



МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования
«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Кафедра экспериментальной физики атмосферы

ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА
(бакалаврская работа)

На тему: «Моделирование роста частиц осадков в переохлажденных
слоистообразных облаках»

Исполнитель Гребенкин Владислав Станиславович
(фамилия, имя, отчество)

Руководитель кандидат физико-математических наук, доцент
(ученая степень, ученое звание)

Крюкова Светлана Викторовна
(фамилия, имя, отчество)

«К защите допускаю»
заведующий кафедрой


(подпись)

кандидат физико-математических наук, доцент
(ученая степень, ученое звание)

Восканян Карина Левановна
(фамилия, имя, отчество)

«09» июня 2026 года

Санкт-Петербург
2026

Оглавление

Содержание.....	
Введение	2
1 Классификация облаков	5
1.1 Морфологическая классификация	5
1.2 Облака верхнего, среднего и нижнего яруса	8
1.3 Облака вертикального развития	12
2 Микрофизические основы формирования осадков в переохлажденных слоистообразных облаках	15
2.1 Микрофизика облаков	15
2.2 Слоистые облака.....	17
2.3 Осадки	25
3 Моделирование роста частиц осадков в переохлажденных слоистообразных облаках	32
3.1 Механизмы превращения облачных частиц в частицы осадков в зависимости от параметров облаков	32
3.2 Моделирование процесса роста при изменении влажности в облаке	37
3.3 Моделирование процесса роста при изменении начального радиуса частицы	45
3.4 Моделирование процесса роста при изменении вертикальной скорости ветра в облаке	50
Заключение	56
Список использованной литературы.....	58

Введение

Актуальность темы исследования обусловлена необходимостью совершенствования методов гидрометеорологического обеспечения различных отраслей экономики Российской Федерации, а также повышения точности прогнозирования опасных гидрометеорологических явлений, связанных с выпадением осадков из слоистообразных облаков. Переохлажденные слоистообразные облака представляют собой важный объект исследования в прикладной гидрометеорологии, поскольку именно эти облачные системы формируют значительную часть зимних и осенне-весенних осадков на территории России, влияют на безопасность авиационных перевозок, состояние автомобильных дорог, функционирование энергетической инфраструктуры и сельскохозяйственное производство. Процессы роста частиц осадков в переохлажденных облаках характеризуются сложным взаимодействием фазовых переходов, конденсационных и коагуляционных механизмов, что требует детального моделирования для понимания закономерностей формирования осадков различной интенсивности.

Особое значение для прикладной гидрометеорологии имеет учет влияния различных параметров облачной среды на интенсивность роста частиц осадков. К таким параметрам относятся водность облака, характеризующая содержание жидкой воды в единице объема облачной среды; начальный размер облачных частиц, определяющий стартовые условия процессов укрупнения; вертикальная скорость воздушных потоков в облаке, влияющая на время пребывания частиц в зонах повышенной водности и пересыщения. Систематическое исследование зависимости роста частиц от указанных параметров позволяет разработать более точные методы расчета характеристик осадков для целей гидрометеорологического обеспечения авиации, строительства, сельского хозяйства и других отраслей экономики.

Цель работы – разработка и анализ математической модели роста частиц осадков в переохлажденных слоистообразных облаках с учетом влияния основных параметров облачной среды.

Задачи исследования:

- изучить современную классификацию облаков и особенности слоистообразных облачных систем;
- проанализировать микрофизические процессы в слоистых облаках и механизмы образования осадков;
- рассмотреть теоретические основы конденсационного и коагуляционного роста облачных частиц;
- исследовать механизмы превращения облачных частиц в частицы осадков и их зависимость от параметров облаков;
- выполнить моделирование процесса роста частиц при изменении влажности облака;
- провести моделирование процесса роста частиц при изменении начального радиуса и вертикальной скорости ветра в облаке.

Объект исследования – переохлажденные слоистообразные облака и процессы формирования осадков в них.

Предмет исследования – закономерности роста частиц осадков в зависимости от параметров облачной среды.

Научная новизна исследования состоит в систематическом анализе влияния комплекса параметров облачной среды на скорость роста частиц осадков в переохлажденных слоистообразных облаках с использованием численной модели, учитывающей особенности микрофизических процессов в условиях отрицательных температур.

Теоретическая значимость работы заключается в углублении представлений о механизмах роста частиц осадков в переохлажденных облаках и

количественной оценке влияния водности, размеров частиц и динамических характеристик облачной среды на интенсивность процессов укрупнения.

Практическая значимость работы определяется возможностью использования результатов моделирования для совершенствования методов прогнозирования осадков из слоистообразных облаков, повышения качества гидрометеорологического обеспечения авиации, автомобильного транспорта, энергетики и сельского хозяйства, а также разработки рекомендаций по активным воздействиям на облака для регулирования осадков.

Структура работы включает введение, три главы, заключение и список использованной литературы.

1 Классификация облаков

1.1 Морфологическая классификация

Морфологическая классификация облаков представляет собой систему разделения облачных образований по внешним признакам, форме, структуре и высоте расположения нижней границы над земной поверхностью. Данная классификация имеет фундаментальное значение для практической метеорологии и гидрометеорологического обеспечения различных отраслей экономики, поскольку форма облаков непосредственно связана с протекающими в них физическими процессами и определяет характер выпадающих осадков, влияет на радиационный режим подстилающей поверхности и условия полетов воздушных судов.

Современная международная классификация облаков, принятая Всемирной метеорологической организацией и используемая в системе Росгидромета, выделяет десять основных родов облаков, объединенных в группы по высоте расположения и характеру развития. Каждый род облаков характеризуется специфическими морфологическими признаками, особенностями микроструктуры, условиями формирования и эволюции. Латинская номенклатура облаков включает термины, отражающие форму облачных образований: «cirrus» (перистые), «cumulus» (кучевые), «stratus» (слоистые), а также промежуточные формы, образованные сочетанием базовых терминов. Важным элементом классификации является выделение видов, разновидностей и дополнительных особенностей облаков, позволяющих детализировать морфологическое описание и связать его с конкретными метеорологическими процессами.

Принципы морфологической классификации основаны на визуальном наблюдении облаков с земной поверхности и оценке их формы, цвета, структуры, оптических свойств и динамики изменения. Наблюдатель на метеорологической

станции определяет род, вид и разновидность облаков, высоту нижней границы, количество облаков в баллах, направление и скорость их перемещения. Для стандартизации наблюдений разработаны детальные описания облачных форм, представленные в Атласе облаков Всемирной метеорологической организации и соответствующих национальных руководствах. В российской практике используется Наставление гидрометеорологическим станциям и постам, в котором подробно изложены критерии определения различных родов облаков и правила кодирования облачной информации для передачи в систему гидрометеорологических сообщений.

Морфологические признаки облаков непосредственно связаны с физическими процессами, протекающими в атмосфере при их формировании. Форма облаков определяется характером вертикальных движений воздуха, распределением температуры и влажности по высоте, наличием инверсионных слоев, ограничивающих вертикальное развитие. Слоистообразные облака формируются в условиях упорядоченного подъема воздуха на больших площадях с относительно небольшими вертикальными скоростями, что приводит к образованию горизонтально протяженных облачных слоев с однородной структурой [1].

