-1}$ ледяных ядер при -10°C [33].

В численных экспериментах рассматривался первый способ засева. В центре защищаемой территории был установлен радиолокатор, работающий на длине волны 5,4 см. Он предназначался для осуществления руководства самолетами и измерения характеристик облаков. При работе радиолокатора применялось программное обеспечение ТИТАН для обработки радиолокационной информации (идентификация облаков, прослеживание, прогноз их движения, отслеживание траектории полета самолета [34]).

В качестве рабочей принята гипотеза конкурентного роста зародышей града, базирующаяся на допущении о недостаточной концентрации естественных ядер кристаллизации, на которых формируются частицы града. Добавка искусственных ядер (воздействия с помощью йодистого серебра) увеличивает концентрацию ледяных частиц, соответственно уменьшает размер градин. Таким образом, град, формирующийся в облаках после воздействий, будет обладать меньшими размерами и приводить

к меньшим разрушениям при выпадении на подстилающую поверхность.

Исследуемое облако формировалось в тылу фронта в холодной неустойчивой воздушной массе. Рано утром слабая ложбина проходила по северу полигона. Динамический фактор был относительно слабым – не отмечалось значительной адвекции тепла, отсутствовали струйные течения. Ветер в верхней части тропосферы был в основном западным – северо-западным вследствие прошедшей ложбины, а также благодаря формированию слабого гребня.

В Ред Диэр в 00 ч 8 июля 2006 г (здесь и далее указывается международное согласованное время, 18 ч местного времени) температура составляла 24°C, точка росы – 12°C, ветер имел направление – 190°, скорость ветра – 5 м/с.

Был выполнен термодинамический анализ состояния атмосферы на основании прогнозируемого распределения температуры и точки росы с высотой для Ред Диэр за 00 ч. Расчет по методу частицы показал, что уровень конденсации (нижняя граница облака) составил 2,5 км (температура 9,3°C). Этот расчет хорошо соответствовал высоте нижней границы облака, которую отмечали пилоты. Запас энергии неустойчивости во всем слое развития конвекции был равен 1005 Дж/кг, что указывало на возможность развития грозовых облаков в этом районе. Высота верхней границы облаков составляла 10,6 км, что также удовлетворительно соответствовало данным радиолокационных наблюдений за этот день.

Первое радиоэхо от исследуемого облака было зарегистрировано в 20 ч 30 мин (14 ч 30 мин местного времени) в предгорьях Скалистых гор на северо-западе от защищаемой территории. В табл. 5.4.1 приводятся основные наблюдаемые изменения в характеристиках облака, а также информация о воздействиях на облако.

Пилоты отмечали, что на протяжении всего эксперимента после проведения воздействий при полетах вблизи верхней границы облака визуально наблюдалась кристаллизация облаков, как результат воздействий.

Таблица 5.4.1

Результаты наблюдений за облаком

Время, час. мин.	Наблюдаемые изменения в характеристиках облака, выполняемые воздействия
20.30	Зарегистрировано первое радиоэхо
21.08	Верхняя граница облака достигла 9.5 км.
22.32	Начало воздействий вблизи изотермы -15°C на высоте 5200 м. Обледенение самолета при пересечении облака, значительная турбулентность. Скорость восходящих движений в облаке более 2,5 м/с. Нижняя граница облака располагается на высоте 2400 м.
23.01	Воздействия на фидерное облако, расположенное на юго-западе-западе от основной ячейки. В связи со значительным обледенением снижение самолета с одновременными воздействиями с помощью самолетных аэрозольных генераторов.
23.12	Воздействия на высоте 2400 м, скорость восходящих потоков более 2.5 м/с.
23.17	Зарегистрирован восходящий поток, равный 10 м/с
22.38	Пилотами самолета отмечено появление крупы
23.46	Окончание воздействий
23.49	Заметный рост ячейки, на которую проводились воздействия, ее верхняя граница достигла 8.5 км, начался процесс слияния с основным облаком
23.54	Появление на высоте около 5 км области с высокой отража-
23.58	Завершение слияния с основным облаком, верхняя граница облака достигла 10,5 км, далее наблюдается уменьшение высоты верхней границы
02.20	Высота верхней границы облака составила 4.5 км
02.25	Регистрация последнего радиоэха

В общей сложности в процессе воздействий было израсходовано 135 пиропатронов и 13 аэрозольных генераторов, что составило 4,65 кг реагента. Протяженность основной ячейки в горизонтальном сечении составляла 5–10 км.

Если предположить, что благодаря падению горящих шашек пиропатронов и турбулентности в облаке реагент распространяется по высоте на 2 км, а его льдообразующая активность составляет $3 \cdot 10^{13}$ ледяных ядер от одного грамма реагента, то в среднем создавалось более 10^3 искусственных ядер в 1 л, что на 3–4 порядка превосходит концентрацию естественных ледяных ядер [40], обеспечивая условия для формирования значительных концентраций кристаллов.

Исследуемое кучево-дождевое облако пересекло защищаемую от градобития территорию, двигаясь в юго-восточном направлении. Частота молниевых разрядов в облаке была невелика. Общее время существования радиоэха составило 5 ч 55 мин, верхняя граница облака достигала 10,5 км (по радиолокационным данным), а максимальная отражаемость – 52,5 dBZ. На земле фиксировались осадки, в том числе и в виде града. Максимальный размер градин составил 25 мм.

Оценка эффекта воздействий по радиолокационным данным. Для оценки эффекта воздействий был использован временной ход ряда характеристик облака, которые получались по данным радиолокационных измерений в результате обработки радиолокационной информации с помощью автоматизированной системы Титан.

Верхняя граница облака определялась как уровень верхней границы изолинии отражаемости, определяемой с помощью автоматизированной системы обработки данных, соответствующий отражаемости в 40 dBZ. В период проведения воздействий высота верхней границы облака уменьшилась и составляла в среднем около 7,5 км. При этом в период времени до воздействий она была заметно выше (в среднем на 1 км). После окончания воздействий примерно через 13 мин снова отмечалось повышение высоты верхней границы на 1,0–1,5 км.

Здесь следует отметить, что пока нет единой точки зрения на влияние воздействий кристаллизующими реагентами на высоту верхней границы облака. В более ранних экспериментах [7, 26] показано, что воздействия на облака небольшой вертикальной мощности понижают высоту верхней границы. Возможно это является следствием влияния осадков на динамику облака, которые приводят к формированию нисходящего пото-

ка, подавляя восходящие движения. Учитывая, что в облако было введено большое количество кристаллизующего реагента, это могло сказаться даже на динамике столь мощного облака. Заметная кристаллизация вследствие воздействий отмечалась пилотами. Они также фиксировали наличие крупы в облаке.

В период воздействий произошло уменьшение максимальных значений радиолокационной отражаемости. При этом в большинстве случаев в период воздействий максимальная отражаемость составляла 48 dBZ, а в период как до проведения воздействий, так и после их окончания максимальные значения были заметно выше, достигая 50 dBZ и более. Такой ход кривой может являться следствием воздействий, которые должны были уменьшать размеры ледяных частиц, увеличивая их концентрацию. Уменьшение размеров ледяных частиц в результате воздействий должно приводить к уменьшению отражаемости, что и отмечается в эксперименте.

Необходимо отметить, что уменьшение максимального значения отражаемости началось примерно на 20 мин ранее, чем начались воздействия. Тем не менее, достаточно длительное уменьшение максимальных значений отражаемости в период проведения воздействий свидетельствуют об их успешности.

Масса града в вертикальном столбе атмосферы также может быть использована в качестве показателя эффекта воздействия. В период проведения воздействий имело место уменьшение этой массы в 3–4 раза по сравнению с периодом времени до проведения воздействий и после их окончания.

Многочисленные исследования интенсивности осадков (жидких и твердых) при проведении работ по подавлению града показывают, что воздействия обычно способствуют их увеличению. В приведенном эксперименте отчетливо видно снижение интенсивности осадков на 15–20%. Причина этого возможно связана с некоторыми динамическими эффектами, когда воздействия привели к существенному увеличению концентрации ледяных частиц. Эти частицы, способствуя формированию нисходящего потока вследствие падения, подавили восходящие движения. Последнее нашло отражение также в уменьшении высоты верхней границы облака, и, как следствие, привело к снижению интенсивности осадков в период воздействий.

Таким образом, в данном эксперименте наблюдались существенное ослабление конвекции и осадкообразования в период проведения воздействий (уменьшение высоты верхней границы, максимальной отражаемости и интегральной массы града).

Результаты численного моделирования облака. Выполнено два вида численных экспериментов – при естественном развитии облака и при активном воздействии. В результате моделирования естественной эволюции облака получено, что максимальная высота его верхней границы достигает 11,2 км (в натурном эксперименте – 10,5 км). Скорость восходящего потока достигает 52 м/с, водность облачных и дождевых капель – 2,6 и 4,2 г/м³ соответственно, радиолокационная отражаемость – 54 dBZ (в натурном эксперименте – 53 dBZ), интенсивность жидких осадков у Земли – 63 мм/ч, а интенсивность твердых осадков у Земли – 88 мм/ч. (в натурном эксперименте наибольшая суммарная интенсивность составила 43 мм/ч). В целом, максимальные значения верхней границы облака и отражаемость оказались весьма близки к тем, которые наблюдались в натурном эксперименте, а интенсивность осадков заметно превосходит реально наблюдавшуюся. Это может быть связано как с недостатками численной модели, так с погрешностями радиолокационного метода определения интенсивности осадков.

Далее были проведены расчеты для случая активных воздействий кристаллизующим реагентом. Предполагалось, что засев производился в слое от 2,4 до 4,0 км в течение 15 минут. Начало воздействий соответствовало 10 мин развития облака. В этом случае максимальное значение верхней границы облака осталось прежним, максимальная скорость восходящего потока уменьшилась до 43 м/с, максимальная водность облачных капель осталась неизменной, а дождевых – уменьшилась до 3,3 г/м³. Радиолокационная отражаемость уменьшилась до 52 dBZ, интенсивность жидких осадков – до 51 мм/ч, а интенсивность града – до 48 мм/ч (рис. 5.4.1). Следует заметить, что образование и выпадение осадков (как жидких, так и твердых) ускорилось во времени на несколько минут.

Значения некоторых характеристик облака и выпадающих из него осадков для моментов времени $t = 10, 15, 20, 25$ и 35 мин приведены в табл. 5.4.1. Из таблицы следует, что воздей-

ствия повысили уровень, на котором отмечается максимум восходящего потока, что обусловлено выделением скрытой теплоты кристаллизации при замерзании капель. Заметно понижение уровня высоты в облаке, где отмечается максимум водности дождевых капель и более раннее формирование осадков по сравнению с естественным развитием облака. Значение ледности в облаке также уменьшается, существенно снижается высота, соответствующая максимуму ледности.

Уменьшение максимального значения ледности, а также уровня достижения этого максимума после воздействий по сравнению со случаем естественного развития свидетельствует об успешности воздействий.

Таблица 5.4.1.

Максимальные по высоте расчетные значения характеристик облака и осадков без АВ (числитель) и при АВ (знаменатель) в выбранные моменты времени (во второй строке представлены высоты, на которых достигается максимум, км).

Характеристика	t мин				
	10	15	20	25	35
Максимум скорости восходящего потока, м/с	34,4/34,5 5,6/5,6	31,0/29,5 7,6/9,6	14,2/12,1 5,6/6,0	13,5/4,3 5,6/5,8	10,1/1,3 5,4/5,4
Максимум водности облачных капель, г/м ³	2,7/2,7 5,4/5,4	1,8 0,8 4,4/6,6	1,4/0,5 2,8/6,4	0,7/0,5 2,6/6,0	0,1/0,0 5,4/-
Максимум водности дождевых капель, г/м ³	0,4/0,4 5,4/5,4	0,1/0,5 4,2/2,0	0,3/3,1 2,4/0,2	3,2/1,3 0,6/0,2	0,4/0,0 0,2/-
Максимум ледности, г/м ³	0,2/0,2 5,6/5,6	3,4/4,8 7,6/3,0	6,0/4,0 4,2/2,8	5,3/1,5 2,2/2,0	0,2/0,0 1,8/-
Интенсивность осадков у подстилающей поверхности	0,0/0,0	0,0/0,0	0,0/85,3	94,3/46,0	6,3/0,2

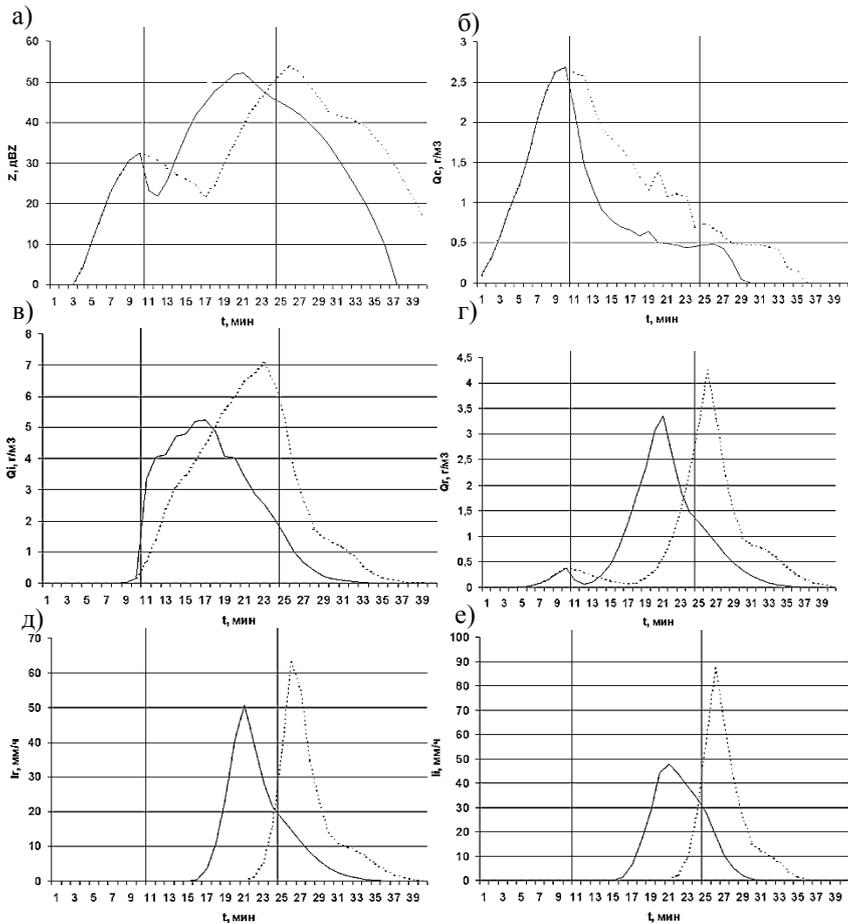


Рис. 5.4.1. Изменения характеристик облака в зависимости от времени по результатам численного моделирования для случая естественного развития облака (сплошная кривая) и при АВ (пунктирная кривая): а) максимум по высоте радиолокационной отражаемости Z ; б) максимум по высоте водности облачных капель Q_c ; в) максимум по высоте ледности Q_i ; г) максимум по высоте водности дождевых капель Q_r ; д) интенсивность жидких осадков I_r ; е) интенсивность кристаллических осадков I_c . Вертикальными линиями обозначены моменты начала и окончания воздействия.

Важной характеристикой града является максимальный по высоте средневзвешенный диаметр градин \bar{D}_i , который рассчитывается по формуле:

$$\bar{D}_i = \left(\frac{\int_0^{\infty} D_i^3 \exp(-A_i D_i) dD_i}{\int_0^{\infty} \exp(-A_i D_i) dD_i} \right)^{1/3},$$

где A_i – параметр распределения Маршалла-Пальмера.

Этот диаметр после воздействия уменьшается в 2,3–2,8 раза по сравнению со случаем естественного развития (рассматривался промежуток времени с 15-й по 25-ю минуту развития облака; АВ производилось на 10-й минуте).

На рис 5.4.1а приведен временной ход максимального значения радиолокационной отражаемости для случая естественного развития облака и при АВ. Из рисунка видно, что после воздействий происходит резкое уменьшение отражаемости, образование кристаллов из облачных капель и перегонка влаги с капель на кристаллы. В дальнейшем облачные кристаллы растут и переходят в градины. Наряду с этим, при столкновении дождевых капель как с облачными ледяными кристаллами, так и с градинами происходит их переход в град. Кристаллическая фракция при прочих равных условиях имеет меньшую радиолокационную отражаемость, чем жидкая. Помимо этого, как уже отмечалось выше, размер градин уменьшается вследствие конкурентного роста ледяных частиц. Этим и объясняется уменьшение максимальной отражаемости по мере кристаллизации облака.

Дальнейшее же увеличение отражаемости (по сравнению со случаем естественного развития) обусловлено тем, что конденсированная влага выводится из облака, ее давление на воздушную среду ослабевает, и восходящий поток несколько усиливается, что, в свою очередь, приводит к временному усилению конденсации и осадкообразования.

Сказанное выше подтверждается графиками, иллюстрирующими временной ход максимального по высоте значения водности облачных капель (рис. 5.4.1б), водности дождевых капель (рис. 5.4.1г) и ледности (рис. 5.4.1в). Из рисунков видно, что

после АВ запас облачных капель иссякает вследствие перегонки водяного пара на ледяные частицы, а также в результате захвата облачных капель частицами осадков. Количество последних, напротив, растёт, что, в частности, вызывает увеличение интенсивности осадков (рис. 5.4.1д, е), а также ускоренную диссипацию восходящих потоков.

Временной ход высоты верхней границы облака показывает, что АВ слабо влияет на этот параметр. Незначительное повышение (на величину порядка 200 м) связано, очевидно, с выделением дополнительного фазового тепла при формировании кристаллической фракции. На основании приведенных результатов [21] можно сделать следующие выводы:

Установлено, что воздействия привели к уменьшению высоты верхней границы облака, уменьшению отражаемости, снижению величины вертикально интегрированной массы града, а также интенсивности осадков.

Численное моделирование облака при его естественном развитии показало, что в целом данные моделирования удовлетворительно согласуются с данными натурных измерений. Воздействия привели к уменьшению максимальной скорости восходящего потока, максимальной водности дождевых капель, радиолокационной отражаемости, интенсивности жидких осадков и интенсивности града. Максимальный по высоте средневзвешенный радиус градин после воздействия уменьшился в 2,3–2,8 раза по сравнению со случаем естественного развития.

Таким образом, измерения и численное моделирование свидетельствуют о том, что использованная методика воздействий с самолета с использованием кристаллизующего реагента обеспечила решение поставленной задачи – ослабления градобития.