Важное значение для прикладной гидрометеорологии имеет связь морфологических форм облаков с характером выпадающих осадков. Слоистообразные облака, как правило, дают обложные осадки умеренной интенсивности, равномерно распределенные по площади и продолжительные по времени. Кучево-дождевые облака вертикального развития производят ливневые осадки высокой интенсивности, но ограниченные по площади и продолжительности. Перистые облака верхнего яруса состоят из ледяных кристаллов и не дают осадков, достигающих земной поверхности. Понимание связи между морфологией облаков и режимом осадков позволяет использовать

визуальные наблюдения облачности для краткосрочного прогнозирования погоды и оценки гидрометеорологических условий на ближайшие часы.

Морфологическая классификация облаков имеет важное практическое значение для авиационной метеорологии, поскольку различные роды облаков создают специфические условия для полетов воздушных судов. Слоисто-дождевые облака характеризуются значительной вертикальной мощностью, наличием переохлажденных капель, вызывающих обледенение самолетов, и интенсивными осадками, ухудшающими видимость. Кучево-дождевые облака представляют наибольшую опасность для авиации вследствие сильной турбулентности, интенсивного обледенения, электрических разрядов и возможности образования града. Слоистые и слоисто-кучевые облака нижнего яруса ограничивают видимость на аэродромах и затрудняют взлет и посадку воздушных судов. Информация о морфологии облаков используется при составлении авиационных прогнозов погоды и предупреждений об опасных явлениях.

Таким образом, морфологическая классификация облаков представляет собой научно обоснованную систему разделения облачных образований по внешним признакам, форме и структуре, тесно связанную с физическими процессами в атмосфере и имеющую важное прикладное значение для различных отраслей экономики. Визуальные наблюдения облачности, дополненные данными дистанционного зондирования, обеспечивают информационную основу для краткосрочного прогнозирования погоды, гидрометеорологического обеспечения авиации, строительства, сельского хозяйства и других видов хозяйственной деятельности. Понимание связи морфологии облаков с их микрофизической структурой и режимом осадков является необходимым элементом профессиональной подготовки специалистов в области прикладной гидрометеорологии.

1.2 Облака верхнего, среднего и нижнего яруса

Классификация облаков по ярусам основана на высоте расположения нижней границы облачного слоя над земной поверхностью и учитывает различия в физических условиях формирования облаков на разных уровнях тропосферы. Вертикальное распределение температуры и влажности воздуха, давление, условия конденсации и сублимации водяного пара изменяются с высотой, что определяет специфические особенности облаков различных ярусов – их фазовый состав, микроструктуру, оптические свойства, способность производить осадки. В российской гидрометеорологической практике выделяют три яруса облаков – верхний, средний и нижний, границы которых зависят от широты местности и связаны с климатическими особенностями вертикального распределения температуры воздуха.

Облака верхнего яруса формируются на высотах, превышающих 6 км в полярных широтах, 6-8 км в умеренных широтах и 8-10 км в тропических широтах, где температура воздуха в течение всего года остается значительно ниже нуля градусов Цельсия. Вследствие низких температур облака верхнего яруса состоят исключительно из ледяных кристаллов различной формы – пластинок, столбиков, игл, дендритов. К облакам верхнего яруса относятся перистые облака (Cirrus, Ci), перисто-кучевые облака (Cirrosumulus, Cc) и перисто-слоистые облака (Cirrostratus, Cs) [2].

Микрофизические характеристики облаков верхнего яруса определяются низкими температурами и малой абсолютной влажностью воздуха на высотах их формирования. Водность облаков верхнего яруса обычно не превышает 0,01-0,05 г/м³, концентрация ледяных кристаллов составляет от единиц до нескольких десятков в литре воздуха. Размеры кристаллов варьируют от десятков микрометров до нескольких миллиметров. Рост кристаллов происходит за счет

сублимации водяного пара непосредственно в твердую фазу, процессы коагуляции играют второстепенную роль. Форма кристаллов зависит от температуры и степени пересыщения водяного пара относительно льда: при температурах около минус 5-10 °С образуются пластинчатые кристаллы, при более низких температурах – столбчатые и игольчатые формы, при температурах около минус 15 °С – дендритные кристаллы сложной формы.

Облака верхнего яруса имеют важное синоптическое значение, поскольку часто являются первыми признаками приближения атмосферного фронта и связанного с ним ухудшения [3].

Облака среднего яруса располагаются на высотах от 2 до 6 км в полярных и умеренных широтах, от 2-4 до 8 км в тропических широтах. Температура воздуха на уровне облаков среднего яруса в умеренных широтах колеблется от 0 до минус 20-30 °С, что определяет смешанный фазовый состав облаков: они могут содержать переохлажденные капли воды, ледяные кристаллы или их смесь. К облакам среднего яруса относятся высоко-кучевые облака (*Alto cumulus*, Ac) и высоко-слоистые облака (*Alto stratus*, As). Высоко-кучевые облака представляют собой белые или серые пластины, глыбы, валы, разделенные просветами или расположенные сплошным слоем [4].

Микроструктура облаков среднего яруса характеризуется значительной изменчивостью в зависимости от температуры и условий формирования. В верхней более холодной части высоко-слоистых облаков преобладают ледяные кристаллы, в нижней части при температурах выше минус 10-15 °С присутствуют переохлажденные капли. Водность облаков среднего яруса составляет 0,1-0,5 г/м³, концентрация капель достигает сотен в кубическом сантиметре, размеры капель – от нескольких до нескольких десятков микрометров.

Облака среднего яруса играют важную роль в процессах атмосферного влагооборота и формировании режима осадков в умеренных широтах. Высоко-

слоистые облака, связанные с теплыми фронтами, создают зоны обложных осадков, охватывающие значительные площади и продолжающиеся в течение многих часов. Высоко-кучевые облака могут трансформироваться в кучево-дождевые облака при развитии конвективной неустойчивости и давать ливневые осадки. Анализ облачности среднего яруса используется при прогнозировании осадков, оценке условий для проведения авиационных полетов, планировании сельскохозяйственных работ. Данные о количестве и характере облаков среднего яруса передаются с метеорологических станций в кодах синоптических сообщений и используются для численного прогнозирования погоды.

Облака нижнего яруса формируются на высотах от поверхности земли до 2 км в полярных и умеренных широтах, до 2-4 км в тропических широтах. Температура воздуха на уровне облаков нижнего яруса близка к температуре приземного слоя и в теплое время года превышает 0 °С, в холодное время года может опускаться ниже нуля. К облакам нижнего яруса относятся слоисто-кучевые облака (Stratocumulus, Sc), слоистые облака (Stratus, St) и слоисто-дождевые облака (Nimbostratus, Ns). Слоисто-кучевые облака представляют собой серые или белесые гряды, валы, пластины, разделенные просветами или сомкнутые в сплошной покров. Слоистые облака образуют однородный серый слой, часто расположенный очень низко над земной поверхностью, могут давать слабую морось или снежные зерна.

Слоисто-дождевые облака являются типичными облаками обложных осадков, характеризуются значительной вертикальной мощностью (от нижнего яруса до среднего, иногда до верхнего яруса), темно-серым цветом, бесструктурным видом, наличием падающих осадков в виде дождя или снега. Микроструктура слоисто-дождевых облаков смешанная: верхняя часть состоит из ледяных кристаллов, средняя часть содержит переохлажденные капли и кристаллы, нижняя часть – капли воды (при положительных температурах) или

снежинки и ледяные частицы (при отрицательных температурах). Водность слоисто-дождевых облаков достигает $0,3-1,0 \text{ г/м}^3$, что обеспечивает интенсивный рост частиц осадков. Процессы укрупнения частиц включают коагуляцию капель, рост кристаллов за счет сублимации, слипание кристаллов при образовании снежинок.