5.5. Слияние облаков и оценка эффекта воздействия на фидерные облака

5.5.1. Роль фидерных облаков в процессе эволюции основного кучево-дождевого облака

Исследователи отмечали, что наиболее мощные и долгоживущие кучево-дождевые облака формируются путем слияния двух или нескольких конвективных ячеек [2, 22, 27, 38, 39, 41, 42, 43]. Эти ячейки могут представлять собой мощные кучевые или кучево-дождевые облака. В радиолокационной литературе ячейки, которые сливаются с более мощным и долгоживущим облаком, получили название фидерных. Такое слияние облаков неоднократно наблюдалось при проведении самолетных натурных исследований, а позднее с помощью дистанционных средств изучения атмосферы.

Рассмотрим роль фидерных облаков в эволюции Cb на примере натурального эксперимента по активным воздействиям на облака, выполнявшегося в Саудовской Аравии 4 июля 2008 г. [18].

В процессе развития выбранного Cb по радиолокационным измерениям наблюдалось его слияние с фидерными облаками 4 раза (на 105-й, 145-й, 165-й и 185-й минутах развития). При этом в трех случаях слияния были с облаками, на которые были проведены воздействия, и в одном случае (на 145-й минуте) с естественно развивающимся Cu cong.

Для исследования динамики характеристик Cb была применена следующая методика: анализировались относительные изменения характеристик облака полученные с использованием радиолокационных данных. За нулевой отсчет для каждого процесса слияния был выбран скан радиолокаатора, предшествующий слиянию. Далее, после слияния, анализировалось еще 2 скана, т.е. в целом период в 20 минут. Все характеристики нормировались по соответствующему значению характеристики «нулевого» скана.

Во всех рассмотренных случаях слияния верхняя граница облака возрастает, при этом возрастание существенно различно и составляет от 20 до 200%. Наибольшее значение было зареги-

стрировано во время первого случая, когда фидерное облако после воздействия начало стремительно развиваться, увеличивая свои горизонтальные размеры и вертикальную протяженность. Воздействия на это Cu cong было проведено на 90 мин, в это время отражаемость облака была мала, составляя 1 dBZ, верхняя граница была примерно равна 7 км. Развитие облака ограничивалось мощным инверсионным слоем. На 95 минуте отражаемость составила 30 dBZ. Верхняя граница уже находилась на высоте 11,5 км. Можно полагать, что вследствие искусственной кристаллизации выделилось достаточное количество скрытой теплоты для того, чтобы вершина данного облака смогла проникнуть через зону инверсии и быстро подняться над ней. Такое развитие называют взрывным ростом, что и наблюдалось в данном случае. На 100-й минуте верхняя граница Cb достигла высоты 13,4 км. Скорость роста вершины облака составила 10 м/с. В остальных случаях фидерные облака также располагались под инверсионным слоем, но их развитие не было столь быстрым.

Максимальная отражаемость облаков также возрастает во всех случаях, когда проводились воздействия. Это возрастание меняется от 7 до 37 раз, указывая на появления крупных частиц в облаке, что сказывается естественно на процессе осадкообразования. В случае слияния с фидерным облаком, на которое воздействие не проводилось, наблюдается некоторое уменьшение максимальной отражаемости.

Увеличение высоты расположения зоны максимальной отражаемости указывает на появление и рост крупных частиц, т.е. интенсификацию процесса осадкообразования. Поток осадков также существенно возрастает после слияния кучево-дождевого облака с мощными кучевыми, на которые проводились воздействия. Это возрастание достигает 200–800%. Важно отметить и увеличение интенсивности осадков во всех случаях слияния фидерных облаков с кучево-дождевым. Это увеличение достигает 300–900%.

Таким образом, имеет место значительное влияние процесса слияния фидерных облаков с кучево-дождевым на характеристики последнего. Результатом этого процесса является существенное усиление осадков. Полученные в этом эксперименте

данные также демонстрируют в принципе достаточно высокую эффективность воздействий, что проявляется в увеличении интенсивности осадков в рассмотренных конкретных метеорологических условиях.

5.5.2. Эксперимент в Индии 28 сентября 2004 г.

В центральной Индии (в провинциях Махараштра и Андхра Прадеш) компания WMI (Weather Modification Inc., США) проводила воздействия на облака в летние и осенние месяцы 2003 и 2004 гг. Целью воздействий было увеличение количества осадков из конвективных облаков во время муссонного периода.

В данном разделе анализируется случай развития сверхмощного кучево-дождевого облака 28.09.2004 г. с использованием радиолокационных данных, а также результаты воздействий на это облако [20]. Высота верхней границы Сb (тропического шторма) превосходила 18 км, при этом проводились измерения характеристик облака и воздействия на него. Большое внимание уделяется также исследованию его наковальни.

На период эксперимента в г. Каримнагар (провинция Андхра Прадеш, центральная Индия) был установлен радиолокатор WR-100 (С-band). Для проведения воздействий использовались оборудованные самолеты. В качестве средств воздействия применялись пиротехнические смеси на основе йодистого серебра.

Погода в районе работ определялась областью пониженного давления, которая располагалась южнее штата Андхра Прадеш. Положительная адвекция, наблюдавшаяся на юго-западе от штата, способствующим развитию конвективных облаков. В верхних слоях атмосферы структура поля ветра также благоприятствовала развитию конвекции.

Для анализа состояния атмосферы использовались данные радиозондирования, выполненные в г. Хайдерабаде (пункт наиболее близкий к объекту исследования). Само исследуемое облако находилось примерно на расстоянии 100 км от пункта радиозондирования.

В атмосфере наблюдалась значительная вертикальная термическая неустойчивость. Влажность в основном облакообразующем слое не превышала 70%, суммарный дефицит точ-

ки росы на изобарических поверхностях 850, 700, 500 мБ составлял 26,5°C. Столь высокий суммарный дефицит и относительно низкая влажность не должны были способствовать развитию конвективных облаков. Однако очень большой запас энергии неустойчивости и большие горизонтальные размеры облаков (практически отсутствует влияние перемешивания на их динамику) обеспечивали их значительное вертикальное развитие. Расчет по методу частицы показал, что высота верхней границы превосходила 16 км (рис.5.5.1).

Запас энергии неустойчивости в основном облакообразующем слое (850–500 мБ) составлял 1560 Дж/кг, а во всем слое развития конвекции превосходил 6100 Дж/кг. В основном облакообразующем слое вектор скорости ветра меняется мало, заметные изменения направления и скорости ветра наблюдались начиная с высоты 9–10 км.

Первое радиоэхо от исследуемого облака было зарегистрировано в 06 ч 52 мин (здесь и далее указывается международное согласованное время) на расстоянии 45 км по азимуту 15° от радиолокатора. Высота верхней границы составляла 4 км. Одновременно наблюдалось развитие мощных кучевых облаков рядом с исследуемым. В 7 ч 28 мин они слились в одно многоячейковое облако. В это время верхняя граница облака достигла 10 км.

Развитие облака продолжалось, и его верхняя граница достигла 12 км к 7 ч 46 мин. Основное развитие отмечалось на севере от исследуемого облака, где появлялись новые ячейки (фидерные облака), которые сливались с исследуемым облаком. В это время облако было уже вытянуто в направлении юго-запад – северо-восток. К этому моменту высота верхней границы достигла 14 км.

В 8 ч 34 мин произошло слияние исследуемого облака с мощным кучево-дождевым облаком, располагающимся на севере от исследуемого. Это привело к формированию более мощного мультячейкового облака с высотой вершины 16 км.

В 8 ч 51 мин произошло объединение всех ячеек, и сформировалось суперячейковое облако. Его вершина достигла 18 км, а зона повышенной отражаемости фиксировалась на высоте 2–6 км.

Далее перемещение облака по-прежнему происходило в северном направлении, оно было связано с процессами слияния с фидерными облаками. Такое слияние в 8 ч 57 мин привело вновь к формированию мультячейкового облака, вытянутого в направлении на северо-запад.

В 9 ч 09 мин начались воздействия на фидерные облака (Cu cong), располагающиеся на юго-западе от исследуемого облака с самолета. Линия полета самолета хорошо видна на рис. 5.5.2а. Во время первого прохода самолета фиксировались восходящие потоки со скоростью до 12 м/с, пилоты отмечали высокую влажность, фиксировалось обледенение самолета.

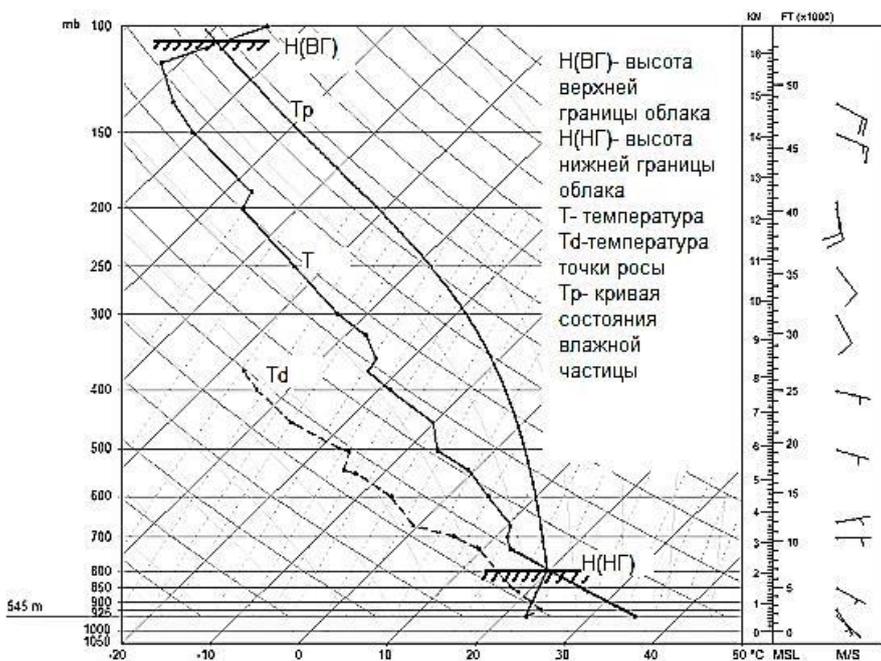


Рис.5.5.1. Вертикальный профиль температуры и температуры точки росы с высотой, кривая состояния.

Исследуемое облако находилось на стадии грозы, экипажем самолета были зарегистрированы разряды в виде молний. Второй проход выполнялся с обратным курсом (через 5 мин после первого) по направлению на северо-запад вдоль исследуемого облака. Воздействия на фидерные облака продолжались по мере их пересечения.

Здесь произошли существенные изменения в расположении облака. Пилоты отметили, что не было возможности продолжать полет в северо-западном направлении, т.к. исследуемое облако приобрело Г-образную форму, его северная часть стала распространяться в юго-западном направлении. Очевидно, что изменение направления движения было связано с быстрым развитием фидерных облаков, на которые проводилось воздействие во время первого прохода самолета, и последующим слиянием с основным облаком. Это достаточно хорошо видно на рис. 5.5.2б. При этом следует отметить, что движение поля облаков в целом имело северо-западное направление. Во время второго прохода пилоты отметили наличие крупы в облаках. Эта новая ячейка, вытянутая в юго-западном направлении, имела высокую отражаемость, а ее верхняя граница достигала 18 км (рис. 5.5.2г). Последующие воздействия в течение 30 мин способствовали распространению облака по-прежнему в юго-западном направлении (рис. 5.5.2в).

Такое распространение облака продолжалось до 10 ч 09 мин, когда самолет изменил место воздействия, которое теперь располагалось на северо-западе относительно облака. После этого оно изменило свое направление распространения еще раз на северо-западное. К этому времени верхняя граница находилась на высоте 16 км. Воздействия по-прежнему продолжались, но дальнейшего развития облака уже не наблюдалось, хотя новые ячейки появлялись с северо-западной стороны облака и сливались с ним по мере движения основного облака.

Воздействия были прекращены в 11 ч 15 мин. Верхняя граница облака к тому времени снизилась до 9 км. Радиолокационные наблюдения за этим облаком продолжались до 13 ч 09 мин, когда оно разрушилось и окончательно исчезло с экрана радиолокатора.

За время воздействий (2 ч) было израсходовано 3 самолетных аэрозольных генератора и 163 пиропатрона, в общей сложности 3,7 кг кристаллизующего реагента.

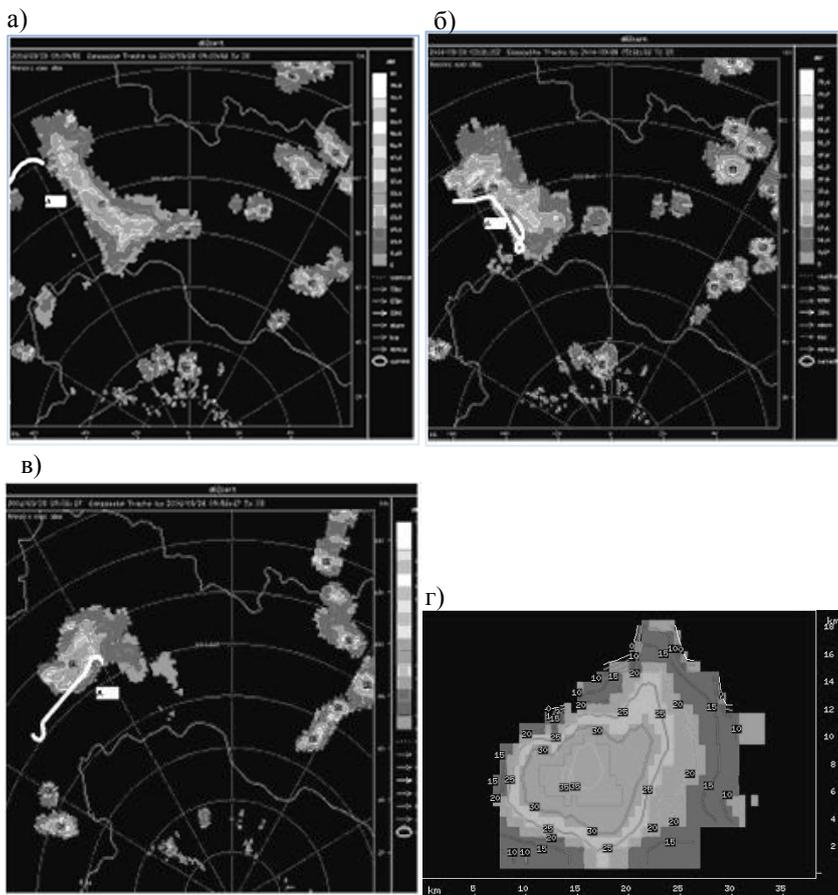


Рис. 5.5.2. Проекция максимальных значений отражаемости облака (dBZ) на подстилающую поверхность (а, б, в), и вертикальное сечение облака по направлению запад – восток в 9 ч 21 мин (г). Исследуемое облако обозначено буквой А, трасса полета самолета показана светлой линией; а) 09 ч 09 мин; б) 09 ч 21 мин; в) 09 ч 51 мин.

Проведем более детальный анализ размеров облака и их динамики во времени. Высота верхней границы облака была получена из радиолокационных данных. Следует отметить, что она несколько отличается от реальной высоты облаков [29].

Зависимость высоты облака от времени представлена на рис. 5.5.3а. Из этого рисунка следует, что существовал период развития кучево-дождевого облака, который составлял примерно 70 мин, затем период зрелости (70–170 мин), и последняя стадия – постепенное разрушение облака – 170–320 мин.

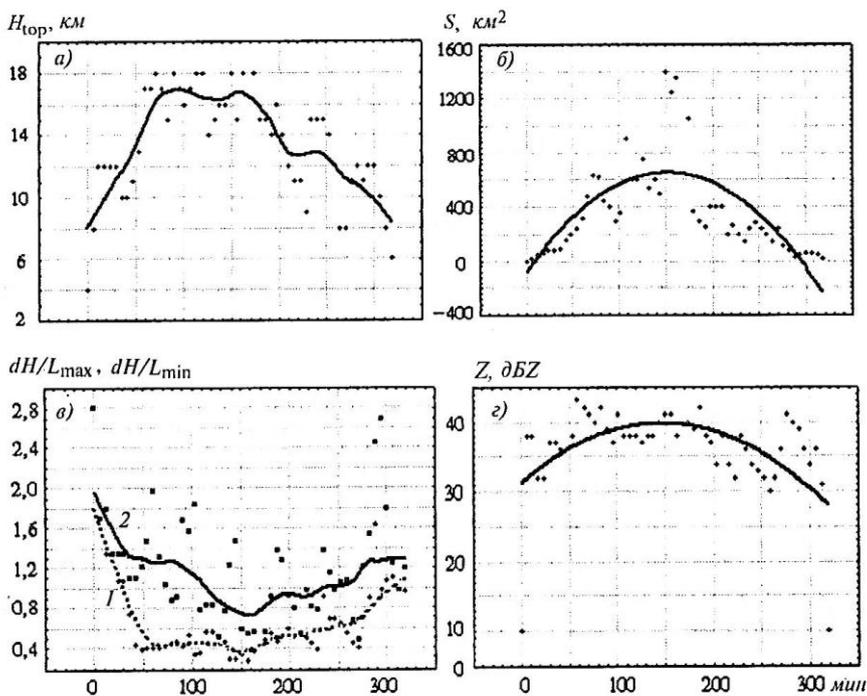


Рис. 5.5.3. Изменения характеристик облака во времени (время воздействия – с 144-й по 258-ю минуту)

а) высота верхней границы радиозаха; б) площадь облака (площадь проекции радиозаха на подстилающую поверхность); в) отношение вертикальной протяженности облака к горизонтальной протяженности; г) максимальная по облаку радиолокационная отражаемость. dH/L_{max} (1) и dH/L_{min} (2) – отношение мощности облака к его максимальной и минимальной горизонтальной протяженности соответственно.

Наряду с этими достаточно продолжительными периодами в жизни облака видны и менее продолжительные периоды. Их длительность составляет 20–30 мин, что подтверждает импульсный характер облачной конвекции [13, 30]. Из представленного графика не видно какого либо влияния воздействий на изменение верхней границы облака. Время воздействий – с 144-й по 258-ю минуту.

Другими важными характеристиками облака являются его горизонтальная протяженность и площадь. Авторами выполнен анализ следующих характеристик: максимальной (L_{\max}) и минимальной (L_{\min}) горизонтальной протяженности облака, а также его площади, которая вычислялась из предположения, что проекция облака на поверхность земли – прямоугольник. Несмотря на то, что это достаточно грубое приближение, такие данные могут быть использованы для анализа временных флуктуаций площади. Реальная площадь будет несколько меньше, чем полученная таким образом. Основные статистические характеристики облака, полученные за период его существования, приведены в табл. 5.5.1 (dH – мощность облака $H_{z_{\max}}$ – высота расположения максимальной радиолокационной отражаемости, V_{top} – скорость изменения высоты верхней границы).