Облака нижнего яруса имеют наибольшее практическое значение для гидрометеорологического обеспечения, поскольку непосредственно влияют на условия видимости, режим осадков, безопасность транспортных операций. Низкая слоистая облачность ограничивает видимость на аэродромах, создает сложные условия для взлета и посадки воздушных судов, требует применения приборных систем посадки. Морось и слабый дождь из слоистых облаков вызывают увлажнение дорожного покрытия и снижают коэффициент сцепления автомобильных шин с дорогой. Слоисто-дождевые облака производят обложные осадки, формирующие основную часть годовой суммы осадков в умеренных широтах, определяют водный режим рек, условия формирования снежного покрова, влагообеспеченность сельскохозяйственных культур. Прогнозирование облачности нижнего яруса является важной задачей краткосрочного и среднесрочного прогнозирования погоды.

Таким образом, классификация облаков по ярусам отражает вертикальную структуру облачности, связанную с распределением температуры и влажности в тропосфере, и имеет важное значение для понимания физических процессов формирования облаков, прогнозирования погоды и гидрометеорологического обеспечения. Облака верхнего яруса характеризуются ледяной структурой, высокой прозрачностью, являются индикаторами изменения синоптической обстановки. Облака среднего яруса имеют смешанный фазовый состав, участвуют в формировании осадков, связаны с атмосферными фронтами. Облака нижнего яруса непосредственно влияют на условия видимости, режим осадков,

имеют наибольшее практическое значение для гидрометеорологического обеспечения различных отраслей экономики.

1.3 Облака вертикального развития

Облака вертикального развития представляют собой особую группу облачных образований, характеризующихся значительной вертикальной протяженностью, интенсивными восходящими движениями воздуха, конвективным механизмом формирования и способностью производить ливневые осадки высокой интенсивности. В отличие от слоистообразных облаков, развивающихся в горизонтальном направлении при упорядоченном подъеме воздуха на больших площадях, облака вертикального развития формируются в условиях конвективной неустойчивости атмосферы, когда существует значительный вертикальный градиент температуры и потенциальная энергия неустойчивости реализуется в виде локальных мощных восходящих потоков. К облакам вертикального развития относятся кучевые облака (Cumulus, Cu) и кучево-дождевые облака (Cumulonimbus, Cb), различающиеся по степени вертикального развития, интенсивности процессов и связанным с ними явлениям погоды.

Микроструктура кучевых облаков определяется интенсивными восходящими движениями воздуха, обеспечивающими высокие значения влажности и концентрации облачных капель. В восходящих потоках кучевых облаков влажность достигает $1-3 \text{ г/м}^3$, концентрация капель составляет сотни в кубическом сантиметре, размеры капель варьируют от нескольких микрометров до нескольких десятков микрометров. Рост капель происходит как за счет конденсации водяного пара на ядрах конденсации, так и за счет коагуляции – столкновения и слияния капель при их движении в восходящем потоке. Крупные капли, имеющие большую скорость падения, сталкиваются с мелкими каплями и

увеличиваются в размерах. При достижении капель размеров около 100 мкм они начинают выпадать из облака в виде дождевых капель, если вертикальная скорость восходящего потока недостаточна для удержания капель во взвешенном состоянии.

Облака вертикального развития формируются при определенных синоптических условиях, способствующих развитию конвективной неустойчивости. К таким условиям относятся прогрев подстилающей поверхности в дневные часы, адвекция холодного воздуха в верхних слоях тропосферы, орографический подъем воздуха на наветренных склонах возвышенностей, прохождение атмосферных фронтов, особенно холодных фронтов. В теплый период года кучевые и кучево-дождевые облака развиваются преимущественно во второй половине дня, когда достигается максимальный прогрев поверхности и максимальная конвективная неустойчивость. В холодный период года конвективная облачность менее развита, но может формироваться при прохождении холодных фронтов или при трансформации холодных воздушных масс над относительно теплой подстилающей поверхностью.

Прогнозирование развития облаков вертикального развития основано на анализе вертикального распределения температуры и влажности, оценке индексов конвективной неустойчивости, таких как индекс неустойчивости К, индекс полных атмосферных осадков, индекс подъемной силы. Данные индексы рассчитываются по результатам аэрологического зондирования атмосферы и характеризуют степень неустойчивости и вероятность развития конвективных облаков [5].

Облака вертикального развития оказывают значительное влияние на радиационный и тепловой баланс атмосферы и подстилающей поверхности. Конвективные облака играют важную роль в вертикальном переносе тепла, влаги

и импульса в атмосфере, влияют на крупномасштабную циркуляцию воздуха, участвуют в формировании климата.

Таким образом, облака вертикального развития представляют собой конвективные облачные системы, характеризующиеся значительной вертикальной протяженностью, интенсивными восходящими движениями, способностью производить ливневые осадки, грозы, град и другие опасные явления. Физические процессы в облаках вертикального развития включают интенсивную конденсацию водяного пара, рост частиц осадков за счет коагуляции, фазовые переходы воды, электрические явления. Прогнозирование развития конвективных облаков и связанных с ними опасных явлений является важной задачей гидрометеорологического обеспечения и требует применения современных методов анализа атмосферной неустойчивости, радиолокационного и спутникового мониторинга облачности.

2 Микрофизические основы формирования осадков в переохлажденных слоистообразных облаках

2.1 Микрофизика облаков

Микрофизика облаков представляет собой раздел физики атмосферы, изучающий процессы образования, роста, взаимодействия и эволюции облачных частиц – капель воды, ледяных кристаллов и смешанных фазовых элементов. Понимание микрофизических процессов в облаках имеет фундаментальное значение для объяснения механизмов формирования осадков, прогнозирования режима осадков, разработки методов активного воздействия на облака, оценки радиационных свойств облачности и ее влияния на климат. Микрофизические характеристики облаков включают размеры облачных частиц, их концентрацию, фазовый состав, водность облака – массу воды или льда, содержащуюся в единице объема облачного воздуха. Эти характеристики определяют оптические свойства облаков, скорость роста частиц осадков, интенсивность осадков, достигающих земной поверхности [6].

Образование облачных капель начинается с конденсации водяного пара на ядрах конденсации – мельчайших аэрозольных частицах, присутствующих в атмосфере. Ядра конденсации имеют различное происхождение: морские соли, продукты сгорания, почвенная пыль, промышленные выбросы. Размеры ядер конденсации варьируют от десятков нанометров до нескольких микрометров. Наиболее эффективными ядрами конденсации являются гигроскопичные частицы, способные растворять воду и понижать давление насыщенного пара над их поверхностью. Конденсация водяного пара на ядрах начинается при относительной влажности, близкой к 100%, а на гигроскопичных ядрах может начинаться при меньших значениях относительной влажности. При достижении воздухом насыщения в результате адиабатического подъема и охлаждения на ядрах конденсации начинается рост капель, формируется облако [7].

Рост облачных капель происходит за счет двух основных механизмов – конденсационного роста и коагуляционного роста. Конденсационный рост обусловлен диффузией водяного пара к поверхности капли и конденсацией пара на капле при наличии пересыщения водяного пара в облачном воздухе. Скорость конденсационного роста капли определяется разностью между фактическим давлением водяного пара и давлением насыщенного пара над поверхностью капли, коэффициентом диффузии водяного пара в воздухе, температурой воздуха, размером капли. Конденсационный рост эффективен для капель малых размеров (до 20-30 мкм) и обеспечивает быстрое увеличение размеров капель в начальной стадии формирования облака. При увеличении размера капли скорость конденсационного роста замедляется, поскольку диффузионный поток пара к поверхности капли ограничен скоростью диффузии в воздухе [8].

Коагуляционный рост капель обусловлен столкновением и слиянием капель при их движении в облачном воздухе. Вероятность столкновения капель зависит от их размеров, относительной скорости движения.

Образование ледяных частиц в облаках происходит при температурах ниже 0 °С и включает несколько механизмов: гомогенная кристаллизация переохлажденных капель, гетерогенная кристаллизация на ядрах кристаллизации, сублимация водяного пара непосредственно в твердую фазу.

Рост ледяных кристаллов в облаках смешанного фазового состава происходит преимущественно за счет сублимации водяного пара на поверхности кристаллов. При температурах от 0 до минус 38 °С в облаках одновременно присутствуют переохлажденные капли и ледяные кристаллы. Давление насыщенного пара над поверхностью льда ниже, чем над поверхностью воды при одинаковой температуре, поэтому воздух, насыщенный относительно воды, оказывается пересыщенным относительно льда. Водяной пар сублимирует на поверхности ледяных кристаллов, кристаллы растут, переохлажденные капли

испаряются, поддерживая пересыщение относительно льда. Этот механизм роста кристаллов за счет испарения капель называется механизмом Бергерона-Финдейзена.

Таким образом, микрофизика облаков изучает процессы образования, роста и эволюции облачных частиц, определяющие формирование осадков, радиационные свойства облаков, их влияние на климат. Основные микрофизические процессы включают конденсацию водяного пара на ядрах конденсации, конденсационный и коагуляционный рост капель, образование ледяных кристаллов путем кристаллизации переохлажденных капель и сублимации водяного пара, рост кристаллов за счет механизма Бергерона-Финдейзена. Понимание микрофизических процессов необходимо для прогнозирования осадков, разработки методов активного воздействия на облака, совершенствования климатических моделей.

2.2 Слоистые облака

Слоистые облака представляют собой важную группу облачных образований, характеризующихся горизонтальной слоистой структурой, однородным строением, формированием в условиях упорядоченного подъема воздуха на больших площадях при относительно малых вертикальных скоростях. К слоистообразным облакам относятся слоистые облака (Stratus, St), слоисто-кучевые облака (Stratocumulus, Sc), высоко-слоистые облака (Altostratus, As), слоисто-дождевые облака (Nimbostratus, Ns), перисто-слоистые облака (Cirrostratus, Cs). Слоистообразная структура облаков обусловлена характером атмосферных процессов, приводящих к их формированию: адвекцией теплого влажного воздуха над холодной подстилающей поверхностью, упорядоченным подъемом воздуха в зонах атмосферных фронтов, радиационным выхолаживанием приземного слоя воздуха в ночные часы. Слоистообразные

облака играют важную роль в формировании режима обложных осадков, определяют радиационный режим подстилающей поверхности, влияют на условия видимости и безопасность транспортных операций [9].

Слоистые облака представляют собой однородный серый облачный слой, расположенный низко над земной поверхностью, часто с нечетко выраженной нижней границей. Высота нижней границы слоистых облаков составляет от нескольких десятков до нескольких сотен метров, вертикальная мощность не превышает 300-800м. Слоистые облака формируются в результате радиационного выхолаживания приземного слоя воздуха в ночные часы при ясной или малооблачной погоде, адвекции теплого влажного воздуха над холодной подстилающей поверхностью, подъема тумана при усилении ветра. Из слоистых облаков может выпадать слабая морось в виде мельчайших капель диаметром менее 0,5 мм, при отрицательных температурах – снежные зерна. Слоистые облака ограничивают видимость до нескольких километров или менее, создают сложные условия для взлета и посадки воздушных судов на аэродромах.

Слоисто-кучевые облака представляют собой серые или белесые пластины, гряды, валы, разделенные просветами или сомкнутые в сплошной покров, расположенные в нижнем ярусе. Высота нижней границы слоисто-кучевых облаков составляет 600-1500 м, вертикальная мощность 200-800 м. Слоисто-кучевые облака формируются при слабой конвективной неустойчивости в нижнем слое атмосферы, волнообразных движениях воздуха, растекании и разрушении кучевых облаков. Из слоисто-кучевых облаков могут выпадать слабые осадки в виде морсящего дождя или снега. Слоисто-кучевые облака часто наблюдаются в антициклонах, где они формируются в результате ночного радиационного выхолаживания и разрушаются в дневные часы при прогреве подстилающей поверхности [10].

Высоко-слоистые облака представляют собой серый или синеватый однородный или слегка волокнистый покров среднего яруса, через который Солнце просвечивает как через матовое стекло, гало не наблюдаются. Высота нижней границы высоко-слоистых облаков составляет 2-6 км, вертикальная мощность достигает 1-3 км. Высоко-слоистые облака формируются в зонах теплых фронтов при упорядоченном подъеме теплого воздуха над холодным воздухом, располагающимся в виде клина у земной поверхности. Микроструктура высоко-слоистых облаков смешанная: верхняя часть состоит из ледяных кристаллов, нижняя часть содержит переохлажденные капли. Из высоко-слоистых облаков могут выпадать слабые осадки, которые часто испаряются, не достигая земной поверхности. При уплотнении и понижении высоко-слоистых облаков они переходят в слоисто-дождевые облака [11].

Слоисто-дождевые облака представляют собой темно-серый бесструктурный облачный слой значительной вертикальной мощности, простирающийся от нижнего яруса до среднего, иногда до верхнего яруса. Вертикальная мощность слоисто-дождевых облаков составляет 3-6 км, в отдельных случаях достигает 8 км. Слоисто-дождевые облака являются типичными облаками обложных осадков, из них выпадает дождь или снег умеренной интенсивности, продолжающийся в течение многих часов. Слоисто-дождевые облака формируются в зонах атмосферных фронтов при упорядоченном подъеме воздуха на больших площадях, связаны с циклонической деятельностью. Микроструктура слоисто-дождевых облаков сложная: верхняя часть состоит из ледяных кристаллов, средняя часть содержит переохлажденные капли, ледяные кристаллы и снежинки, нижняя часть – дождевые капли или снежинки в зависимости от температуры воздуха.

Переохлажденные слоистообразные облака представляют особый интерес для исследования процессов формирования осадков в зимний период и в

переходные сезоны. При температурах от 0 до минус 10-15 °С слоистообразные облака содержат переохлажденные капли, которые остаются в жидком состоянии, несмотря на отрицательную температуру. Отсутствие кристаллизации капель связано с недостаточной концентрацией ядер кристаллизации, способных инициировать образование ледяной фазы при данных температурах. Переохлажденные капли создают опасность обледенения самолетов при полетах в облаках, поскольку при столкновении с поверхностью самолета капли замерзают, образуя ледяные отложения, увеличивающие массу воздушного судна и ухудшающие аэродинамические характеристики.