Горизонтальные размеры облака велики – среднее значение L_{\max} равнялось 24,6 км, а L_{\min} – 12,5 км. Максимальные размеры облака были зарегистрированы, примерно, на 150 мин, как раз после начала активных воздействий. Максимальная протяженность облака превышала 20 км в 41% случаев из всех наблюдений, а L_{\min} превышала 10 км в 35% случаев из всех наблюдений. Площадь облака S достигла своего максимума также на 150 мин (рис. 5.5.36) и была равна 1400 км². Она превосходила 200 км² в 60% случаев и в 24% была больше 400 км².

Временной ход площади подтверждает тот факт, что максимум в развитии облака отмечался на 150 мин, здесь площадь достигает своего максимального значения (рис. 5.5.36). Аналогично флуктуациям высоты верхней границы отмечаются флуктуации площади с периодом 20–30 мин.

Сопоставлены флуктуации нормированных значений высоты верхней границы $H_{\text{top}} / H_{\text{top max}}$ с соответствующими нормирован-

ными значениями площади S / S_{\max} . Корреляция между этими двумя величинами отсутствует, однако интересно отметить, что обе кривые достигают своих максимальных значений примерно на 150 мин.

Таблица 5.5.1

Статистические характеристики параметров облака по радиолокационным данным

Параметр, единица измерения	Количество измерений	Среднее	Медиана	Минимальное значение	Максимальное значение	Стандартное отклонение
L_{\max} , км	54	24,6	23,5	1,0	50,0	13,8
L_{\min} , км	54	12,5	10,0	1,0	30,0	7,1
S , км ²	54	373,9	257,0	1,0	1400,0	360,2
dH / L_{\max}	54	0,67	0,51	0,27	2,80	0,44
dH / L_{\min}	54	1,18	1,10	0,48	2,80	0,52
$H_{z\max}$, км	54	5,1	5,0	2,0	8,0	1,6
V_{top} , м/с	53	0,1	0	-11,1	16,6	5,7

Отношение мощности облака к его горизонтальной протяженности является важной характеристикой, которая многократно исследовалась [26]. Построен график соответствующей зависимости от времени для максимальной и минимальной протяженностей. Из рисунка видно, что отношение dH / L_{\max} весьма близко к 0,4 в зрелой стадии развития облака (рис. 5.5.3в). Колебания отношения dH / L_{\min} более значительны, и во многих случаях оно близко к единице. В стадии развития отношение dH / L_{\min} больше, чем в стадии зрелости и разрушения, и во многих случаях превышает один. Это также означает, что в период зарождения и начального развития рост облака происходил в большей степени за счет развития основной ячейки, в дальнейшем процессы слияния с новыми ячейками в значительной степени определяли развитие облака.

Среднее значение отношения dH / L_{\max} равно 0,67, а соответствующее значение dH / L_{\min} – 1,18 (табл. 5.5.1). Отношение $dH / L_{\max} > 1$ в 9% случаев, а $dH / L_{\min} > 1$ в 44% случаев соответственно.

Максимальная скорость роста высоты радиоэха верхней границы облака составила 16,6 м/с, а максимальная скорость оседания – минус 11,1 м/с. В подавляющем большинстве случаев скорость роста (оседания) верхней границы находилась в пределах $-10 \div +10$ м/с. Отметим, что эти значения больше тех, которые были получены авторами при исследовании облаков на Кавказе [13], в этом районе скорость роста вершин не превосходила 7 м/с, но исследовались облака меньшей вертикальной протяженности.

Проводилось также измерение вертикальной скорости в фидерных облаках с самолета. Получено, что максимальная скорость восходящего потока в фидерных облаках, которые пересекал самолет, составила 12 м/с, что достаточно близко к скорости роста верхней границы основного облака, измеренного радиолокатором. Отметим, что скорость восходящего потока согласно данным численного моделирования облака, существенно меняется по вертикали и достигает своего максимального значения, равного 49,1 м/с на стадии развития в верхней половине облака (табл. 5.5.2).

Максимальная радиолокационная отражаемость находилась в пределах от 30 до 44 dBZ. Ее зависимость от времени представлена на рис. 5.5.3г. Аппроксимационная кривая показывает, что максимум в отражаемости наблюдается на 150 мин, что соответствует максимуму высоты верхней границы облака. Из графика не видно какого либо влияния воздействий на величину максимальной отражаемости.

Максимальное значение интенсивности дождя, полученное из отражаемости, равно 28,9 мм/час. Для пересчета отражаемости в интенсивность осадков I использовалось, полученное для Индии [29] уравнение $Z = 219 \cdot I^{1,41}$.

Отражаемость изменялась весьма сильно для разных периодов развития облака в зависимости от высоты над его основанием. Авторами выполнен расчет медианных значений отражаемости в зависимости от высоты (H). Получено [20], что

$$Z_{\text{med}} = 25,2 + 1,3H - 0,13 \cdot H^2,$$

где отражаемость Z_{med} выражена в dBZ, H – в км.

Максимальные медианные значения отражаемости были зарегистрированы на высоте 4–5 км.

Необходимо подчеркнуть, что значения отражаемости на высотах менее 3 км получены с большими погрешностями из-за наличия холмов, которые экранировали облака в некоторых направлениях.

Авторами также был выполнен анализ распределения отражаемости с высотой для некоторых выбранных моментов времени. Было зафиксировано увеличение максимальной отражаемости по мере развития облака. Можно также отметить сравнительно высокие значения указанной величины для мульти ячеякового облака в 8 ч 51 мин на больших высотах 14–16 км, которые были равны 15–20 dBZ.

Для зависимости высоты расположения максимальной отражаемости от времени разброс точек весьма значителен. Тем не менее, можно отметить увеличение высоты расположения максимальных значений отражаемости после 70 мин, т.е. после перехода облака в зрелую стадию развития. Среднее значение уровня максимальной отражаемости составило 5,1 км. Только в 20% случаев значение $H_{Z_{\max}}$ было больше 5,5 км. В стадии диссипации $H_{Z_{\max}}$ составляла 5 км или более.

Высота воздействий составляла около 6 км. Облака, на которые было проведено воздействие, как правило, после воздействий имели наибольшую отражаемость на достаточно больших высотах (6–8 км). Таким образом, это является косвенным подтверждением успешности воздействий. Разрушающиеся облака, как и следовало ожидать, характеризовались понижением уровня наибольших значений отражаемости.

Ранее мы отмечали, что экипаж самолета фиксировал грозовые разряды в облаке. Для Северо-запада России известна связь между числом разрядов в грозовом облаке за 1 мин (N) и его отражаемостью Z ($\text{мм}^6/\text{м}^3$) [29]:

$$N = -39,4 + 14,5 \cdot \lg(Z)$$

В первом приближении для исследованного облака можно было ожидать около 25 разрядов за одну минуту. Данные радиолокационных наблюдений за облаками были сопоставлены с результатами измерений со спутника «Метеосат» [27].

Наличие поля радиационной температуры, полученной по данным спутниковых измерений (ИК канал), позволяет провести исследования динамики наковальни, сформированной исследуемым облаком. Для выделения наковальни по данным измерений в окне прозрачности был применен пороговый метод: к наковальне была отнесена верхняя часть облака, температура в пикселях которой была ниже -40°C . На рис. 5.5.4 проиллюстрирован процесс развития наковальни исследуемого облака.

По данным спутниковых измерений, уже в самом начале наблюдений облако находилось в кучево-дождевой стадии, при этом началось формирование его наковальни. Кристаллы в верхнюю тропосферу доставляются достаточно компактной струей в начале развития наковальни. Далее, они начинают распространяться по горизонтали, занимая все большую и большую площадь. Таким образом, развитие наковальни идет как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении.

Постепенно ее верхняя граница достигает тропопаузы ($-100\div-110^{\circ}\text{C}$), которая ограничивает дальнейшее вертикальное развитие облака. Интересно отметить, что в 07 ч 30 мин – 08 ч 00 мин наблюдались два максимума высоты верхней границы, которые могут ассоциироваться с двумя ячейками, поставляющими кристаллы в верхние слои атмосферы. Радиолокационные данные подтверждают наличие в это же время двух ячеек в исследуемом облаке.

Минимальная измеренная температура облака со спутника составила -105°C . Это соответствует высоте 18,3 км.

Учитывая, что вертикальная протяженность слоя облака, формирующего излучение черного тела, составляет несколько сотен метров для кристаллических облаков [23–26], можно ожидать, что верхняя граница наковальни была несколько выше. Близкие значения были получены из данных радиолокатора, который также зафиксировал максимальную высоту радиоэха 18 км.

Заметное развитие наковальни в вертикальном направлении происходило с 7 ч 00 мин до 8 ч 30 мин. На это указывает уменьшение со временем как минимальной, так и средней температуры. Здесь облако выделялось по пороговой температуре -40°C .

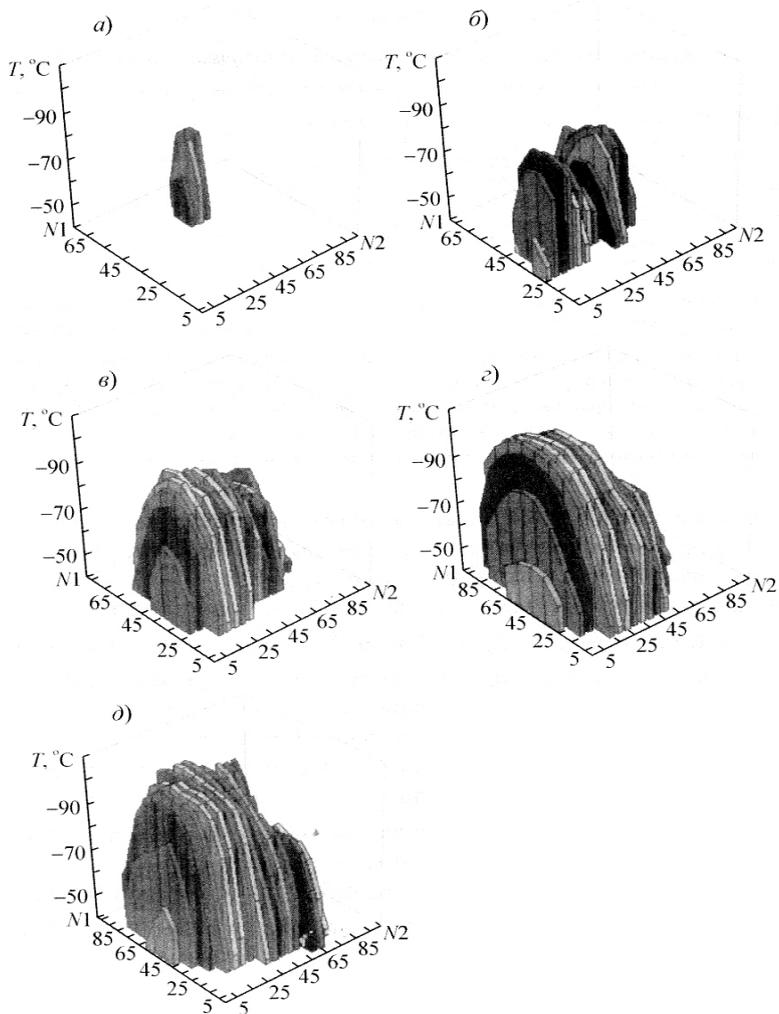


Рис. 5.5.4. Восстановленное трехмерное изображение поля температуры над облаком (наковальня) (горизонтальная плоскость – расстояние в километрах, вертикальная ось – измеренная температура)
 а – 7 ч, б – 7 ч 30 мин, в – 8 ч, г – 8 ч 30 мин, д – 9 ч.

Высота верхней границы наковальни, полученная по минимальной температуре, монотонно растет во времени. Скорость роста верхней границы составила в среднем 0,5 м/с, что обеспечило достаточно интенсивное формирование наковальни. Такая скорость роста верхней границы больше, чем средняя скорость (0,2 м/с), наблюдаемая при развитии вершин Сб [31].

Протяженность наковальни в направлении ведущего потока достигала 85 км к 9 ч 00 мин. При этом скорость распространения наковальни в горизонтальном направлении (в направлении ведущего потока) составила в среднем 32,4 км/час, что соответствует данным полученным ранее [31]. Максимальная высота, на которой была измерена скорость ветра радиозондом, составила 14,1 км. Значение скорости ветра было равно 59,8 км/час, т.е. скорость распространения наковальни была примерно в 2 раза меньше скорости ветра.

Максимальная площадь проекции облака на подстилающую поверхность по радиолокационным данным была равна 1400 км². Площадь наковальни по спутниковым данным существенно превосходит площадь облака по радиолокационным данным (в среднем в 6–8 раз). Она достигает 3675 км² к 9 ч 00 мин.

Перейдем к результатам численного моделирования. Было произведено моделирование конвективного облака, развивающегося в описанной выше атмосферной ситуации [20] с помощью описываемой модели. Моделирование активного воздействия осуществлялось путем варьирования радиуса облака, который в модели является параметром. Тем самым воспроизводилось слияние конвективных ячеек, имевшее место в реальных условиях, в том числе и при воздействии. В результате получено, что при увеличении радиуса облака R возрастают его мощность, скорость восходящего потока, водность, радиолокационная отражаемость и интенсивность осадков. Зависимость этих величин от радиуса приведена в табл. 5.5.2.

Таблица 5.5.2.

**Максимальные значения характеристик облака
за период его эволюции в зависимости от радиуса облака**

R , км	H_{BG} , км	w , м/с	q_w , г/м ³	q_c , г/м ³	q_r , г/м ³	q_i , г/м ³	Z_i , дБЗ	Z_r , дБЗ	Z_w , дБЗ	I , мм/ч
0,5	4,8	13,4	1,3	1,2	0,5	0,0	37	37	0	0,0
1,0	10,0	20,7	3,2	2,1	2,8	1,1	63	51	63	19,4
2,0	12,6	29,6	5,1	2,6	4,9	3,0	70	55	70	60,7
3,0	13,0	34,6	5,8	2,8	5,7	3,6	72	56	72	74,6
5,0	13,2	40,4	6,8	3,0	6,7	4,7	74	58	74	97,6
10,0	>15,0	45,3	7,3	3,1	7,3	5,4	75	58	75	116,6
25,0	>15,0	49,1	7,7	3,1	7,7	5,8	75	59	75	126,8

Здесь R – радиус облака, H_{BG} – высота верхней границы, w – максимальная вертикальная скорость, q_w – максимальная суммарная водность, q_c – максимальная водность облачных капель, q_r – максимальная водность дождевых капель, q_i – максимальная водность кристаллов, Z – максимальная отражаемость, Z_i – максимальная отражаемость ледяных осадков, Z_r – максимальная отражаемость жидких осадков, I – максимальная интенсивность дождя

Результаты расчетов естественного цикла развития облака показали следующее. Начиная с радиуса 1 км, имеет место значительное развитие облака, его верхняя граница превышает 10 км, и наблюдаются интенсивные осадки. Радиус облака оказывает существенное влияние на все характеристики. Так, начиная с $R = 10$ км верхняя граница облака превышает 15 км. Напомним, что по результатам наблюдений $H_{BG} > 18$ км. Вертикальные скорости в облаке очень велики и достигают почти 50 м/с для облака с большим радиусом. Максимальное значение водности также велико – 7,7 г/м³. Модель дает значительную водность как жидких, так и твердых осадков. Однако из исследуемого облака твердые осадки не выпадали, хотя крупа была зарегистрирована пилотами при пересечении облака. Высокие значения радиолокационной отражаемости, полученные из результатов расчетов, указывают на существенную роль твердых

частиц в суммарном значении отражаемости облака. В реальных условиях роль ледяной фракции была значительно ниже. Однако даже если рассматривать только отражаемость, связанную с жидкими осадками, то модельные значения намного превосходят те, которые отмечались в эксперименте. Кроме того, интенсивность осадков по результатам численного моделирования в несколько раз превосходит реально зафиксированную в облаке радиолокатором. Причина может быть связана с тем, что необходима некоторая настройка модели под специфические условия Индии, что может быть сделано на большом статистическом материале. Тем не менее, результаты моделирования качественно подтверждают то, что наблюдалось в натуральных условиях. В частности, слияние облаков при естественном развитии и после воздействия в натуральных условиях стимулировало вертикальное развитие, приводило к увеличению интенсивности осадков. Модельные расчеты подтвердили этот результат. Например, увеличение радиуса облака с 2 до 3 км (это может соответствовать процессу слияния с фидерным облаком) привело к росту вершины облака на 400 м. При этом наблюдалось увеличение максимального значения скорости восходящего потока на 5 м/с, интенсивность осадков возросла на 23%. Последний результат важен, т.к. он в значительной степени определяет эффективность выполненных воздействий, которые стимулировали развитие фидерных облаков, далее наблюдалось их слияние с основным облаком и его дальнейшее развитие по вертикали, а следовательно – увеличение осадков.

Таким образом, натуральный эксперимент и результаты численного моделирования показали, что развитие исследованного мощного тропического шторма в значительной степени определялось процессами слияния с фидерными облаками. Воздействия на фидерные облака привели к изменению распространения облака и стимулировали его развитие, что должно было сказаться на интенсивности осадков. Однако численные значения отражаемости, полученные из результатов экспериментов и данных моделирования, отличаются значительно. В натурном эксперименте были получены низкие значения отражаемости от облака, вершина которого превосходила 18 км. Максимальная отражаемость была 44 dBZ. Это меньше, чем можно ожидать от

такого большого облака, исходя из опыта авторов. Наблюдения с использованием радиолокатора за континентальными облаками в Альберте (Канада) показали, что значения максимальной отражаемости составляют более 50 dBZ для облаков с верхней границей более 7,5 км, и максимальной отражаемостью более 55 dBZ для облаков с верхней границей более 10,5 км [37]. Континентальные Cb с верхней границей более 10,5 км почти всегда содержат град, который формирует большие значения отражаемости.

Из исследованного облака не было зарегистрировано града. Можно полагать, что доминирующим механизмом формирования осадков в Индии является коагуляция капель. Можно предположить, что образование ледяных кристаллов обусловлено формированием зародышей кристаллов при замерзании капель, сопровождающееся выбросом сплинтеров [32].