Формирование осадков в переохлажденных слоистообразных облаках происходит при появлении ледяных кристаллов, которые растут за счет сублимации водяного пара и механизма Бергерона-Финдейзена. Источником ледяных кристаллов может быть верхняя более холодная часть облака, где температура ниже минус 15-20 °С и происходит кристаллизация капель, или адвекция кристаллов из облаков верхнего яруса. Падая через слой переохлажденных капель, ледяные кристаллы растут за счет сублимации водяного пара, испаряющегося с поверхности капель, и аккреции переохлажденных капель. В результате образуются снежинки, которые выпадают из облака в виде снега. При прохождении через слой воздуха с положительными температурами снежинки тают, превращаясь в дождевые капли.

Роль вертикальных движений в формировании осадков из слоистообразных облаков заключается в поддержании пересыщения водяного пара, обеспечении подъема частиц в зону повышенной влажности, увеличении времени пребывания частиц в облаке. Вертикальные скорости в слоистообразных облаках составляют 10-50 см/с, что значительно меньше, чем в кучевых облаках, но достаточно для поддержания процессов роста частиц и формирования осадков умеренной интенсивности. При наличии упорядоченных восходящих движений в зоне

фронта скорость роста частиц увеличивается, интенсивность осадков возрастает. При ослаблении восходящих движений или при наличии нисходящих движений осадки ослабевают или прекращаются.

Таким образом, слоистые облака представляют собой группу облачных образований с горизонтальной слоистой структурой, формирующихся при упорядоченном подъеме воздуха, характеризующихся однородной микроструктурой, способных производить обложные осадки умеренной интенсивности.

2.2.1 Слоистые и слоисто-кучевые облака

Слоистые и слоисто-кучевые облака нижнего яруса представляют собой наиболее часто наблюдаемые облачные формы в умеренных широтах, особенно в холодный период года. Слоистые облака образуют однородный серый облачный слой с нечетко выраженной нижней границей, расположенный на малых высотах – от нескольких десятков до нескольких сотен метров над земной поверхностью. Слоисто-кучевые облака имеют более структурированный вид, состоят из пластин, гряд или валов, разделенных просветами или сомкнутых в сплошной покров, располагаются на высотах 600-1500 м. Оба типа облаков формируются при слабых вертикальных движениях, характеризуются малой водностью, дают слабые осадки или не дают осадков [1].

Условия формирования слоистых облаков связаны с радиационным выхолаживанием приземного слоя воздуха в ночные часы, адвекцией теплого влажного воздуха над холодной подстилающей поверхностью, подъемом тумана при усилении ветра. Радиационное выхолаживание наиболее эффективно при ясной или малооблачной погоде, слабом ветре, высокой относительной влажности воздуха. В результате выхолаживания температура приземного слоя воздуха понижается до точки росы, происходит конденсация водяного пара,

образуется туман или слоистые облака. При усилении ветра туман поднимается над поверхностью, трансформируясь в слоистые облака. Адвекция теплого влажного воздуха над холодной подстилающей поверхностью также приводит к охлаждению нижнего слоя воздуха, конденсации влаги и образованию слоистых облаков.

Микрофизические характеристики слоистых облаков определяются условиями их формирования в приземном слое атмосферы, где концентрация аэрозольных ядер конденсации высока. Средний диаметр облачных капель в слоистых облаках составляет 5-15 мкм, концентрация капель достигает 200-500 см⁻³, водность не превышает 0,1-0,3 г/м³. Малый размер капель и низкая водность обуславливают слабую интенсивность процессов коагуляции и медленный рост частиц до размеров, достаточных для выпадения в виде осадков. Морось, выпадающая из слоистых облаков, состоит из мельчайших капель диаметром 0,1-0,5 мм, скорость падения которых мала, поэтому морось равномерно распределяется по площади и оседает на поверхность в течение длительного времени. Интенсивность морозящих осадков обычно не превышает 0,1-0,3 мм/ч.

Прогнозирование формирования и рассеивания слоистых и слоисто-кучевых облаков основано на анализе температуры и влажности приземного слоя воздуха, прогнозе температуры точки росы, оценке условий радиационного выхолаживания, анализе синоптической ситуации. Методы прогнозирования включают статистические модели, основанные на связи между метеорологическими параметрами и вероятностью формирования облаков нижнего яруса, численные модели атмосферы, рассчитывающие эволюцию температурно-влажностного профиля атмосферы и характеристики облачности.

Таким образом, слоистые и слоисто-кучевые облака нижнего яруса представляют собой облачные образования, формирующиеся при радиационном выхолаживании, адвекции влажного воздуха, слабой конвективной

неустойчивости, характеризующиеся малой вертикальной мощностью, низкой водностью, малым размером капель.

2.2.2 Слоисто-дождевые облака

Слоисто-дождевые облака представляют собой мощные облачные системы, формирующие обложные осадки умеренной и сильной интенсивности, охватывающие значительные площади и продолжающиеся в течение многих часов. Слоисто-дождевые облака имеют темно-серый, почти черный цвет, бесструктурный вид, сплошной покров, полностью закрывающий небо. Вертикальная мощность слоисто-дождевых облаков составляет 3-6 км, облака простираются от нижнего яруса до среднего, иногда до верхнего яруса тропосферы. Высота нижней границы слоисто-дождевых облаков обычно составляет 300-1000 м, верхняя граница располагается на высотах 3-7 км. Слоисто-дождевые облака связаны с атмосферными фронтами, циклонической деятельностью, упорядоченным подъемом воздуха на больших площадях.

Микроструктура слоисто-дождевых облаков характеризуется смешанным фазовым составом и высокой водностью. Верхняя часть облака при температурах ниже минус 10-15 °С состоит из ледяных кристаллов, средняя часть содержит переохлажденные капли, ледяные кристаллы и снежинки, нижняя часть при положительных температурах состоит из дождевых капель. Водность слоисто-дождевых облаков достигает 0,5-1,5 г/м³, что значительно превышает водность слоистых и слоисто-кучевых облаков. Высокая водность обеспечивается продолжительным подъемом влажного воздуха и интенсивной конденсацией водяного пара. Концентрация облачных капель в слоисто-дождевых облаках составляет 100-300 см⁻³, размеры капель варьируют от нескольких микрометров до нескольких десятков микрометров, размеры дождевых капель достигают 1-3 мм [9].

Процессы формирования осадков в слоисто-дождевых облаках включают механизм Бергерона-Финдейзена, коагуляцию капель, ледяных кристаллов и переохлажденных капель на ледяных частицах. В верхней части облака образуются ледяные кристаллы путем кристаллизации переохлажденных капель и сублимации водяного пара. Кристаллы растут за счет сублимации водяного пара, испаряющегося с поверхности переохлажденных капель, расположенных в средней части облака. Выпадая из верхней части облака, кристаллы проходят через зону переохлажденных капель, где происходит аккреция – захват капель поверхностью кристаллов и намерзание воды. В результате образуются крупные ледяные частицы и снежинки, которые при слипании формируют крупные снежные хлопья. При прохождении через слой воздуха с температурой выше 0 °С снежинки тают, превращаясь в дождевые капли, которые достигают земной поверхности в виде дождя.

Интенсивность осадков из слоисто-дождевых облаков зависит от водности облака, вертикальной скорости восходящих движений, продолжительности существования облачной системы. При высокой водности и значительных вертикальных скоростях интенсивность осадков достигает 3-5 мм/ч, осадки классифицируются как умеренные или сильные. При низкой водности и слабых восходящих движениях интенсивность осадков не превышает 1-2 мм/ч, осадки классифицируются как слабые. Продолжительность осадков из слоисто-дождевых облаков определяется скоростью перемещения атмосферного фронта и может составлять от нескольких часов до суток. Общее количество осадков, выпавших за период прохождения фронтальной системы, достигает 10-30 мм, в отдельных случаях превышает 50 мм [12].