Очень высокие скорости восходящих потоков способствуют появлению сплинтеров. Нами было показано ранее, что при высоких скоростях потоков замерзание капель может происходить на больших высотах (вследствие достаточно большого времени температурной релаксации) в условиях больших переохлаждений, последнее может явиться источником сплинтеров, сильно увеличивая количество мелких кристаллов, т.е. имеет место естественный засев облака, препятствующий формированию крупных ледяных кристаллов за счет явления конкуренции.

Многочисленные измерения отражаемости облаков в другие дни при проведении экспериментов также показали, что их значения были невелики. Все это указывает на отсутствие крупных ледяных частиц в облаках в Индии. Косвенным подтверждением этому является тот факт, что за время экспериментов не наблюдалось выпадения града, хотя осадки имели весьма высокую интенсивность.

Другой гипотезой, объясняющей отсутствие крупных ледяных частиц является следующая. При очень больших скоростях вертикальных потоков в облаке капли не успевают вырасти до значительных размеров и длительное время находятся в облаке на больших высотах. Затем часть из них замерзает, формируя частицы крупы, а не града. Некоторые погрешности, кроме то-

го, могли быть связаны с градуировкой радиолокатора, но они вряд ли существенно могли изменить полученные результаты.

Выводы

В данной главе представлены некоторые результаты исследований эффективности воздействий с использованием данных натуральных измерений с самолетов или с помощью дистанционных средств зондирования, а также данные численного моделирования для выбранных случаев. Рассмотрены эксперименты по увеличению осадков и по воздействию на град. Эксперименты по увеличению осадков выполнялись в России, Индии и в Саудовской Аравии. Воздействия на град осуществлялись в провинции Альберта (Канада). Для всех анализируемых экспериментов осуществлялось моделирование облаков, как в естественном цикле развития, так после воздействий кристаллизующим реагентом. Воздействие моделировалось мгновенным переводом облачных капель в кристаллы на выбранном уровне, соответствующем верхней границе исследуемого облака в натурном эксперименте. Выбор момента воздействия соответствовал времени, когда расчетное облако в своем развитии достигало высоты, соответствующей той, которая отмечалась в натурном эксперименте в момент воздействия.

В целом модель удовлетворительно рассчитывает характеристики облаков, находящихся в естественном цикле развития, а также при воздействиях. Ее применение существенно расширяет возможности оценки эффективности воздействий, т.к. имеется возможность моделирования облака с воздействиями и без них. Естественно, имеются и ограничения связанные с тем, что в модели не отражается весь комплекс микрофизических и динамических процессов, протекающих в облаке. Существенным недостатком является то, что в модели пространственно не разделяется зона выпадения осадков и восходящих потоков, что имеет место в достаточно развитых облаках, тем не менее выполненные эксперименты указывают на широкие возможности использования данной модели для оценки эффективности воздействий.

ГЛАВА 6

ПРОГНОЗ РАЗВИТИЯ КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКОВ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ ОПАСНЫХ ЯВЛЕНИЙ С ПОМОЩЬЮ ЧИСЛЕННОЙ НЕСТАЦИОНАРНОЙ ПОЛУТОРАМЕРНОЙ МОДЕЛИ

Наряду с решением исследовательских задач и контролем АВ, в 1990-х годах нестационарная полуторамерная модель конвективного облака была использована для разработки метода прогноза образования и развития конвективных облаков и связанных с ними опасных явлений погоды [2]. При его разработке использовались подходы, развитые ранее в целом ряде работ описывающих методы прогноза ливневых осадков, гроз, града [6, 8].

Прогноз развития конвективных облаков и связанных с ними опасных явлений (ливни, грозы, град, шквал) является важной и актуальной прикладной задачей в связи со значительным ущербом, который указанные явления наносят хозяйственной деятельности [1]. Следует отметить, что в условиях происходящих изменений климата повторяемость опасных явлений погоды неуклонно возрастает.

Разработанные к настоящему времени методы прогноза различаются количеством учитываемых критериальных параметров (2–4) и способом их определения. Так, методы прогноза развития гроз, разрабатывавшиеся в 1950-е – 1970-е гг., являлись чисто термодинамическими, причем, большинство авторов использовали метод закрытой частицы [6, 7].

В отличие от этого Н.С.Шишкин использовал метод слоя, позволяющий учитывать изменение температурно-влажностного вертикального строения атмосферы при развитии конвективных облаков (эффект компенсационного нисходящего движения воздуха в междоблачных промежутках). В качестве критериев развития облаков были приняты расчетная мощность облаков и максимальная скорость восходящего потока. Для построения прогностической стратификации был проведен статистический анализ данных вертикального зондирования за 03 и 15 ч и показано, что стратификация за 03 ч может быть использована для прогноза конвективных облаков на момент максимума кон-

векции, если в качестве прогностической температуры брать максимальную дневную температуру. Такой подход обеспечивал прогноз с оправдываемостью более 80%. С некоторыми уточнениями метод слоя был использован также для прогноза развития конвективных облаков в морских районах [5].

В 1990-х г. для прогноза образования и развития конвективных облаков была использована рассматриваемая в данной работе полуторамерная модель, которая дает возможность рассчитать не только мощность облака и скорости восходящего потока, но и водность облака, водность облачных и дождевых капель, микрофизические характеристики и др.

Рассмотрим пример использования модели для прогноза образования и развития конвективных облаков и связанных с ними опасных явлений [2–4].

Входными данными являются результаты радиозондирования. В табл. 6.1 проведены данные радиовеетрового зондирования, а в табл. 6.2 – полученные на их основе расчеты. К анализу привлекаются обобщенные данные самолетных измерений в выбранном регионе (Северо-Запад РФ), которые содержат информацию о том, при каких характеристиках облаков и осадков наблюдаются те или иные опасные явления (гроза, градобитие, обледенение самолетов, поражение самолетов молнией, болтанка и др.).

На выходе получается информация о пространственно-временном ходе динамических и микрофизических характеристик облака, на основании которой составляется прогноз образования и развития конвективных облаков.

Опасность поражения самолета молнией по данным натурных исследований зависит от максимальной вертикальной мощности облака, мощности переохлажденной части облака, интенсивности осадков и размеров самолета. Выявлены диапазоны значений указанных величин, при которых опасность поражения самолета молнией малая, средняя, высокая и очень высокая.

Интенсивность турбулентности оценивается на основании данных расчетов скорости восходящего потока.

Таблица 6.1

Данные радиоветрового зондирования

№,	p , мб	T , °C	T_{σ} , °C	№, п/п	p , мб	T , °C	T_{σ} , °C
1	1002	24,6	22,6	10	482	-15,3	-25,3
2	988	22,6	14,6	11	400	-26,1	-29,3
3	920	17,0	11,0	12	393	-27,1	-29,9
4	850	10,4	8,0	13	300	-41,7	-49,7
5	818	7,2	5,2	14	274	-47,1	-54,1
6	700	1,8	-0,7	15	250	-50,7	-56,7
7	656	-0,9	-4,2	16	235	-51,7	-57,7
8	535	-9,3	-12,9	17	200	-47,3	-55,3
9	500	-13,1	-22,1	18	187	-46,1	-55,1

Таблица 6.2

Полученные результаты

Параметр	Абсолютный максимум	Уровень достижения абсолютного максимума
скорость восходящего потока	16,3 м/с	2,8 км
водность облачных капель	2,3 г/м ³	3,2 км
водность дождевых капель	4,2 г/м ³	4,2 км
суммарная водность	4,9 г/м ³	4,0 км
Ледность	1,7 г/м ³	4,2 км
вертикальная мощность об-	8,4 км	—

Таблица 6.3

Опасность обледенения самолетов:

Скорость полета, км/ч	Нижняя граница слоя возможного обледенения, км	Уровень максимального обледенения, км
100	3,4	4,0
200	3,6	4,0
300	3,8	4,0
400	4,2	4,2
500	4,6	4,6
600	5,0	5,0
700	5,4	5,4
800	6,0	6,0
900	6,4	8,4

Дальность видимости в облаках и осадках вычисляется по данным о водности облачных частиц и осадков соответственно.

Опасность обледенения оценивается на основании данных о водности переохлажденной части облака.

Грозовая опасность (грозовые разряды, не связанные с присутствием самолета), определяется максимальными значениями скорости восходящего потока, вертикальной мощности облака, водности и ледности.

Градовая опасность определяется непосредственно из расчетных данных о ледности кристаллических осадков.

Перечислим результаты прогноза для указанного выше случая.

Опасность поражения самолетов разных типов молнией:

- Самолеты Ил-76, Ил-86, А-300: опасность поражения очень высокая.
- Самолеты Ил-62, Ту-154, Як-42, Як-40, Ту-134: опасность поражения высокая.

Интенсивность турбулентности в занимаемом облаком столбе атмосферы (оценка по максимуму):

Турбулентность сильная. Слой наибольшей интенсивности турбулентности: 2,3–3,3 км.

Интенсивность турбулентности в слое 0,0–1,0 км:

- 0,0 , 0,2 км – слабая;
- 0,4 , 0,6 , 0,8 , 1,0 км – умеренная.

Дальность видимости в облаке и осадках:

Минимальная горизонтальная дальность видимости в облаке составляет 10 м.

Минимальная горизонтальная дальность видимости в осадках:

- на высотах 0,0–0,6 км – не ограничена;
- на высоте 0,8 км – видимость 19,5 км;
- на высоте 1,0 км – видимость 19,4 км.

Опасность обледенения самолетов:

В табл. 6.3 проведены данные по опасности обледенения самолетов. Обледенение сильное.

Грозовая опасность:

Гроза прогнозируется.

Опасность возникновения града:

Появление градин опасных размеров возможно в слое: 2400–9000 м.

Появление особо опасного града ожидается в слое: 3000–8000 м.

Для подтверждения возможности использования полуторамерной модели для прогноза образования и развития конвективных облаков и связанных с ними опасных явлений были выполнены оценки оправдываемости прогноза для Северо-Западного региона РФ по методике утвержденной ЦК ГУГМС в 1970 г. [6]. Качество прогноза оценивалось для прогноза грозы. Этот выбор был обусловлен возможностью определения наличия грозовых очагов с помощью МРЛ-5. Испытания осуществлялись в АМЦ «Пулково» в теплый период 1997–1998. Общая оправдываемость прогноза составила 69–83%; оправдываемость прогнозов с грозой – 65–69%; оправдываемость прогнозов без грозы – 68–86%; предупреждение гроз – 55–61%. Таким образом, результаты испытаний показали достаточно высокую оправдываемость прогноза, а ЦМКП Росгидромета сочла возможным рекомендовать рассмотренный метод, основанный на применении полуторамерной модели, в оперативной практике при адаптации к местным условиям.

Выводы

Конвективные облака и связанные с ними явления представляют определенную опасность для разных отраслей хозяйства (авиация, сельское хозяйство, связь, электроэнергетика и др.). В связи с этим важной и актуальной является задача их прогноза. Метод прогноза образования и развития конвективных облаков и связанных с ними опасных явлений (ливни, грозы, град, шквалы) с использованием полной численной нестационарной полуторамерной модели конвективного облака увеличивает количество предикторов и делает прогноз более надежным по сравнению с использовавшимися ранее. Метод прогноза прошел независимое тестирование. Результаты проверки показали его достаточно высокую оправдываемость (не менее 80%).

ГЛАВА 7

ПРИМЕНЕНИЕ ЧИСЛЕННОЙ НЕСТАЦИОНАРНОЙ ПОЛУТОРАМЕРНОЙ МОДЕЛИ КОНВЕКТИВНОГО ОБЛАКА В КОМПЛЕКСЕ С МОДЕЛЬЮ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКОВ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ ЯВЛЕНИЙ ПО БОЛЬШОЙ ТЕРРИТОРИИ

7.1. Концепция комплексного использования моделей разного пространственно-временного масштаба для исследования атмосферных процессов

Важной и актуальной задачей является изучение пространственно-временного распределения образования и развития конвективных облаков и связанных с ними явлений. При этом представляет интерес не только распределение тех или иных явлений по заданной территории в течение короткого времени, но и климатическая изменчивость этого распределения.

Моделирование изменений климатических факторов на сегодняшний день выполняется с использованием моделей глобального и регионального масштабов [10, 12–14], в том числе ансамблей таких моделей. В таких моделях используются большие пространственные масштабы (применительно к климатическим задачам характерные значения шагов по координатам для глобальных моделей – 100–200 км, для региональных – 10–50 км), что позволяет охватить большие территории. Однако особенностью этих моделей является параметрический подход к описанию облачной конвекции [11], что не позволяет детально исследовать процессы формирования конвективных облаков, осадков и связанных с ними опасных явлений (ливни, грозы, град, шквалы и др.), которые носят сугубо локальный характер, а также получать такие параметры облаков, как высота верхней и нижней границ облаков, водность, ледность, радиолокационная отражаемость, интенсивность осадков и др. Решение этой проблемы возможно при комплексном использовании крупномасштабных моделей и локальных моделей облачной конвек-

ции. К числу последних относится рассматриваемая в данной работе полуторамерная модель конвективного облака.

Концепция комплексного использования моделей разного пространственного масштаба состоит в том, что выходные данные крупномасштабных моделей, полученные для разных точек земной поверхности, используются как начальные данные в модели мелкомасштабной, т. е. в полуторамерной модели конвективного облака.

Данный подход применяется впервые и представляет новизну. Ниже в качестве первого примера рассмотрено использование полуторамерной модели с данными реанализа, а в качестве второго примера – использование полуторамерной модели с данными, полученными по расчетам с помощью модели общей циркуляции атмосферы.

7.2. Исследование распределения грозовой и ливневой активности над территорией России с использованием полуторамерной модели и данных реанализа

Как уже отмечалось, в численной нестационарной полуторамерной модели конвективного облака [2, 4] в качестве начальных используются данные радиозондирования атмосферы.

Эти данные, регулярно получаемые от одного до четырех раз в сутки, привязаны к пунктам радиозондирования. Эти пункты расположены по территории земного шара, в том числе России, крайне неравномерно. Кроме того, их количество в России недостаточно. Таким образом, достаточно подробно исследовать пространственно-временную изменчивость образования и развития конвективных облаков и связанных с ними явлений (ливни, грозы, град, шквалы)

Восполнить недостаток данных можно за счет использования данных реанализа [15], которые дают детальную картину пространственного распределения основных метеопараметров как по вертикали, так и по горизонтали. Эти данные представляют собой сочетание данных натуральных наблюдений (наземных, самолетных, спутниковых) и результатов их статистической обработки. Последнее позволяло восстановить значения полей вели-

чин в местах, где отсутствовали данные измерений. Данные реанализа по пространственно-временному распределению полей температуры и влажности было предложено использовать в качестве начальных для полуторамерной модели в соответствии с выбранной концепцией.

Ниже приведены результаты численных экспериментов по моделированию развития конвективных облаков и оценке их ливневой и грозовой активности с использованием полуторамерной модели и данных реанализа ERA-40 на территории России (за 20-летний период 1981–2000 гг., с разрешением по горизонтали $2,5^\circ \times 2,5^\circ$) [2, 15].

Проведено тестирование указанного подхода, которое состоит в сравнении результатов расчетов с данными наземных метеорологических станций.

Расчеты образования и развития конвективных облаков и связанных с ними явлений производились в следующем порядке [2]:

1. Для территории России был сформирован массив данных для трех летних месяцев (июнь, июль, август) за период 1981–2000 гг.
2. Для каждого из узлов горизонтальной сет из данных реанализа ERA-40 за четыре срока (00, 06, 12 и 18 ч UTC) каждого дня были выбраны вертикальные профили температуры и влажности
3. Вертикальные профили температуры и влажности были адаптированы к полуторамерной модели путем аппроксимации на вертикальную сетку с шагом 200 м.
4. Полученные профили использовались в качестве начальных данных для расчетов по полуторамерной модели. На выходе получалась информация об основных характеристиках конвективных облаков, образующихся в указанных условиях (вертикальные профили скорости восходящего потока, влажности, ледности, водности переохлажденной части и др., а также, высоты верхней и нижней границ облака и интенсивность осадков).
5. На основании анализа указанных характеристик с использованием эмпирических закономерностей [1, 3, 5, 6, 9] (см. также главу 6) получалась информация о ливневой и грозовой

вой активности в каждой точке горизонтальной сетки в каждый момент времени с интервалом 6 часов. Сведения о ливневых осадках получают непосредственно на выходе полуторамерной модели. Наличие (отсутствие) грозовой активности определяется в соответствии со следующим критерием: если высота верхней границы облака составляет не менее 5,4 км, абсолютный максимум скорости восходящего потока – не менее 5 м/с и абсолютный максимум водности – не менее 1 г/м³, считается, что гроза имеет место.

6. Считалось число дней с конвективными осадками и с грозой за каждый месяц (июнь, июль, август). Дни учитывались, если соответствующее явление имело место хотя бы в один из четырех сроков.

В результате получено распределение числа дней с конвективными осадками и с грозой для каждого месяца по территории России и построены соответствующие карты (как за отдельно взятые годы, так и за период 1981–2000 гг.). На рис. 7.2.1 а, б, в приведены карты распределения числа дней с конвективными осадками и грозами в среднем за 20-летний период для июня, июля и августа соответственно.

Из рисунков видно, что распределение числа этих дней по территории России крайне неравномерно как в пространстве, так и во времени.

Наибольшая конвективная деятельность в теплом сезоне года в среднем наблюдается в июле; при этом в июне и августе она оказывается несколько меньшей. Это связано с сезонным ходом приземной температуры, характерным для большинства районов России, и согласуется с данными натуральных наблюдений.

Наибольшее развитие облачной конвекции наблюдается в центральном и южном районах ЕТР, а также на Дальнем Востоке и на юге Приморья. Для этих районов среднее число дней с грозой ($N_{гр}$) в июле достигает 8, а число дней с конвективными осадками ($N_{осад}$) – 27.

Эти показатели также являются достаточно высокими для центра Западно-Сибирской равнины (8 и 21 соответственно). На северо-западе России, в Поволжье, на Урале, в остальных ча-

стях Западно-Сибирской равнины среднее значение $N_{\text{гр}}$ в июле достигает 4–6, а $N_{\text{осад}}$ – 15–18. Как и ожидалось, развитие конвекции практически не наблюдается на побережье Северного Ледовитого океана, в приполярных районах, а также в тундре и тайге Восточной Сибири и Дальнего Востока. В приполярных районах особо следует выделить район Чукотки, где повторяемость конвективных явлений заметно отлична от нуля ($N_{\text{гр}}=1\div 2$, $N_{\text{осад}}=6\div 9$).

В целом, полученные результаты согласуются с данными наблюдений. Расчеты показали, что $N_{\text{гр}}$ и $N_{\text{осад}}$ достаточно хорошо коррелируют между собой. Из карт, представленных на рис. 7.2.1, видно, что пространственный ход $N_{\text{гр}}$ в большинстве случаев подобен пространственному ходу $N_{\text{осад}}$. Это соответствует наблюдаемым данным, так как грозы, как правило, сопровождаются ливнями.

Для сравнения результатов расчетов с натурными данными были собраны и обобщены многолетние натурные данные о распределении числа дней с грозой по территории России по наблюдениям на наземных метеорологических станциях. Рассмотрено 635 станций, расположенных в разных регионах, за 30-летний период 1936–1965 гг. [8]. Отметим, что использование более ранних данных, по сравнению с модельными, можно считать оправданным, так как климатические изменения в промежутке между указанными периодами невелики.

Тестирование осуществлялось путем сравнения расчетных данных с данными наблюдений на наземных метеорологических станциях.

Поскольку расположение станций не является регулярным, для сравнения была выполнена билинейная интерполяция расчетных данных из узлов сетки реанализа в точки расположения станций. Затем производилось сравнение интерполированных результатов расчетов по моделям с натурными данными.

Для валидации было выбрано число дней с грозой, поскольку систематизированные данные о количестве дней с конвективными осадками в литературе практически отсутствует. Правомерность такого подхода обусловлена тем, что, как указано выше, пространственно-временное распределение грозовой активности хорошо коррелирует с пространственно-временным

распределением ливневых осадков. Таким образом, для валидации можно выделить один параметр – $N_{гр}$.

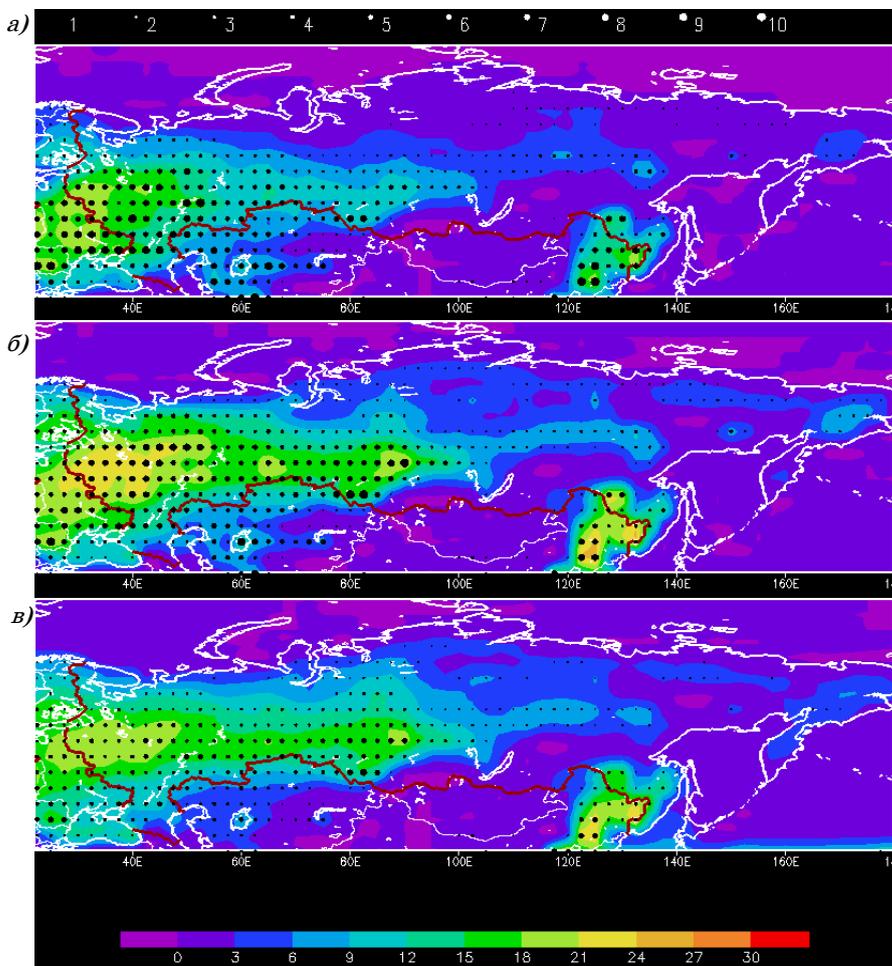


Рис. 7.2.1. Распределение среднего числа дней с грозой (маркеры) и среднего числа дней с конвективными осадками (цветовая заливка) по территории России (результаты расчетов по МКО с использованием данных реанализа ERA-40).

а – июнь, *б* – июль, *в* – август.

При сравнение расчетных данных с натурными использовалась следующая относительная величина, характеризующая их расхождение и измеряемая в процентах:

$$q = \frac{|N_{\text{гррасч}} - N_{\text{грнат}}|}{N_{\text{грнат}}}$$

где $N_{\text{гррасч}}$ и $N_{\text{грнат}}$ – число дней с грозой по результатам расчетов с использованием данных реанализа, интерполированное в точку расположения станции, и по данным натуральных наблюдений соответственно.

Результаты сравнения представлены на рис. 7.2.2.

Значения q ранжированы по диапазонам с шагом 10%. На гистограммах представлено абсолютное число станций, для которых q попадает в тот или иной диапазон. Из рисунков видно, что в целом число станций, для которых значение q невелико (от 0 до 10%), оказывается наибольшим. Особенно сильно это выражено для июня и августа. Число станций, для которых расхождение составляет несколько десятков процентов, достаточно заметно, однако с увеличением q это число в целом снижается.

Неполное соответствие между данными расчетов и натуральных наблюдений неизбежно. Очевидно, что в реальных условиях играют значительную роль процессы, которые являются подсеточными по отношению к сетке данных реанализа.

Аналогичные гистограммы были построены для разных регионов России. Наименьшие значения q были получены для Северо-Запада РФ, наибольшие – для горных районов (Кавказ, Восточная Сибирь). Это связано с тем, что в горных районах значительную роль в образовании и развитии конвективных облаков играет орография, которая не учтена в полуторамерной модели.

Несмотря на имеющиеся расхождения, можно утверждать, что численная нестационарная полуторамерная модель конвективного облака в целом удовлетворительно воспроизводит развитие конвекции в реальных условиях. Она может быть использована в комплексе с крупномасштабными моделями для иссле-

дования распределения повторяемости опасных явлений, связанных с облачной конвекцией, по большим территориям.

7.3. Исследование распределения грозовой, ливневой, градовой и шкваловой активности над территорией России с использованием полуторамерной модели и модели общей циркуляции атмосферы

Приведем пример комплексного использования двух численных моделей: полуторамерной модели конвективного облака и глобальной модели общей циркуляции атмосферы (МОЦА), версия T42L25. В отличие от примера, рассмотренного в предыдущем параграфе, в качестве начальных данных в полуторамерной модели используются результаты расчетов по глобальной модели.

Задачей является исследование возможных изменений грозовой, ливневой, градовой и шкваловой опасности на территории России при изменении климата.

Предварительно с помощью МОЦА были проведены ансамблевые расчеты будущих изменений климата по сценарию A2 МГЭИК [7]. Модель включала учет основных климатообразующих процессов в параметризованном виде: перенос солнечной и длинноволновой радиации в облачной атмосфере, крупномасштабную конденсацию водяного пара и конвекцию, турбулентные процессы в пограничном слое и свободной атмосфере, перенос тепла и влаги в деятельном слое почвы на континентах, процессы таяния и накопления снега и др.

Для проведения расчетов развития конвекции была подготовлена база данных по вертикальным профилям температуры и влажности, сформированная с помощью МОЦА за периоды 1981–2000 гг. и 2041–2060 гг. Эти данные, как уже упоминалось, являются начальными для полуторамерной модели.

Адаптация этих данных к полуторамерной модели была выполнена путем интерполяции на вертикальную сетку с шагом 200 м.

В качестве примера по результатам проведенных расчетов в таблице 7.3.1 приведены карты, распределения грозовой актив-

ности по территории России. Здесь же приведено прогнозируемое изменение грозовой активности в период 2041–2060 гг. по сравнению с периодом 1981–2000 гг.

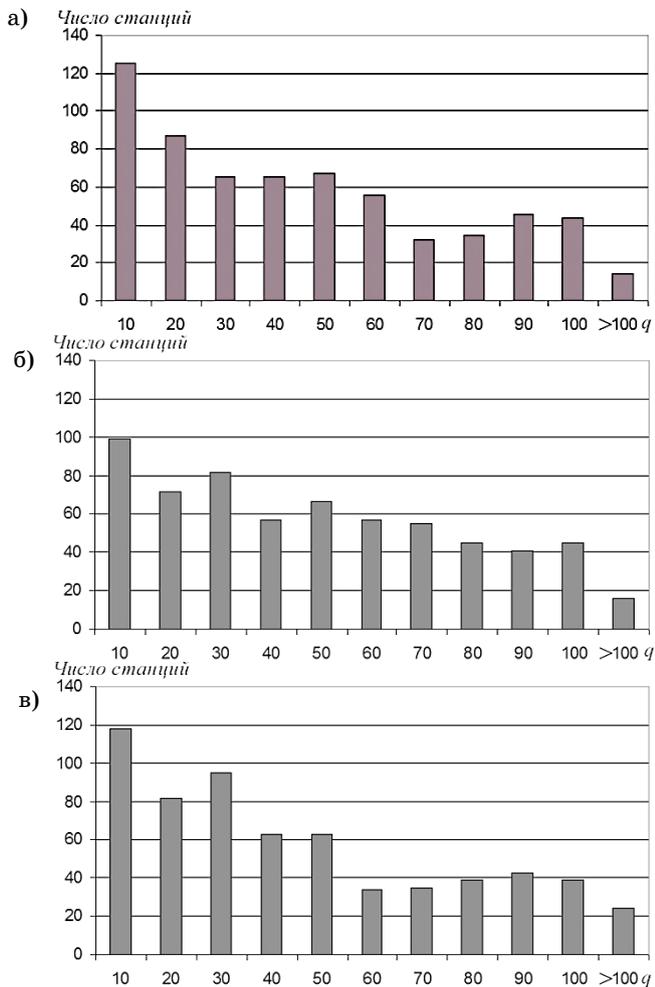


Рис. 7.2.2. Расхождение расчетных и натуральных данных, %.
а – июнь, б – июль, в – август.

В таблице 7.3.2 приведены карты прогнозируемого изменения ливневой, градовой и шкваловой активности в период 2041–2060 гг. по сравнению с периодом 1981–2000 гг.

Анализ карт показывает, что изменение числа дней с теми или иными опасными явлениями существенно меняется в зависимости от региона РФ, а также зависит от месяца. Рассмотрим карты подробнее.

Ливневая активность. Ливневая активность обладает наибольшей пространственной изменчивостью по сравнению с другими явлениями.

В июне заметного увеличения числа дней с ливнем $N_{\text{лив}}$ в период 2041–2060 гг. по сравнению с периодом 1981–2000 гг. не получено нигде, кроме отдельных районов на границе Западной и Восточной Сибири (здесь и далее идет речь о среднем числе дней с тем или иным явлением в течение указанного месяца). Наряду с этим, в ряде регионов России имеет место уменьшение $N_{\text{лив}}$: так, на возвышенностях южной половины ЕТР оно уменьшается на 2–3 дня, а на Средне-Русской возвышенности и в Предкавказье – более чем на три.

В июле увеличение $N_{\text{лив}}$ на 3 и более дней прогнозируется на Алтае, в Саянах, на берегу Чешской губы. Увеличение от 2 до 3 дней имеет место на побережье Баренцева и Карского морей, от 1 до 2 дней – на Северо-Западе ЕТР, на Таймыре, на южном берегу Охотского моря. Уменьшение $N_{\text{лив}}$ прогнозируется для запада Карелии, Южного Урала и центра Западно-Сибирской равнины.

В августе увеличение $N_{\text{лив}}$ на 3 и более дней прогнозируется на о-ве Новая Земля, п-ове Ямал, в районе г. Новосибирска и в нижнем течении р. Енисей.

Увеличение $N_{\text{лив}}$ на 2–3 дня имеет место на Среднем Урале, в бассейне р. Енисей а также в остальной части о-ва Новая Земля и п-ова Ямал.

Значение $N_{\text{лив}}$ увеличивается на 1–2 дня в среднем Поволжье, на Северном и Центральном Урале, на Западно-Сибирской равнине, на Средне-Сибирском плоскогорье и на Юго-Западном берегу Байкала. Уменьшение $N_{\text{лив}}$ наиболее заметно в районе Сыктывкара, а также на Южном Урале.

Таблица 7.3.1

Прогнозируемое изменение грозовой активности в период 2041 – 2060 гг. по сравнению с периодом 1981 – 2000 гг. по результатам расчетов по полуглобальной модели конвективного облака с использованием данных климатической модели (цветовая заливка – среднее число дней с грозой)

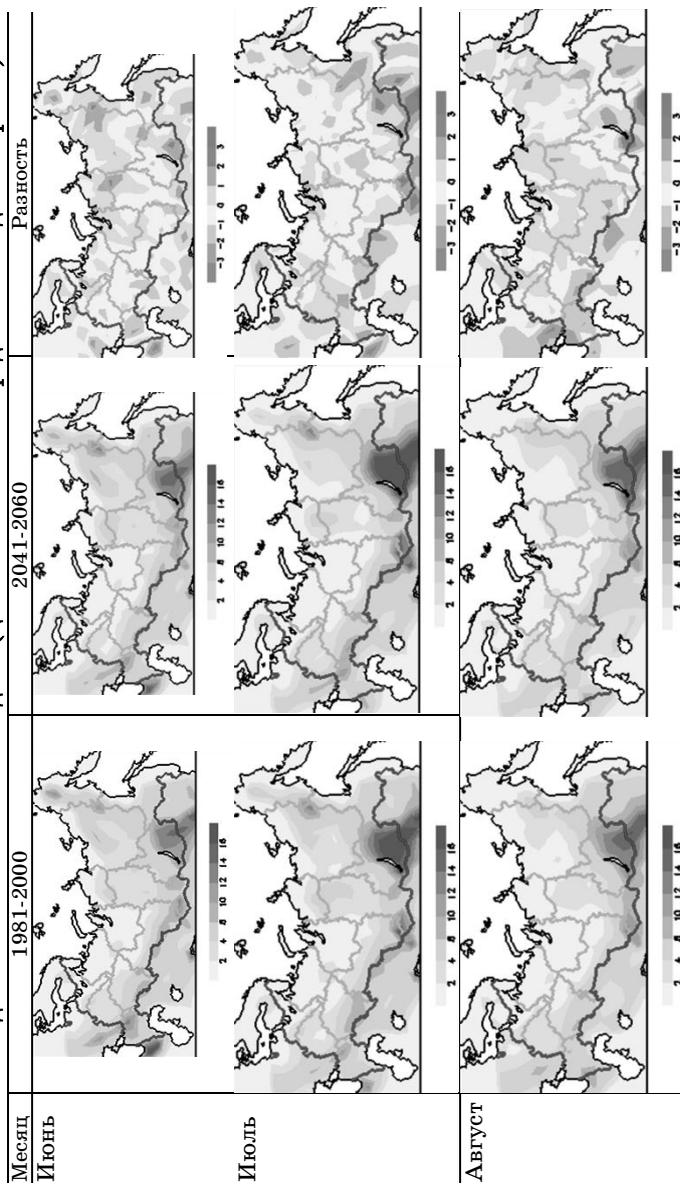
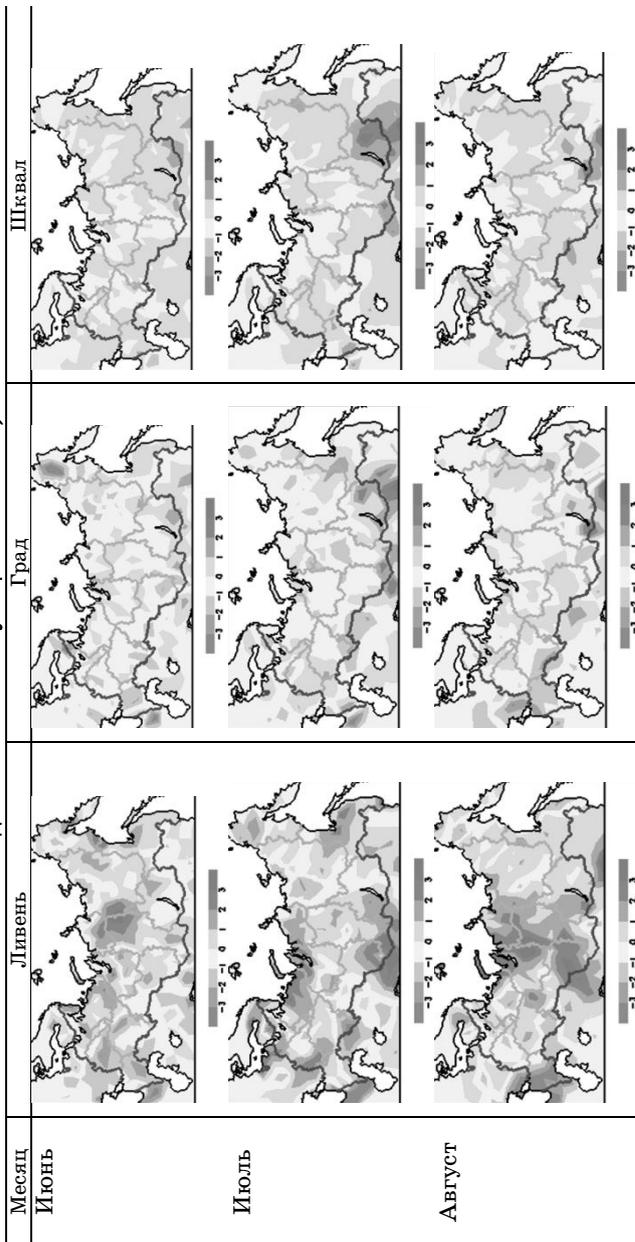


Таблица 7.3.2

Прогнозируемое изменение ливневой, градовой и шквальной активности в период 2041 – 2060 гг. по сравнению с периодом 1981 – 2000 гг. по результатам расчетов по полупараметрической модели конвективного облака с использованием данных климатической модели (цветовая заливка – среднее число дней с соответствующим явлением)



Грозовая активность. В июне прогнозируемое увеличение числа дней с грозой $N_{гр}$ на 1–3 получено на севере Средне-Сибирского плоскогорья, в Забайкалье и в районе реки Колымы. Уменьшение на 1 – 2 дня имеет место на западе Средне-Русской возвышенности, в Предкавказье, на Южном Урале и в Саянах; заметное уменьшение грозовой активности выявлено для Калмыкии (до трех дней).