Слоисто-дождевые облака определяют режим обложных осадков на территории Российской Федерации, формируют основную часть годовой суммы

осадков в умеренных широтах, влияют на водный режим рек, формирование снежного покрова, влагообеспеченность сельскохозяйственных территорий.

Таким образом, слоисто-дождевые облака представляют собой мощные облачные системы, связанные с атмосферными фронтами, характеризующиеся значительной вертикальной протяженностью, смешанным фазовым составом, высокой водностью, формирующие обложные осадки умеренной и сильной интенсивности. Слоисто-дождевые облака определяют режим осадков в умеренных широтах, влияют на водный баланс территории, представляют опасность обледенения для авиации. Понимание процессов формирования осадков в слоисто-дождевых облаках необходимо для прогнозирования погоды, гидрологических прогнозов, гидрометеорологического обеспечения различных отраслей экономики.

2.3 Осадки

Осадки представляют собой важнейший элемент гидрометеорологического режима территории, определяющий водный баланс, режим рек и водоемов, влагообеспеченность сельскохозяйственных земель, условия функционирования транспортной инфраструктуры, энергетических систем, жизнедеятельности населения. Под атмосферными осадками понимают воду в жидком или твердом состоянии, выпадающую из облаков или осаждающуюся непосредственно из воздуха на земную поверхность и предметы. Количество осадков измеряется толщиной слоя воды в миллиметрах, который образовался бы на горизонтальной поверхности при отсутствии испарения, просачивания и стока. Режим осадков характеризуется суточным, месячным, годовым ходом, пространственным распределением, изменчивостью от года к году, зависимостью от синоптических процессов и климатических факторов [7].

Атмосферные осадки формируются в облаках в результате процессов укрупнения облачных частиц до размеров, при которых скорость падения частиц превышает скорость восходящих движений воздуха в облаке, что приводит к выпадению частиц из облака. Для капель воды критический размер составляет около 100 мкм, при котором скорость падения капли достигает 0,5-0,7 м/с. Для ледяных частиц критический размер зависит от формы частиц: снежинки диаметром 1-3 мм имеют скорость падения 0,5-1,5 м/с, градины диаметром 5-10 мм имеют скорость падения 5-15 м/с. Процессы укрупнения облачных частиц включают конденсационный и коагуляционный рост капель, включая рост кристаллов за счет сублимации водяного пара, агрегацию кристаллов и аккрецию переохлажденных капель на ледяных частицах.

Классификация атмосферных осадков основана на различных признаках, включающих фазовое состояние осадков (жидкие, твердые, смешанные), характер выпадения (обложные, ливневые, морозящие), генезис осадков (фронтальные, внутримассовые, орографические), интенсивность осадков, форму и размеры частиц осадков. Комплексная классификация осадков используется в метеорологической практике для кодирования информации об осадках в синоптических сообщениях, составления прогнозов погоды, оценки опасных гидрометеорологических явлений, связанных с осадками. [6].

Классификация осадков по размерам частиц используется в микрофизике облаков и осадков для анализа спектра размеров частиц, определения процессов роста частиц, оценки интенсивности осадков по характеристикам частиц. Дождевые капли классифицируются на мелкие (диаметр 0,5-2 мм), средние (диаметр 2-4 мм), крупные (диаметр 4-6 мм). Капли диаметром более 6-7 мм неустойчивы, разрушаются при падении на более мелкие капли. Снежинки классифицируются по форме кристаллов: пластинчатые, столбчатые, игольчатые, дендритные, звездчатые, неправильной формы. Форма снежинок зависит от

температуры и условий роста кристаллов. Размеры снежинок варьируют от 1-2 мм до 1-2 см, крупные снежные хлопья образуются при агрегации кристаллов.

Осадки, выпадающие из облаков, могут не достигать земной поверхности вследствие испарения капель или сублимации кристаллов при прохождении через сухой слой воздуха ниже облаков. Такие осадки называются падающими осадками (*virga*), наблюдаются в виде полос осадков, свисающих из облаков, но не достигающих земли. Падающие осадки характерны для засушливых районов, где относительная влажность воздуха в приземном слое низка. Испарение падающих осадков охлаждает воздух, может приводить к образованию нисходящих потоков, достигающих земной поверхности в виде шквалов.

2.4 Процессы укрупнения облачных элементов и образование осадков

Процессы укрупнения облачных элементов представляют собой совокупность физических механизмов, обеспечивающих рост облачных частиц от размеров нескольких микрометров до размеров частиц осадков, составляющих десятки микрометров для морсящих осадков, сотни микрометров для дождевых капель, миллиметры и сантиметры для снежинок и градин. Укрупнение облачных частиц является необходимым условием формирования осадков, поскольку мелкие облачные капли размером менее 20-30 мкм имеют малую скорость падения (менее 1 см/с) и остаются во взвешенном состоянии в восходящих потоках воздуха. Для выпадения частиц из облака скорость падения частиц должна превышать скорость восходящих движений воздуха, что требует увеличения размеров частиц и соответственно их массы [9].

Конденсационный и коагуляционный рост капель представляют собой два основных механизма увеличения размеров облачных капель на начальных стадиях формирования облаков и образования осадков. Конденсационный рост обусловлен диффузией водяного пара к поверхности капли и фазовым переходом

водяного пара в жидкое состояние при конденсации. Коагуляционный рост обусловлен столкновением и слиянием капель при их относительном движении в облаке. Оба механизма протекают одновременно, но на разных стадиях роста капель доминирует тот или иной механизм.

Конденсационный рост капли описывается уравнением, связывающим скорость изменения радиуса капли со временем с градиентом давления водяного пара вблизи поверхности капли, коэффициентом диффузии водяного пара в воздухе, плотностью воды. Скорость роста радиуса капли пропорциональна разности между фактическим давлением водяного пара на бесконечности (вдали от капли) и давлением насыщенного пара над поверхностью капли, обратно пропорциональна радиусу капли. Для малых капель радиусом 1-10 мкм скорость роста максимальна, для крупных капель радиусом более 20-30 мкм скорость роста резко снижается. Это связано с тем, что диффузионный поток водяного пара к капле ограничен скоростью диффузии в воздухе, и с увеличением радиуса капли площадь поверхности растет, а градиент концентрации водяного пара вблизи поверхности уменьшается.

Замедление конденсационного роста капель при увеличении их размеров связано с ограниченностью диффузионного потока водяного пара к поверхности капли и уменьшением пересыщения водяного пара в облаке. Пересыщение поддерживается восходящими движениями воздуха, приводящими к адиабатическому охлаждению и увеличению относительной влажности выше 100%. Однако конденсация водяного пара на растущих каплях расходует избыток водяного пара и снижает пересыщение. Относительное пересыщение определяется как отношение избытка давления пара к давлению насыщенного пара и выражается в процентах. В стационарном состоянии пересыщение в облаке не превышает 0,1-1,0%, что недостаточно для быстрого конденсационного роста капель до размеров дождевых капель. Время

конденсационного роста капли от радиуса 10 мкм до радиуса 100 мкм составляет несколько часов, что значительно превышает время жизни облаков. Следовательно, конденсационный рост сам по себе не может обеспечить формирование дождевых капель за реалистичное время существования облака.