В июле увеличение $N_{гр}$ на 1–2 дня имеет место на Юго-Западе ЕТР, в Предкавказье, в Саянах, на Алтае, в районе озера Байкал и на п-ове Таймыр. Значительное увеличение (на 2–3 дня и выше) имеет место на Алтае и на Становом нагорье. Заметное уменьшение $N_{гр}$ получено на юге Урала, на юге и западе Средне-Сибирского плоскогорья, а также в районе Чукотки.

В августе наиболее заметное увеличение $N_{гр}$ имеет место в районе Байкала, а наиболее заметное уменьшение – на юге Урала.

Градовая активность. В июне наиболее сильное прогнозируемое увеличение числа дней с градом $N_{гд}$ получено в Забайкалье и в Саянах (на 1–2 дня), а наиболее сильное уменьшение – на севере Карелии, на Южном Урале и в центре Чукотки (на 2–3 дня). Области уменьшения $N_{гд}$ примерно на два дня имеют место на северо-востоке Азиатской части России.

В июле распределение изменения $N_{гд}$ по территории России близко к июньскому, но само изменение слабее (в экстремумах – около 2 дней). Особенно заметно снижение градовой активности на Южном Урале.

В августе по-прежнему заметно увеличение $N_{гд}$ на юге Байкала и в Забайкалье. Из областей, где $N_{гд}$ уменьшается, следует выделить Кавказ. В этом регионе особое внимание уделяется борьбе с градобитиями.

Шквальная активность. В июне и августе наиболее сильное прогнозируемое увеличение числа дней со шквалом $N_{шк}$ имеет место в районе Байкала и Забайкалье (до 2–3 дней). В остальных регионах России изменение $N_{шк}$ мало заметно и, в основном, не превышает по модулю один. В июле же в районе Байкала и в Забайкалье увеличение $N_{шк}$ превышает три.

Таким образом, на основании проведенных исследований, можно выделить район (Байкал и Забайкалье), где прогнозиру-

емое увеличение повторяемости опасных явлений погоды в 2041–2060 гг. оказывается наиболее заметным. Напротив, на Южном Урале прогнозируется снижение повторяемости практически всех опасных явлений во все летние месяцы.

Выводы

С использованием численной нестационарной полуторамерной модели конвективного облака и данных реанализа ERA-40 проведены расчеты грозовой и ливневой активности на территории России за теплый период (июнь – август) 1981–2000 гг. за четыре срока наблюдений (00 ч, 06 ч, 12 ч, 18 ч). При расчетах использовалась пространственная сетка с шагом $2,5^\circ \times 2,5^\circ$. Этот шаг в большинстве случаев удовлетворяет требованиям репрезентативности данных радиозондирования.

В результате получено и проанализировано распределение числа дней с грозой и дней с конвективными осадками по территории России. В целом, оно соответствует наблюдаемым данным. Показано, что число дней с грозой и с конвективными осадками хорошо коррелируют между собой.

Данные расчетов показали, что максимальное число дней с конвективными осадками и с грозами для большинства регионов России наблюдается в июле. Это согласуется с данными натурных наблюдений.

Наибольшее развитие облачной конвекции, по данным расчетов, наблюдается в центральной и южной частях ЕТР, а также на Дальнем Востоке, в южном Приморье. Для этих районов среднее число дней с грозой в июле достигает 8, а число дней с конвективными осадками 27.

Собраны и проанализированы многолетние натурные данные о распределении числа дней с грозой по территории России по данным наблюдений на наземных метеорологических станциях (около 600 станций, расположенных в разных регионах). С использованием этих данных выполнено тестирование полученных результатов. Сопоставление результатов расчетов с данными наблюдений показало удовлетворительное их соответствие.

С использованием численной нестационарной полуторамерной модели конвективного облака и выходных данных глобальной модели общей циркуляции атмосферы (МОЦА) исследованы возможные изменения грозовой, ливневой, градовой и шквальной опасности на территории России при изменении климата.

Подготовлена база данных по вертикальным профилям температуры и влажности, полученная с помощью МОЦА за периоды 1981–2000 г. и 2041–2060 гг. Проведена адаптация полуторамерной модели к выходным данным МОЦА о температурно-влажностном строении атмосферы путем их интерполяции на вертикальную сетку с шагом 200 м. Выполнены расчеты по полуторамерной модели с использованием адаптированных вертикальных профилей температуры и влажности, полученных с помощью глобальной (версия T42L25) модели ГГО за периоды 1981–2000 гг. и 2041–2060 гг.

По результатам расчетов построены карты изменения ливневой, грозовой, градовой и шквальной активности в 2041–2060 гг. по сравнению с периодом 1981–2000 гг. в разные месяцы летнего сезона.

Получено, что изменение повторяемости опасных явлений, связанных с конвективными облаками, является весьма неравномерным. Так, можно выделить районы (Байкал и Забайкалье), где прогнозируемое увеличение повторяемости опасных явлений погоды в 2041–2060 гг. в результате климатических изменений, прогнозируемых по МОЦА, оказывается наиболее заметным. Напротив, на Южном Урале прогнозируется снижение повторяемости практически всех опасных явлений во все летние месяцы.

Таким образом, разработан подход, основанный на совместном использовании модели малой размерности, к числу которых относится полуторамерная модель, с крупномасштабными численными моделями, а также с данными реанализа. Данный подход позволяет успешно решать задачу диагноза и прогноза образования и развития конвективных облаков и связанных с ними опасных явлений на больших территориях.

В дальнейшем представляется целесообразным продолжить работы в данном направлении исследований. Перспективой, по-видимому, является: 1) исследование влияния полноты учета

микрофизических процессов на повторяемость опасных явлений погоды; 2) уточнение критериальных значений характеристик опасных явлений, определяющих возможность их возникновения; 3) исследование фактора синоптической ситуации и свойств подстилающей поверхности в разных регионах РФ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ГГО была разработана и реализована на ЭВМ полная численная нестационарная полуторамерная модель конвективного облака с параметризованной микрофизикой. В дальнейшем была исследована чувствительность модели к параметрам, используемым в динамическом и микрофизическом блоках. Полученные результаты показали возможность использования модели для решения ряда фундаментальных и прикладных задач физики облаков.

Создан ряд модификаций разработанной модели. Различие модификаций состояло в наличии или отсутствии учета тех или иных процессов (электризация и разделение зарядов, взаимодействие облаков и осадков с аэрозольными частицами разного происхождения), а также учета статистических взаимосвязей между характеристиками облаков и связанных с ними явлений.

В данной монографии приведено обобщение результатов разработки и использования разных версий модификаций модели.

Опыт работы с этой моделью показал, что, несмотря на ее относительную простоту, она позволяет получать и интерпретировать данные о пространственно-временном распределении основных характеристик конвективных облаков (скорость восходящего потока, высота верхней границы, радиолокационная отражаемость, водность, ледность, объемная плотность электрического заряда, напряженность электрического поля и др.). Малое время реализации позволяет использовать ее в оперативных целях, например, для прогноза развития конвективных облаков и связанных с ними явлений, а также для оценки эффекта активных воздействий на такие облака и контроля работ по проведению активных воздействий.

Разные версии модели тестировались по данным самолетных и радиолокационных наблюдений. Тестирование показало высокую оправдываемость результатов расчетов высоты верхней и нижней границ облака, радиолокационной отражаемости, интенсивности и количества осадков, а также диагностики наличия (отсутствия) грозы.

В процессе разработки модели изучались физические аспекты фазовых и микроструктурных преобразований в облаке. Бы-

ли получены новые физические результаты относительно влияния динамики воздушных потоков в облаке на скорость протекания облачных процессов, а также влияния на эти процессы электрических эффектов. Исследовано влияние стратификации на эволюцию облака и осадков, в том числе на интенсивность конвекции и на мощность конвективных облаков. Уточнены критерии определения стадий жизни облака и выбора оптимального места и времени активного воздействия.

Впервые применено комплексное использование указанной модели в сочетании с глобальной климатической моделью, также разработанной в ГГО. Комплекс из двух моделей использовался для прогноза климатических изменений грозовой, ливневой, шкваловой и градовой активности на территории России.

Намечены пути к дальнейшему усовершенствованию модели за счет уточнения физики ряда процессов, в первую очередь электрических (например, влияния полей и зарядов на фазовые переходы воды).

Наряду с моделями большой размерности, одномерные (полуторамерные) нестационарные модели являются полезным инструментом для решения определенного круга фундаментальных и прикладных задач физики облаков.

Настоящая монография подготовлена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта 13-05-92697 ИНД_а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ К ВВЕДЕНИЮ

1. Баранов В.Г. К вопросу о диффузионном заряджении мелких капель воды, растущих за счет конденсации // Труды ГГО. 1983. Вып. 469. С. 6–12.
2. Баранов В.Г., Веремей Н.Е., Власенко С.С., Довгалюк Ю.А. (1997) Численная нестационарная модель электризации конвективного облака, содержащего твердые аэрозольные частицы // Вестник СПбГУ. Серия 4: Физика, химия. Вып. 3. №18. С. 23–30.
3. Баранов В.Г., Веремей Н.Е., Власенко С.С., Довгалюк Ю.А. (1997) Численное моделирование активных воздействий на конвективные облака с целью предотвращения гроз // Облака и радиация: Сб. трудов ГГО. – СПб., 1996. 50 с. – Деп. в ИЦ ВНИИГМИ – МЦД. №1197 – ГМ97.
4. Баранов В. Г., Довгалюк Ю. А. (1983) Предварительные результаты численного моделирования нестационарной облачной конвекции // Труды ГГО. Вып. 469. С. 12–21.
5. Баранов В.Г., Довгалюк Ю.А., Станкова Е.Н. (1988) Полуторамерная модель естественной эволюции конвективного облака и воздействий на него / Математическое моделирование атмосферной конвекции и искусственных воздействий на конвективные облака. Труды I Всесоюзного симпозиума – М.: Гидрометеоиздат. С. 35–42.
6. Веремей Н.Е., Довгалюк Ю.А., Синькевич А.А. (2004) О прогнозе развития конвективных облаков и связанных с ними опасных явлений / Вопросы физики облаков. Сб. статей. – СПб.: Гидрометеоиздат. С. 87–97.
7. Довгалюк Ю.А., Веремей Н.Е., Синькевич А.А. (2007) Применение полуторамерной модели для решения фундаментальных и прикладных задач физики облаков. – СПб. 162 с.
8. Довгалюк Ю.А., Ивлев Л.С. (1998) Физика водных и других атмосферных аэрозолей. – СПб.: Изд-во СПбГУ. 321 с.
9. Коган Е.Л., Мазин И.П., Сергеев Б.Н., Хворостьянов В.И. (1984) Численное моделирование облаков. – М.: Московское отделение Гидрометеоиздата. 184 с.
10. Мазин И.П., Шмелер С.М. (1983) Облака: строение и физика образования. – Л. Гидрометеоиздат. 278 с.
11. Матвеев Л.Т. (1981) Динамика облаков. – Л.: Гидрометеоиздат. 306 с.
12. Матвеев Л.Т. (1984) Курс общей метеорологии. – Л.: Гидрометеоиздат. 875 с.
13. Мейсон Б. Дж. (1961) Физика облаков. – Л.: Гидрометеоиздат. 542 с.
14. Шишкин Н.С. (1964) Облака, осадки и грозовое электричество. – Л. Гидрометеоиздат. 351 с.
15. Kessler E. (1969) On the Distribution and Continuity of Water Substance in Atmospheric Circulations // Meteorological Monographs. V.10. №32. 84 p.

16. *Shiino J.* (1978) A numerical study of precipitation development in cumulus clouds. – *Pap. Met. Geophys.*. Vol. 29. №4. P. 157–194.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ К ГЛАВЕ 1

1. *Ашабоков Б.А., Федченко Л.М., Тапасханов В.О., Шаповалов А.В., Шаповалов В.А., Макушев М.К., Кагермазов А.Х., Созаева Л.Т., Ташилова А.А., Кешева Л.А.* (2013) Физика градовых облаков и активных воздействий на них. – Нальчик. 216 с.

2. *Ашабоков Б.А., Шаповалов А.В.* (2008) Конвективные облака: численные модели и результаты моделирования в естественных условиях и при активном воздействии. – Нальчик, КБНЦ РАН. 254 с.

3. *Баранов В.Г., Веремей Н.Е., Власенко С.С., Довгалюк Ю.А.* (1997) Численная нестационарная модель электризации конвективного облака, содержащего твердые аэрозольные частицы // *Вестник СПбГУ. Серия 4: Физика, химия.* Вып. 3. №18. С. 23–30.

4. *Баранов В. Г., Довгалюк Ю. А.* (1983) Предварительные результаты численного моделирования нестационарной облачной конвекции // *Труды ГГО.* Вып. 469. С. 12–21.

5. *Баранов В. Г., Довгалюк Ю. А., Станкова Е.Н.* (1988) Полуторамерная модель естественной эволюции конвективного облака и воздействий на него / Математическое моделирование атмосферной конвекции и искусственных воздействий на конвективные облака. // *Труды I Всесоюзного симпозиума.* – М.: Гидрометеоздат. С. 35–42.

6. *Боровиков А.М. и др.* (1961) Физика облаков. – Л.: Гидрометеоздат.

7. *Веремей Н.Е., Довгалюк Ю.А., Егоров А.Д., Иценко М.А., Пономарев Ю.Ф., Синькевич А.А., Сталевич Д.Д., Степаненко В.Д., Хворостовский К.С.* (1999) Исследование влажного вымывания аэрозольных частиц облаками и осадками // *Метеорология и гидрология.* №8. С. 5–13.

8. *Веремей Н.Е., Довгалюк Ю.А., Ефимов С.В., Носова А.М., Печенкин А.А.* (2013) Исследование ливневой и грозовой активности на территории России с использованием численной модели конвективного облака и данных реанализа // *Метеорология и гидрология.* №1. С. 32–43.

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

10. *Веремей Н.Е., Довгалюк Ю.А., Синькевич А.А.* (2004) О прогнозе развития конвективных облаков и связанных с ними опасных явлений / В сб.: *Вопросы физики облаков. Сб. статей.* – СПб.: Гидрометеоздат. С. 87–97.

11. *Волощук В.М., Седунов Ю.С.* (1975) Процессы коагуляции в дисперсных системах. – Л.: Гидрометеоздат. 320 с.

12. Довгалюк Ю.А., Веремей Н.Е., Синькевич А.А. (2007) Применение полуторамерной модели для решения фундаментальных и прикладных задач физики облаков. – СПб. 162 с.
13. Довгалюк Ю.А., Веремей Н.Е., Синькевич А.А., Слепухина А.К. (2008) О прогнозе развития конвективных облаков и связанных с ними опасных явлений с помощью модели малой размерности / В сб.: Вопросы физики облаков. Сборник статей памяти С.М. Шметера. – М.: ГУ «НИЦ Планета». С. 154–167.
14. Довгалюк Ю.А., Першина Т.А. (2005) Атлас снежинок (снежных кристаллов). – СПб.: Гидрометеиздат. 138 с.
15. Ивлев Л.С., Довгалюк Ю.А., Веремей Н.Е. (2000) Влияние твердых грубодисперсных аэрозольных частиц на эволюцию вулканического факела // Оптика атмосферы и океана. Т.13. №6–7. С. 588–591.
16. Коган Е.Л., Мазин И.П., Сергеев Б.Н., Хворостьянов В.И. (1984) Численное моделирование облаков. – М.: Гидрометеиздат. 184 с.
17. Лоусон Р.П., Синькевич А.А. (2005) Самолетные исследования слоистого облака в Арктике // Метеорология и гидрология. №10. С. 43–52.
18. Мазин И.П., Шметер С.М. Облака: строение и физика образования. – Л. Гидрометеиздат, 1983. – 278 с.
19. Марчук Г.И. (1967) Численные методы в прогнозе погоды. – Л.: Гидрометеиздат. 353 с.
20. Мейсон Б. Дж. (1961) Физика облаков. – Л.: Гидрометеиздат. 542 с.
21. Неизвестный А.И. (1982) Аппроксимационные формулы для расчета коэффициента захвата облачных капель // Изв. АН СССР, ФАО. Т.18, №3. С. 317–319.
22. Поташник Э.Л., Кузнецов А.Д. (2010) Математическое моделирование облачных процессов. Учебное пособие. – СПб.: РГТУ. 444с.
23. Прандтль Л. (2002) Гидроаэромеханика. – Издательство РХД. 572 с.
24. Раба Н.О., Станкова Е.Н. (2009) Исследование влияния компенсирующего нисходящего потока, сопутствующего конвективным течениям, на жизненный цикл облака с помощью полуторамерной модели с двумя цилиндрами // Труды ГГО. Вып. 559. С. 192–209.
25. Риль Г. (1963) Тропическая метеорология. – М.: Изд-во иностр. лит-р. 366 с.
26. Роджерс Р.Р. (1979) Краткий курс физики облаков. – Л.: Гидрометеиздат. 230 с.
27. Синькевич А.А., Довгалюк Ю.А., Степаненко В.Д., Веремей Н.Е., Волков Н.Н., Куров А.Б., Пивоварова Л.В. (2009) Некоторые аспекты исследования конвективных облаков и осадков // Труды ГГО. Вып. 560. С. 168–188.
28. Синькевич А.А., Лоусон Р.П., Мо К. (2007) Самолетные исследования системы облаков As-Cs в Арктике // Метеорология и гидрология. №7. С. 40–50.
29. Степаненко В.Д., Довгалюк Ю.А., Синькевич А.А., Веремей Н.Е., Пономарев Ю.Ф., Першина Т.А. (2002) Исследование влияния электрических раз-

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

30. *Шишкин Н.С.* (1964) Облака, осадки и грозовое электричество. – Л.: Гидрометеоиздат. 351 с.

31. *Шметер С.М.* (1987) Термодинамика и физика конвективных облаков. – Л.: Гидрометеоиздат. 288 с.

32. *Шметер С. М.* (1972) Физика конвективных облаков. – Л.: Гидрометеоиздат. 232 с.

33. *Aquires P., Turner J.S.* (1962) An entraining jet model for cumulonimbus updrafts // *Tellus*. 14. P. 422–434.

34. *Asai T., Kasahara A.* (1967) A theoretical study of the compensating motions associated with cumulus clouds // *J. Atm. Sci.* Vol. 24. N5. P. 487–496.

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

36. *Fletcher N.H.* The Physics of Rainclouds. – Cambridge: Cambridge University Press, 1962. – 386 p.

37. *Houghton H.G., Gramer H.E.* (1951) A theory of entrainment in convective currents // *J. Meteor.* Vol.4. №8. P. 95–102.

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

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

40. *Kuo H.L.* (1962) On the controlling influences of eddy diffusion in thermal convection // *J. Atm. Sci.* №19. P. 236–243.

41. *Mason B. J.* (1971) The physics of clouds. – Oxford Univ. Press. London. 672 p.

42. *Orville H.D., Kopp F.J., Myers C.J.* (1976) The Dynamics and Thermodynamics of Precipitation Loading. / *In. Cloud. Dynamics*. pp. 983–1004.

43. *Pruppacher H.P., Klett J.D.* (1978) Microphysics of clouds and precipitation. – Dordrecht: D. Reidel Publishing Company. 714 p.

44. *Shiino J.* (1978) A numerical study of precipitation development in cumulus clouds. // *Pap. Met. Geophys.* Vol. 29. №4. P. 157–194.

45. *Stommel H.* (1947) Entrainment of air into cumulus cloud. Part I // *J. Meteor.* Vol. 4. №3. P. 91–94.

46. *Stommel H.* (1951) Entrainment of air into cumulus cloud. Part II // *J. Meteor.* Vol. 8, №2. P. 127–129.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ К ГЛАВЕ 2

1. Баранов В. Г., Довгалюк Ю. А. (1983) Предварительные результаты численного моделирования нестационарной облачной конвекции // Труды ГГО. Вып. 469. С. 12–21.
2. Баранов В. Г., Довгалюк Ю. А., Станкова Е. Н. (1988) Полуторамерная модель естественной эволюции конвективного облака и воздействий на него / В сб. Математическое моделирование атмосферной конвекции и искусственных воздействий на конвективные облака. Тр. I Всесоюзного симпозиума. Долгопрудный – М.: Гидрометеоиздат. С. 35–42.
3. Баранов В. Г., Довгалюк Ю. А., Степаненко В. Д. (1982) К исследованию влияния термических факторов на развитие конвективного облака (численный эксперимент) // Радиолокационная метеорология. Материалы методического центра по радиолокационной метеорологии социалистических стран. – Л.: Гидрометеоиздат. С. 102–109.
4. Бибилашвили Н. Ш., Терскова Т. Н. (1974) Исследование динамики воздушных потоков внутри развитого Сб облака // Труды ВГИ. Вып. 28. С. 85–99.
5. Брылев Г. Б., Гашина С. Б., Низдойминова Г. Л. (1986) Радиолокационные характеристики облаков и осадков. – Л.: Гидрометеоиздат. С. 99–129.
6. Будилова Е. П., Леншин В. Т. (1973) О краткосрочном прогнозе ареалов ливневого положения по данным вертикального зондирования атмосферы. // Труды ГГО. Вып. 302. С. 62–76.
7. Воробьев Б. М., Хотимская Г. В. (1980) Численное моделирование сильно перегретых конвективных потоков в стратифицированной атмосфере // Труды ГГО. Вып. 517. С. 116–123.
8. Громова Т. Н., Леншин В. Т. (1967) О некоторых особенностях результатов воздействия на мощные кучевые облака // Труды симпозиума по физике облаков. – София. С. 27–35.
9. Дессенс А. (1969) Можем ли мы изменить климат? – Л.: Гидрометеоиздат. 117 с.
10. Довгалюк Ю. А., Веремей Н. Е., Синькевич А. А. (2007) Применение полуторамерной модели для решения фундаментальных и прикладных задач физики облаков. СПб. 162 с.
11. 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.
12. Довгалюк Ю. А., Ивлев Л. С. (1998) Физика водных и других атмосферных аэрозолей. – СПб.: Изд-во СПбГУ. 321 с.
13. Драчева В. П., Синькевич А. А. (1995) Исследования вертикальных движений в кучевых облаках северо-запада ЕЧС. Деп. №1181-гм95. С. 94–102.
14. Драчева В. П., Синькевич А. А., Чубарина Е. В. (1988) Исследование неоднородностей конвективных облаков // Труды ГГО. Вып. 518. С. 145–153.

15. Качурин Л. Г. (1973) Физические основы воздействия на атмосферные процессы. – Л.: Гидрометеоиздат. 366 с.
16. Качурин Л. Г. (1990) Физические основы воздействия на атмосферные процессы. – Л.: Гидрометеоиздат. 463 с.
17. Краус Т. В., Синькевич А. А., Веремей Н. Е., Довгалюк Ю. А., Степаненко В. Д. (2007) Исследование развития сверхмощного кучево-дождевого облака (провинция Андхра-Прадеш, Индия) // Метеорология и гидрология. №1. С. 30–42.
18. Мазин И. П., Шметер С. М. (1983) Облака: строение и физика образования. – Л.: Гидрометеоиздат. 278 с.
19. Матвеев Л. Т. (1981) Динамика облаков. – Л.: Гидрометеоиздат. 306 с.
20. Матвеев Л. Т. (1984) Курс общей метеорологии. – Л.: Гидрометеоиздат. 875 с.
21. Мейсон Б. Дж. (1961) Физика облаков. – Л.: Гидрометеоиздат. 542 с.
22. Риль Г. (1963) Тропическая метеорология. – М.: Изд-во иностр. лит-ры. 366 с.
23. Роджерс Р. Р. (1979) Краткий курс физики облаков. – Л.: Гидрометеоиздат. 230 с.
24. Синькевич А. А. (2001) Конвективные облака северо-запада России. – Л.: Гидрометиздат. 106 с.
25. Синькевич А. А., Веремей Н. Е., Волков Н. Н., Довгалюк Ю. А., Пономарев Ю. Ф., Степаненко В. Д. (2005) Экспериментальные исследования пространственно-временной неоднородности строения конвективных облаков // Метеорология и гидрология. №6. С. 38–50.
26. Станкова Е. Н. (1986) О влиянии задерживающих слоев на развитие конвективных облаков // Труды ГГО. Вып. 497. С. 12–19.
27. Степаненко В. Д. (1973) Радиолокация в метеорологии. – Л.: Гидрометеоиздат. 351 с.
28. Сулаквелидзе Г. К. (1967) Ливневые осадки и град. – Л.: Гидрометеоиздат. 412 с.
29. Шишкин Н. С. (1964) Облака, осадки и грозовое электричество. – Л.: Гидрометеоиздат. 351 с.
30. Шметер С. М. (1972) Физика конвективных облаков. – Л.: Гидрометеоиздат. 232 с.
31. Abshaev, M. T. (1999) Evolution of seeded and non seeded hailstorms. Proc. Seventh WMO Scientific Conf. On Wea. Modification. WMP Report №31, World Meteorological Organization – Geneva. P. 407–410.
32. Braham R., Dangey M. I. (1978) A study of urban effects on radar first echoes. // J. Appl. Meteorol. V. 17. №5. P. 644–654.
33. Byers H. R., Braham R. R. (1949) The thunderstorm. – Washington.

34. *Changnon S. A.* (1976) Effects of urban areas and echo merging on radar echo behavior // *J. Appl. Meteorol.*, v. 15. №6. P. 561–570.

35. *Changnon S. A., Semonin R., Huff F.A.* (1976) A hypothesis for urban rainfall anomalies. // *J. Appl. Meteorol.* V. 15. №6. P. 544–560.

36. *Pruppacher H.P., Klett J.D.* (1978) *Microphysics of clouds and precipitation.* – Dordrecht: D. Reidel Publishing Company. 714 p.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ К ГЛАВЕ 3

1. *Аджиев А.Х.* (1986) Образование и разделение электрических зарядов в облаках при образовании и таянии града // *Обз. инф. ВНИИГМИ – МЦД. Гидрометеорол.*, №1. 42 с.

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

3. *Бибилашвили Н.Ш., Терскова Т.Н.* (1974) Исследование динамики воздушных потоков внутри развитого Сб облака // *Труды ВГИ. Вып. 28.* С. 85–99.

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

5. *Гирс С.П., Довгалюк Ю.А.* (1975) О механизмах зарядения облачных капель в теплых облаках. Обзор ВНИИГМИ-МЦД. – Обнинск: сер. Метеорология.. 52 с.

6. *Деннис А.* (1983) *Изменение погоды засевом облаков.* – М.: Мир. 272 с.

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

8. *Довгалюк Ю.А., Ивлев Л.С.* *Физика водных и других атмосферных аэрозолей.* – СПб.: Изд-во СПбГУ. 1998. 321 с.

9. *Довгалюк Ю.А., Станкова Е.Н.* (1989) Динамический аспект стадии жизни кучево-дождевого облака // *Труды ВГИ. Вып. 76.* С. 29–35.

10. *Имянитов И.М., Кашлева Л.В.* (1988) Связь между электрическими и неэлектрическими параметрами грозовых облаков / *Атмосферное электричество. Труды III Всесоюзного симпозиума.* – Л.: Гидрометеоиздат.. С. 98–100.

11. *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.

12. *Имянитов И.М., Чубарина Е.В., Шварц Я.М.* (1971) *Электричество облаков.* – Л.: Гидрометеоиздат. 92 с.

13. *Карцивадзе А.И. и др.* (1982) Результаты самолетных исследований электрических характеристик кучевых облаков // *Труды Ин-та геофизики АН СССР. Т.19.* С. 67–75.

14. Качурин Л. Г. (1973) Физические основы воздействия на атмосферные процессы. – Л.: Гидрометеоиздат. 366 с.
15. Кашлева Л.В. (2008) Атмосферное электричество. Учебное пособие – СПб.: 116 с.
16. Климин Н.Н. (1990) Механизм передачи заряда при взаимодействии ледяных частиц / В сб. Вопросы атмосферного электричества. – Л.: Гидрометеоиздат. С. 127–238.
17. Красногорская Н.В. (1972) Электричество нижних слоев атмосферы и методы его измерения. – Л.: Гидрометеоиздат. 323 с.
18. Мазин И.П., Шметер С.М. (1983) Облака: строение и физика образования. – Л.: Гидрометеоиздат. 278 с.
19. Мордовина Л.С. (1974) Электризация слоисто-дождевых облаков в результате взаимодействия частиц между собой // Тр. ГГО. Вып. 323. С. 79–85.
20. Морозов В.Н. (2002) Расчет электрических зарядов и полей в электроактивной зоне грозового облака // Труды НИЦДЗА (филиала ГГО). Вып. 7(555). С. 35–50.
21. Мучник В.М. (1974) Физика грозы. – Л.: Гидрометеоиздат. 352 с.
22. Мучник В.М., Фишман Б.Е. (1982) Электризация грубодисперсных аэрозолей в атмосфере. – Л.: Гидрометеоиздат. 207 с.
23. Никандров В. Я. (1981) Метеорологический аспект электризации конвективного облака. – Л.: Гидрометеоиздат. 42 с.
24. Пачин В.А. (2002) Предварительные результаты численных экспериментов по моделированию электризации конвективных облаков // Труды НИЦДЗА (филиала ГГО). Вып. 4 (552). С. 55–65.
25. Пономарев Ю.Ф., Синькевич А.А., Толкачев В.К. (1991) Результаты исследований водности мощных кучевых облаков северо-запада ЕЧС // Труды ГГО. Вып. 534. С. 10–17.
26. Риль Г. (1963) Тропическая метеорология. – М.: Изд-во иностр. лит-ры. 366 с.
27. Роджерс Р.Р. (1979) Краткий курс физики облаков. – Л.: Гидрометеоиздат. 230 с.
28. Синькевич А.А. (2001) Конвективные облака северо-запада России. – Л.: Гидрометеоиздат. 106 с.
29. Синькевич А.А., Веремей Н.Е., Довгалюк Ю.А., Степаненко В.Д. (2005) Лабораторное моделирование коронного разряда в облаках. – СПб.: Астерион. 62 с.
30. Синькевич А.А., Довгалюк 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.: Гидрометиздат. С. 109–123.
31. Смирнов В.И. (1987) Микроструктура облаков и осадков. Итоги науки и техники. Сер. Метеорология и климатология. ВНИИГМИ–МЦД. 196 с.

32. Сулаквелидзе Г.К. (1967) Ливневые осадки и град. – Л.: Гидрометеоиздат. 412 с.
33. Шишкин Н.С. (1983) О возникновении коронных явлений в конвективных облаках // Труды ГГО. Вып. 469. С. 3–6.
34. Шишкин Н.С. (1974) О максимально возможной электризации облаков при наличии коронных разрядов между падающими частицами осадков облаках // Труды ГГО. Вып. 290. С. 16–20.
35. Шишкин Н.С. Облака, осадки и грозовое электричество. – Л. Гидрометеоиздат. 1964. – 351 с.
36. Шметер С.М. (1987) Термодинамика и физика конвективных облаков. – Л.: Гидрометеоиздат. 288 с.
37. Шметер С.М. (1972) Физика конвективных облаков. – Л.: Гидрометеоиздат. 232 с.
38. Braham R., Dangey M.I. (1978) A study of urban effects on radar first echoes. – J. Appl. Meteorol. V. 17. №5. P. 644–654.
39. 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.
40. 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. V. 90. №D4. P. 6079–6086.
41. Heldson J.H., Wojcik 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.
42. 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.
43. Lilly D.K., Gal-Chen, Eds. (1983) Mesoscale meteorology // Theories, observations and models. – Dordrecht: D. Reidel Publ. Co. 781 p.
44. Mossop S.C. (1985) The origin and concentration of ice crystals in clouds // Bull. Am. Met. Soc. V. 66. №3. P. 264–273.
45. Pruppacher H.P., Klett J.D. (1978) Microphysics of clouds and precipitation. – Dordrecht: D. Reidel Publishing Company. 714 p.
46. 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. –Versalles. France:. P. 111–114.
47. 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. 11007–11017.
48. Saunders C.P.R., Peck S.L. Laboratory Studies of the influence of the time accretion rate on charge transfer during crystal-graupel collisions // J. Geophys. Res. 1998. Vol. 103. N D12. P. 13949 – 13956.

49. 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. 13963–13973.

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

51. Ziegler C.L., MacGorman D.R., Dye J.E., Ray P.S. (1991) A model evaluation of Noninductive Graupel-Ice Charging in the Early Electrification of Mountain Thunderstorm // J. Geophys. Res. V. 96, №D7. P. 12833–12855.

52. Ziv A., Levin Z. (1974) Thunderstorm electrification: Cloud growth and electrical development // J. Atm. Sci. V. 31. №6. P. 1652–1661.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ К ГЛАВЕ 4

1. Баранов В.Г., Веремей Н.Е., Власенко С.С., Довгалюк Ю.А. (1997) Численная нестационарная модель электризации конвективного облака, содержащего твердые аэрозольные частицы // Вестник СПбГУ. Сер. 4: Физика, химия. Вып. 3. №18. С. 23–30.

2. Баранов В.Г., Веремей Н.Е., Власенко С.С., Довгалюк Ю.А. (1996) Численное моделирование активных воздействий на конвективные облака с целью предотвращения гроз // Облака и радиация / Сб. трудов ГГО. – СПб.: 50 с. / Деп. в ИЦ ВНИИГМИ – МЦД 17 января 1997 г., №1197 – гм97.

3. Баханова Р.А., Силаев А.В., Вовкотруб Н.Ф., Товстенко Л.М. (1977) Исследование свойств гигроскопических порошков, предлагаемых в качестве реагентов для активных воздействий на теплые облака и туманы // Труды УкрНИГМИ. Вып. 152. С. 26–35.

4. Беляева М.В., Дрофа А.С., Иванов В.Н. (2013) Эффективность стимулирования осадков из конвективных облаков солевыми порошками // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 49. №3. С. 327–335.

5. Веремей Н.Е., Довгалюк Ю.А., Егоров А.Д., Ищенко М.А., Пономарев Ю.Ф., Синькевич А.А., Сталевич Д.Д., Степаненко В.Д., Хворостовский К.С. (1999) Исследование влажного вымывания аэрозольных частиц облаками и осадками // Метеорология и гидрология. №8. С. 5–13.

6. 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. №6. С. 792–806.

7. Владимиров С.А. (2006) Оценка возможности эффективного воздействия на осадкообразование при засеивании конвективных облаков каплями растворов гигроскопических солей // Метеорология и гидрология. №9. С. 21–28.

8. Вульфсон Н.И., Левин Л.М. (1987) Метеотрон как средство воздействия на атмосферу. – М.: Гидрометеиздат. 32 с.

9. Гайворонский И.И., Зацепина Л.П., Зимин Б.И. (1976) Результаты опытов воздействия на конвективные облака грубодисперсными порошками // Труды ЦАО. Вып. 104. С. 49–63.

10. Гайворонский И.И., Зацепина Л.П., Зимин Б.И., Серегин Ю.А. (1972) Воздействие на конвективные облака порошкообразными реагентами // Труды V Всесоюзного метеорологического съезда. – Л.: Гидрометеоиздат. Т. IV. С. 79–86.

11. Громова Т.Н., Лядов В.С., Синькевич А.А., Шумаков Л.И. (1986) Изучение льдообразующих свойств флороглюцина в полевых условиях // Труды ГГО. Вып. 497. С. 116–123.

12. Довгалюк Ю.А., Веремей Н.Е., Синькевич А.А. (2007) Применение полторамерной модели для решения фундаментальных и прикладных задач физики облаков. – СПб.: 162 с.

13. 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.

14. Довгалюк Ю.А., Егоров А.Д., Станкова Е.Н., Синькевич А.А., Степаненко В.Д., Шумаков Л.И. (1990) Исследование процесса перехода мощного кучевого облака в кучево-дождевое после воздействий // Сборник «Активные воздействия на гидрометеорологические процессы». – Л.: Гидрометеоиздат. С. 265–270.

15. Довгалюк Ю.А., Синькевич А.А., Степаненко В.Д., Кубрин В.И., Ищенко М.А., Веремей Н.Е. (2002) О применении численной модели конвективного облака для оценки аэрозольного загрязнения подстилающей поверхности при аварии на АЭС / Проблемы физики пограничного слоя атмосферы и загрязнения воздуха (к 80-летию проф. М.Е. Берлянда). – СПб.: Гидрометеоиздат. С. 332–341.

16. Дроздецкий С.Е., Кубрин В.И., Степаненко В.Д., Довгалюк Ю.А., Синькевич А.А., Саакян А.Г., Гальперин С.М., Воронков В.Д., Ищенко М.А., Веремей Н.Е. (1998) Система активной защиты населения от радиоактивных выбросов атомных объектов (применительно к ЛАЭС в Сосновом Бору). – СПб.: Аван-проект. 117 с.