Скорость роста кристаллов по механизму Бержерона-Финдейзена составляет несколько микрометров в минуту для кристаллов размером 100 мкм. За время 20-30 минут кристаллы могут вырасти до размеров 1-2 мм, достаточных для выпадения в виде снега [2].

Эффективность механизма Бержерона-Финдейзена зависит от концентрации ледяных кристаллов и переохлажденных капель, температуры облака, водности облака. Оптимальные условия для роста кристаллов существуют при температурах от минус 10 до минус 15 °С, когда пересыщение относительно льда максимально, а форма кристаллов (дендриты) способствует быстрому росту. При более низких температурах (ниже минус 20-25 °С) концентрация переохлажденных капель уменьшается, капли замерзают, механизм Бержерона-Финдейзена становится менее эффективным. При более высоких температурах (выше минус 5 °С) разность давлений насыщенного пара над водой и льдом мала, рост кристаллов замедляется.

Коагуляционный рост капель обусловлен столкновением и слиянием капель при их движении в облаке и становится эффективным механизмом укрупнения капель при достижении ими размеров 20-30 мкм. Он описывается кинетическим уравнением коагуляции, учитывающим изменение функции распределения капель по размерам за счет столкновений и слияний капель. Скорость коагуляционного роста капли радиусом r зависит от концентрации капель меньших размеров, скорости столкновений капель, эффективности захвата. Скорость столкновений капель определяется разностью скоростей падения капель различных размеров и эффективным сечением столкновения.

Крупная капля радиусом R , падающая со скоростью $V(R)$, сталкивается с мелкими каплями радиусом r , падающими со скоростью $V(r)$, если расстояние между центрами капель при прохождении крупной капли не превышает сумму радиусов $R + r$. Скорость столкновений пропорциональна квадрату суммы радиусов и разности скоростей падения капель.

Эффективность захвата характеризует вероятность слияния капель при столкновении и зависит от соотношения размеров капель, наличия воздушной прослойки между каплями. Для капель близких размеров эффективность захвата мала (менее 0,1), для капель, размеры которых различаются в несколько раз, эффективность захвата возрастает до 0,5-0,8.

Влияние водности облака на скорость коагуляционного роста капель значительно: при увеличении водности концентрация капель возрастает, вероятность столкновений увеличивается, скорость роста капель возрастает. При водности 1 г/м^3 время роста капли от радиуса 50 мкм до радиуса 100 мкм составляет около 10-15 минут, при водности 2 г/м^3 это время сокращается до 5-7 минут. Следовательно, облака с высокой водностью быстрее производят осадки, что объясняет более высокую интенсивность осадков из мощных конвективных облаков по сравнению со слоистообразными облаками с низкой водностью [8].

Вертикальные движения воздуха в облаке влияют на конденсационный и коагуляционный рост капель. Восходящие потоки поддерживают пересыщение водяного пара, обеспечивая конденсационный рост, удерживают капли во взвешенном состоянии, увеличивая время их пребывания в облаке и вероятность столкновений. Нисходящие потоки приводят к адиабатическому нагреву воздуха, снижению относительной влажности, испарению капель, прекращению роста. В облаках с интенсивными восходящими движениями (кучево-дождевые облака) капли быстро достигают больших размеров за счет коагуляции и выпадают в виде

ливневых осадков. В облаках со слабыми восходящими движениями (слоистые облака) рост капель происходит медленно.

Таким образом, процессы укрупнения облачных элементов включают конденсационный рост капель и коагуляционный рост капель. Конденсационный рост эффективен для малых капель и обеспечивает быстрое увеличение размеров капель от 1 до 20-30 мкм. Коагуляционный рост становится доминирующим для капель радиусом более 20-30 мкм и обеспечивает рост капель до размеров дождевых капель за реалистичное время. Скорость роста капель зависит от степени пересыщения водяного пара, водности облака, концентрации и распределения капель по размерам, интенсивности вертикальных движений. Понимание механизмов роста капель необходимо для моделирования формирования осадков, прогнозирования режима осадков, разработки методов активного воздействия на облака.

3 Моделирование роста частиц осадков в переохлажденных слоистообразных облаках

3.1 Механизмы превращения облачных частиц в частицы осадков в зависимости от параметров облаков

Механизмы превращения облачных частиц в частицы осадков в переохлажденных слоистообразных облаках определяются сложным взаимодействием микрофизических процессов, зависящих от температуры облака, водности, концентрации и размеров облачных капель и ледяных кристаллов, вертикальных движений воздуха, продолжительности существования облачной системы. Переохлажденные слоистообразные облака характеризуются температурами от 0 до минус 15-20 °С, смешанным фазовым составом, содержанием переохлажденных капель и ледяных кристаллов, относительно невысокой водностью (0,2-1,0 г/м³), слабыми вертикальными движениями (10-50 см/с). Эти условия определяют специфику процессов роста частиц осадков, отличающуюся от процессов в теплых облаках с температурой выше 0 °С и конвективных облаках с интенсивными восходящими потоками [9].

Зависимость скорости роста кристаллов от температуры облака определяется температурной зависимостью разности давлений пара над водой и льдом, формы кристаллов, коэффициента диффузии водяного пара. Максимальная скорость роста кристаллов наблюдается при температурах около минус 12-15 °С, когда формируются дендритные кристаллы с большой площадью поверхности и максимальной скоростью сублимации. При температурах выше минус 10 °С и ниже минус 20 °С скорость роста кристаллов снижается. При температурах выше минус 5 °С разность давлений пара над водой и льдом мала, что также негативно сказывается на процессе формирования кристаллов. При температурах ниже минус 25-30 °С концентрация переохлажденных капель

уменьшается вследствие их замерзания, источник водяного пара истощается, скорость роста кристаллов снижается.

Концентрация ледяных кристаллов в переохлажденном облаке определяется концентрацией ядер кристаллизации, эффективностью кристаллизации, процессами вторичного образования кристаллов. Концентрация ядер кристаллизации в атмосфере значительно меньше концентрации ядер конденсации и составляет $0,1-10 \text{ л}^{-1}$ при температурах от 0 до минус $10 \text{ }^{\circ}\text{C}$, увеличивается до $10-100 \text{ л}^{-1}$ при температурах ниже минус $15 \text{ }^{\circ}\text{C}$. Низкая концентрация ядер кристаллизации объясняет устойчивость переохлажденных капель в облаках и длительное время существования переохлажденных облаков. При низкой концентрации кристаллов скорость роста каждого кристалла высока, поскольку доступный водяной пар распределяется между небольшим числом кристаллов. При высокой концентрации кристаллов скорость роста каждого кристалла снижается, осадки формируются медленнее [13].

Водность облака определяет количество доступной воды для роста частиц осадков и непосредственно влияет на интенсивность осадков. При высокой водности (более $0,5 \text{ г/м}^3$) скорость роста кристаллов по механизму Бергерона-Финдейзена высока, кристаллы быстро достигают размеров, достаточных для выпадения, интенсивность осадков возрастает. При низкой водности (менее $0,2 \text{ г/м}^3$) скорость роста кристаллов мала, кристаллы могут не достичь критического размера для выпадения, осадки не формируются или имеют малую интенсивность. Водность облака зависит от интенсивности восходящих движений, влагосодержания воздушной массы, стадии развития облачной системы. В зонах атмосферных фронтов с упорядоченными восходящими движениями водность слоисто-дождевых облаков достигает $0,5-1,5 \text{ г/м}^3$, что обеспечивает формирование обложных осадков умеренной интенсивности.