17. Дрофа А.С. (2008) Исследование возможности стимулирования гигроскопическими частицами осадков из теплых конвективных облаков // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 44. №4. С. 435–449.

18. Дрофа А.С. (2010) Исследование воздействия гигроскопическими частицами на теплое конвективное облако по результатам численного моделирования // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 46. №3. С. 357–367.

19. Ивлев Л.С., Довгалюк Ю.А., Веремей Н.Е. (2000) Влияние твердых грубодисперсных аэрозольных частиц на эволюцию вулканического факела // Оптика атмосферы и океана, Т. 13, №6–7. С. 588–591.

20. *Ивлев Л.С., Довгалюк Ю.А., Веремей Н.Е.* (2000) Численное моделирование эволюции вулканического факела при отсутствии конденсации // Оптика атмосферы и океана. Т. 13. №6–7. С. 592–597.

21. *Качурин Л.Г.* (1973) Физические основы воздействия на атмосферные процессы. – Л.: Гидрометеиздат. 366 с.

22. *Качурин Л.Г.* (1990) Физические основы воздействия на атмосферные процессы. – Л.: Гидрометеиздат. 463 с.

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

24. *Синькевич А.А.* (2001) Конвективные облака северо-запада России. – Л.: Гидрометеиздат. 106 с.

25. *Сталевич Д.Д., Учеваткина Т.С.* (1982) К вопросу об образовании искусственных зародышей града // Труды ГГО. Вып. 457. С. 30–42.

26. *Сталевич Д.Д., Учеваткина Т.С.* (1982) Конкурентный рост частиц осадков при воздействии льдообразующими реагентами на градовые облака // Труды ГГО. Вып. 457. С. 43–51.

27. *Энгельманн Р.Дж.* (1971) Вымывание примеси осадками из атмосферы / В сб. Метеорология и атомная энергия. – Л.: Гидрометеиздат. С. 309–336.

28. *Ivlev L.S., Dovgaluk Yu.A., Veremei N.E., Sinkevich A.A.* (1998) The Variation of the Coefficient of Washing out the Aerosols from the Atmosphere During the Evolution of a Warm Convective Cloud: Естественные и антропогенные аэрозоли / Материалы международной конференции 29.09–04.10.1997. – СПб.: р.146.

29. *Reisin T., Tzivion S., Levin Z.* (1996) Seeding Convective Clouds with Ice Nuclei or Hydrosopic Particles: a Numerical Study // J. Appl. Met. V. 35. №9. P. 1416–1434.

30. *Rosenfeld D., Nirel R.* (1996) Seeding Effectivness – the Interaction of Desert Dust and the Southern Margins of Rain Cloud Systems in Israel // J. Appl. Met. V. 35. №9. P. 1502–1510.

31. *Veremey N.E., Dovgaluk Yu.A., Egorov A.D., Ishenko M.A., Ponomarev Yu.Ph., Sinkevich A.A., Stalevich D.D., Stepanenko V.D., Khvorostovsky K.S.* (1998) The Investigation of the Influence of Clouds and Precipitations on the Processes of Scavenging the Aerosol from the Troposphere // Aerosols. Science, Devices, Software and Technologies of the Former USSR. V. 4c. №8. P. 223–225.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ К ГЛАВЕ 5

1. *Абшаев М.Т.* (1989) О новом методе воздействия на градовые процессы. - Труды ВГИ. Вып. 72. С. 14–28.

2. *Абшаев М.Т.* (1984) Структура и динамика развития грозоградовых процессов Северного Кавказа // Труды ВГИ. Вып. 53. С. 6–22.

3. *Баранов В.Г., Веремей Н.Е., Власенко С.С., Довгалюк Ю.А.* (1996) Численное моделирование активных воздействий на конвективные облака с целью предотвращения гроз // «Облака и радиация»: Сб. трудов Главн. геофиз. обсерватории. – СПб. 50 с.

4. *Баранов В.Г., Довгалюк Ю.А.* (1983) Предварительные результаты численного моделирования нестационарной облачной конвекции // Труды ГГО. Вып. 469. С. 12–21.

5. *Баранов В.Г., Довгалюк Ю.А., Станкова Е.Н.* (1988) Полуторамерная модель естественной эволюции конвективного облака и воздействий на него / Математическое моделирование атмосферной конвекции и искусственных воздействий на конвективные облака / Тр. I Всесоюзного симпозиума. – Долгопрудный: – М.: Гидрометеиздат. С. 35–42.

6. *Бегалишвили Н.А., Пономарев Ю.Ф., Синькевич А.А., Степаненко В.Д.* (1993) Самолет-лаборатория Як-40 // Метеорология и гидрология. №4. С. 102–108.

7. *Бекряев В.И., Пономарев Ю.Ф., Синькевич А.А., Чубарина Е.В.* (1987) Результаты исследований процесса кристаллизации конвективных облаков после воздействий // Сб. Вопросы физики облаков. С. 131–136.

8. *Веремей Н.Е., Довгалюк Ю.А., Синькевич А.А.* (2007) Применение полуторамерной модели для решения фундаментальных и прикладных задач физики облаков. – СПб.: ЦНИТ «Астерион». 161 с.

9. *Громова Т.Н., Лядов В.С., Синькевич А.А., Шумаков Л.И.* (1986) Изучение льдообразующих свойств флороглоцина в полевых условиях // Труды ГГО. Вып. 497. С. 116–123.

10. *Деннис А.* (1983) Изменение погоды засевом облаков. – М.: Мир. 272 с.

11. *Дессенс А.* (1969) Можем ли мы изменить климат? – Л.: Гидрометеиздат. 117 с.

12. *Диневич Л.А., Диневич С.Е., Леонов М.П., Серегин Ю.А., Берюлев Г.П.* (1998) Изменения осадков противорадовой защитой – Иерусалим: 302 с.

13. *Довгалюк Ю.А.* (1968) Некоторые особенности развития конвективных облаков // Метеорология и гидрология №6. С. 39–47.

14. *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.

15. *Довгалюк Ю.А., Егоров А.Д., Станкова Е.Н., Синькевич А.А., Степаненко В.Д., Шумаков Л.И.* (1990) Исследование процесса перехода мощного кучевого облака в кучево-дождевое после воздействий // Сборник: «Активные воздействия на гидрометеорологические процессы». – Л.: Гидрометеиздат. С. 265–270.

16. Довгалюк Ю.А., Синькевич А.А., Степаненко В.Д. (1993) Способ контроля активного воздействия на облака. Патент № 1811618. // Бюллетень изобретений. №15. Приор. 9.11.89.

17. Звонарев В.В., Лядов В.С., Синькевич А.А., Пономарев Ю.Ф., Степаненко В.Д. (1986) Особенности самолета-лаборатории ГГО Ил-14 // Труды ГГО. Вып. 497. С. 51–62.

18. Краус Т.В., Синькевич А.А., Бургер Р., Веремей Н.Е., Довгалюк Ю.А., Степаненко В.Д. (2011) Исследование влияния динамических факторов на развитие кучево-дождевого облака в Саудовской Аравии // Метеорология и гидрология. №10. С. 5–19.

19. Краус Т.В., Синькевич А.А., Веремей Н.Е., Довгалюк Ю.А., Макитов В.С., Степаненко В.Д. (2011) Комплексное исследование характеристик тропического кучево-дождевого облака, развивающегося над Аравийским полуостровом в условиях большого дефицита точки росы в атмосфере. Часть I. Натурные наблюдения и численное моделирование // Метеорология и гидрология. №2. С. 44–59.

20. Краус Т.В., Синькевич А.А., Веремей Н.Е., Довгалюк Ю.А., Степаненко В.Д. (2007) Исследование развития сверхмощного кучево-дождевого облака (провинция Андхра Прадеш, Индия, 28 сентября 2004 г.) // Метеорология и гидрология. №1. С. 30–42.

21. Краус Т.В., Синькевич А.А., Веремей Н.Е., Довгалюк Ю.А., Степаненко В.Д. (2009) Оценка результатов воздействий на кучево-дождевое облако с целью ослабления града в провинции Альберта (Канада) по данным радиолокатора и численного моделирования // Метеорология и гидрология. №4. С. 39–53.

22. Краус Т. В., Синькевич А. А., Гхулам А.С. (2012) Радиолокационные исследования слияния облаков // Метеорология и гидрология. №9. С. 42–57.

23. Руднева Л.Б., Синькевич А.А. (1981) Оценка геометрической толщины слоя, формирующего излучение черного тела в облаках различных форм // Труды ГГО. Вып. 448. С. 76–85.

24. Руднева Л.Б., Синькевич А.А. (1979) Оценка применимости приближения черного тела к облакам различных форм и к чистой атмосфере. Тезисы докладов / Всесоюзный симпозиум по распространению излучения в атмосфере. – Томск: С. 235–237.

25. Руднева Л.Б., Синькевич А.А. (1985) Способ определения горизонтальной протяженности термиков в облаках. Автор. свид. №1156787. приор. 23.06.1982.

26. Синькевич А.А. (2001) Конвективные облака северо-запада России – Л.: Гидрометиздат. 106 с.

27. Синькевич А.А., Краус Т.В., Степаненко В.Д., Довгалюк Ю.А., Веремей Н.Е., Куров А.Б., Пивоварова Л.В. (2009) Исследование динамики наковальни кучево-дождевого облака большой вертикальной протяженности // Метеорология и гидрология. №12. С. 5–17.

28. *Синькевич А.А., Пономарев Ю. Ф.* (1995) Изучение физической эффективности воздействия кристаллизующим реагентом на конвективные облака – ВНИИГМИ-МЦД, деп. № 1181-гм95. С. 75–81.
29. *Степаненко В.Д.* (1983) Радиолокация в метеорологии – Л.: Гидрометеоздат. 203 с.
30. *Шишкин Н.С.* (1964) Облака, осадки и грозовое электричество – Л.: Гидрометеоздат. 351 с.
31. *Шмелер С.М.* (1987) Термодинамика и физика конвективных облаков – Л.: Гидрометеоздат. 267 с.
32. *Beard K.V.* (1992) Ice initiation in warm-base convective clouds: An assessment of microphysical mechanisms // *Atmos. Research*. V. 28. P. 125–152.
33. *Demott P.J.* (1999) Report to Weather Modification Incorporated on tests of the ice nucleating ability of aerosols produced by new formulation pyrotechnics. – Fort Collins, Colorado: Dept. Atmos. Sci. Colorado State Univ. Report. 11 p.
34. *Dixon Michael, Gerry Wiener* (1993) TITAN: Thunderstorm Identification, Tracking, Analysis, and Nowcasting - A Radar-based Methodology. *J. Atmos. and Oceanic Technol.* V.10 №6 P. 785–797.
35. *Gabriele S., Chiaravalloti F.* (2007) THE VIBO VALENTIA flood and MSG-1 rainfall evaluation. 4th European Conference on Severe Storms. Trieste.
36. *Heinemann T.* (2003) MPE Validation Status Report. Technical Report (OPS/TH). EUMETSAT. 13 p.
37. *Krauss T.W., Santos J.R.* (2004) Exploratory analysis of the effect of hail suppression operations on precipitation in Alberta // *Atmospheric Research*. V. 71. P. 35–50.
38. *Lopez R.E.* (1978) Internal structure and development processes of C-scale aggregates of cumulus clouds. *Mon. Wea. Rev.* V. 106. P. 1488–1494.
39. *Malkus J.S. and Riehl* (1964) *Cloud Structure and Distribution over the Tropical Ocean*. University of California Press. Berkeley and Los Angeles. 229 p.
40. *Pruppacher H.P., Klett J.D.* (1978) *Microphysics of clouds and precipitation*. – Dordrecht: D. Reidel Publishing Company. 714 p.
41. *Simpson J.* (1980) Downdrafts as linkages in dynamic cumulus seeding effects. *J. Appl. Meteor.* V. 19. P. 477–487.
42. *Simpson J., Westcott N.E., Clerman R.J. and Pielke R.A.* (1980) On cumulus mergers / *Arch. Meteor. Geophys. Bioklim.* V.29A. P. 1–40.
43. *Turpeinen O.* (1982) Cloud interactions and merging on day 261 of GATE. *Mon. Wea. Rev.* V. 110. P. 1238–1254.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ К ГЛАВЕ 6

1. *Ашабоков Б.А., Федченко Л.М., Тапасханов В.О., Шаповалов А.В., Шаповалов В.А., Макушев М.К., Кагермазов А.Х., Созаева Л.Т., Ташилова А.А.,*

Кешева Л.А. (2013) Физика градовых облаков и активных воздействий на них. – Нальчик: 216 с.

2. *Веремей Н.Е., Довгалюк Ю.А., Синькевич А.А.* (2004) О прогнозе развития конвективных облаков и связанных с ними опасных явлений // Вопросы физики облаков. – СПб: Гидрометеоиздат. С. 87–97.

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

4. *Довгалюк Ю.А., Веремей Н.Е., Синькевич А.А., Слепухина А.К.* (2008) О прогнозе развития конвективных облаков и связанных с ними опасных явлений с помощью модели малой размерности / В сб.: Вопросы физики облаков. Сборник статей памяти С.М. Шметера. – М: ГУ «НИЦ Планета». С. 154–167.

5. *Довгалюк Ю.А., Кучинская Т.Ф., Оренбургская Е.В.* (1979) К оценке интенсивности облачной конвекции в восточной части тропической Атлантики // Труды ГГО. Вып. 420. С. 33–38.

6. *Пономаренко С.И., Лебедева Н.В., Чистяков А.Д.* Методические указания. Оценка способов прогноза гроз и рекомендации по их использованию. – М.: Гидрометеоиздат. 1971. – 58 с.

7. *Сулаквелидзе Г.К., Глушкова Н.И., Федченко Л.М.* (1970) Прогноз града, гроз и ливневых облаков. – Л.: Гидрометеоиздат. 187 с.

8. *Шишкин Н.С.* (1964) Облака, осадки и грозовое электричество. – Л.: Гидрометеоиздат. 351 с.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ К ГЛАВЕ 7

1. *Бисярин В.П., Соколов А.В., Сухонин Е.В. и др.* (1977) Ослабление лазерного излучения в гидрометеорах. – М.: Наука. 176 с.

2. *Веремей Н.Е., Довгалюк Ю.А., Ефимов С.В., Носова А.М., Печенкин А.А.* (2013) Исследование ливневой и грозовой активности на территории России с использованием численной модели конвективного облака и данных реанализа // Метеорология и гидрология. № 1. С. 32–43.

3. *Веремей Н.Е., Довгалюк Ю.А., Синькевич А.А.* (2004) О прогнозе развития конвективных облаков и связанных с ними опасных явлений / Вопросы физики облаков. Облака, осадки и атмосферное электричество. – СПб.: Гидрометеоиздат. С. 87–97.

4. *Довгалюк Ю.А., Веремей Н.Е., Синькевич А.А.* Применение полуторамерной модели для решения фундаментальных и прикладных задач физики облаков. – СПб.: 2007. – 162 с.

5. *Довгалюк Ю.А., Веремей Н.Е., Синькевич А.А., Слепухина А.К.* (2008) О прогнозе развития конвективных облаков и связанных с ними опасных явлений с помощью модели малой размерности / В сб.: Вопросы физики облаков. Сборник статей памяти С.М. Шметера. – М: ГУ «НИЦ Планета». С. 154–167.

6. *Синькевич А.А.* (2001) Конвективные облака северо-запада России. – СПб.: Гидрометеоздат. 108 с.
7. Специальный доклад IPCC. (2000) Сценарии выбросов. Межправительственная группа экспертов по изменению климата. 21 с.
8. Справочник по климату СССР. Часть 5. Вып. I – XXXIV. Облачные и атмосферные явления.
9. *Степаненко В.Д.* (1994) Вероятность и интенсивность обледенения самолетов. – СПб.: Изд-во ГГО. 106 с.
10. *Школьник И.М., Мелешко В.П., Ефимов С.В., Стафеева Е.Н.* (2012) Изменения экстремальности климата на территории Сибири к середине 21 века: ансамблевый прогноз по региональной модели ГГО // Метеорология и гидрология. №2. С. 5–23.
11. *Шнееров Б.Е., Мелешко В.П. и др.* (2001) Современное состояние глобальной модели общей циркуляции атмосферы ГГО (версия MGO-2) // Труды ГГО. вып. 550. С. 3–43.
12. *Шнееров Б.Е., Мелешко В.П., Матюгин В.А., Спорышев П.В., Павлова Т.В., Вавулин С.В., Школьник И.М., Зубов В.А., Гаврилина В.М., Говоркова В.А.* (2001) Современное состояние глобальной модели общей циркуляции атмосферы ГГО (версия MGO-2) / В сб. Моделирование общей циркуляции атмосферы и климата // Труды ГГО. Вып. 550. С. 3–43.
13. *Шнееров Б.Е., Мелешко В.П., Соколов А.П., Шейнин Д.А., Любанская В.А., Спорышев П.В., Матюгин В.А., Катцов В.М., Говоркова В.А., Павлова Т.В.* (1997) Глобальная модель ГГО общей циркуляции атмосферы и верхнего слоя океана // Труды ГГО. Вып. 544. С. 3–123.
14. *Tiedtke M.* (1989) A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. Mon. Weather. Rev. 117(8): 1779–1800.
15. *Uppala, S.M., Kallberg, P.W., Simmons, A.J., Andrae, U., da Costa Bechtold, V., Fiorino, M., Gibson, J.K., Haseler, J., Hernandez, A., Kelly, G.A., Li, X., Onogi, K., Saarinen, S., Sokka, N., Allan, R.P., Andersson, E., Arpe, K., Balmaseda, M.A., Beljaars, A.C.M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Caires, S., Chevallier, F., Dethof, A., Dragosavac, M., Fisher, M., Fuentes, M., Hagemann, S., Holm, E., Hoskins, B.J., Isaksen, I., Janssen, P.A.E.M., Jenne, R., McNally, A.P., Mahfouf, J.-F., Morcrette, J.-J., Rayner, N.A., Saunders, R.W., Simon, P., Sterl, A., Trenberth, K.E., Untch, A., Vasiljevic, D., Viterbo, P., and Woollen, J.* (2005) The ERA-40 re-analysis // Quart. J. R. Meteorol. Soc., 131, 2961–3012. doi:10.1256/qj.04.176

Ю.А. Довгалюк, Н.Е.Веремей, А.А.Синькевич

Применение полуторамерной модели для решения
фундаментальных и прикладных задач физики облаков

Формат 60x84 1/16. Бумага офсетная
Тираж 300 шт. Заказ № 4321
Отпечатано в типографии «Моби Дик»
19119, Санкт-Петербург, ул. Достоевского, д. 44