Вертикальные движения воздуха в переохлажденном слоистообразном облаке влияют на время пребывания частиц в облаке, пересыщение водяного пара, распределение водности по высоте. Восходящие потоки скоростью 10-30 см/с поддерживают пересыщение относительно льда, обеспечивают подъем кристаллов и увеличение времени их роста, способствуют формированию осадков. При скорости восходящих движений 30-50 см/с кристаллы размером менее 1 мм удерживаются во взвешенном состоянии, время роста увеличивается, кристаллы достигают больших размеров перед выпадением. При слабых восходящих движениях (менее 10 см/с) или нисходящих движениях кристаллы быстро выпадают из облака, не успевая вырасти до больших размеров, интенсивность осадков снижается [2].

Коагуляционные процессы в переохлажденных слоистообразных облаках играют второстепенную роль по сравнению с конденсационными, но могут вносить вклад в укрупнение частиц при наличии крупных капель и высокой водности. Коагуляция переохлажденных капель происходит при их столкновении и слиянии, скорость коагуляции зависит от концентрации и размеров капель, времени пребывания капель в облаке. В слоистообразных облаках с малыми размерами капель (средний радиус 5-15 мкм) коагуляция малоэффективна, время роста капли от 20 до 100 мкм за счет коагуляции составляет несколько часов, что превышает время жизни облака. В облаках с наличием крупных капель-коллекторов радиусом более 30-50 мкм коагуляция может обеспечить быстрый рост капель до размеров дождевых капель [3].

Аккреция переохлажденных капель на ледяных частицах представляет собой важный процесс укрупнения ледяных частиц в переохлажденных облаках. При падении ледяных кристаллов через слой переохлажденных капель происходит захват капель поверхностью кристаллов и намерзание воды, что приводит к образованию снежной крупы или обледеневших снежинок. Скорость

роста частиц за счет аккреции пропорциональна водности облака, эффективному сечению захвата, скорости падения частиц. Для кристалла диаметром 1 мм, падающего со скоростью 1 м/с через слой с водностью 0,5 г/м³, скорость роста массы за счет аккреции составляет около 0,1 мг/с. За время падения через слой облака толщиной 1 км (около 15 минут) масса частицы увеличивается в несколько раз [4].

Агрегация ледяных кристаллов обеспечивает образование крупных снежных хлопьев при слипании кристаллов, особенно при температурах, близких к 0 °С, когда на поверхности кристаллов присутствует квазижидкий слой. Агрегация эффективна для дендритных кристаллов сложной формы с множеством ветвей, обеспечивающих зацепление кристаллов при столкновении. Крупные снежинки диаметром 1-2 см, образовавшиеся при агрегации, имеют скорость падения 1-1,5 м/с, быстро выпадают из облака, формируя интенсивный снегопад. Агрегация менее эффективна при низких температурах (ниже минус 10-15 °С), когда квазижидкий слой отсутствует, кристаллы при столкновении отскакивают, не слипаясь.

Таяние снежинок при прохождении через слой воздуха с положительной температурой приводит к превращению твердых осадков в жидкие. Скорость таяния снежинки зависит от температуры воздуха, относительной влажности, размера снежинки, скорости падения. При температуре воздуха +2-5 °С снежинка диаметром 5 мм тает за время около 5-10 минут, что соответствует пути падения около 500-1000 м. Таяние снежинок охлаждает окружающий воздух за счет поглощения скрытой теплоты плавления, что приводит к формированию слоя охлажденного воздуха ниже уровня изотермы 0 °С. Этот эффект важен для формирования температурного профиля атмосферы в зоне выпадения осадков.

Влияние размеров облачных частиц на скорость их превращения в частицы осадков определяется зависимостью скорости роста и скорости падения от

размера частиц. Мелкие облачные капли радиусом 5-10 мкм имеют малую скорость падения (менее 1 см/с), остаются во взвешенном состоянии в восходящих потоках, медленно растут за счет конденсации. Капли среднего размера радиусом 20-50 мкм имеют скорость падения 10-50 см/с, сравнимую со скоростью восходящих движений, могут удерживаться в облаке длительное время, эффективно растут за счет коагуляции. Крупные капли радиусом более 100 мкм имеют скорость падения более 1 м/с, быстро выпадают из облака, формируя осадки. Для ледяных частиц критический размер для выпадения составляет около 0,5-1 мм, при котором скорость падения превышает скорость восходящих движений в слоистообразных облаках.

Продолжительность существования облачной системы определяет возможность накопления достаточного количества осадков для выпадения на земную поверхность. Слоистообразные облака, связанные с атмосферными фронтами, существуют в течение нескольких часов или суток, что обеспечивает достаточное время для роста частиц осадков и выпадения обложных осадков. Кратковременные слоистые облака, формирующиеся при радиационном выхолаживании, могут не успеть сформировать осадки вследствие недостаточного времени роста частиц. Стадия развития облачной системы влияет на водность и вертикальные движения: на стадии развития водность и восходящие движения максимальны, интенсивность осадков наибольшая; на стадии диссипации водность и восходящие движения ослабевают, интенсивность осадков снижается.

Таким образом, механизмы превращения облачных частиц в частицы осадков в переохлажденных слоистообразных облаках определяются взаимодействием конденсационных процессов, в том числе ростом кристаллов по механизму Бергерона-Финдейзена и коагуляционных процессов, включающих аккреции переохлажденных капель и агрегации кристаллов.

Скорость роста частиц зависит от температуры облака, влажности, концентрации ледяных кристаллов, начального размера частиц, интенсивности вертикальных движений, продолжительности существования облачной системы. Понимание этих зависимостей необходимо для моделирования роста частиц осадков, прогнозирования интенсивности и продолжительности осадков из переохлажденных слоистообразных облаков.

3.2 Моделирование процесса роста при изменении влажности в облаке

Моделирование процесса роста частиц осадков при изменении влажности облака представляет собой важную задачу для понимания зависимости интенсивности осадков от характеристик облачной среды и разработки методов прогнозирования осадков из переохлажденных слоистообразных облаков. Влажность облака является одним из ключевых параметров, определяющих скорость роста частиц осадков по различным механизмам. Для исследования влияния влажности на рост частиц была разработана численная модель роста ледяных кристаллов и переохлажденных капель в слоистообразных облаках. Модель реализована на основе формул, которые в дальнейшем также применяются для расчета других параметров определяющих рост частиц.

Скорость диффузионного (конденсационного) роста капель, которая определяется формулой Максвелла (1):

$$\frac{Dr_B}{d\tau} = \frac{D_{\Pi} \cdot m_{H_2O} \cdot [e - E_{\Pi B}(T, r_B, r_{NaCl})]}{k \cdot T \cdot \rho_B \cdot r_B}, \quad (1)$$

где r_B - радиус капли, м;

τ - время, с;

D_{II} - коэффициент молекулярной диффузии водяного пара в воздухе, определяемый выражением $(-1.89725 \cdot 10^{-5} + 1.5 \cdot 10^{-7} \cdot T) \cdot \frac{101326}{P}$, м²/с;

P - атмосферно давление, Па;

m_{H_2O} - масса молекулы воды, равная $2.99 \cdot 10^{-26}$ кг;

e - парциальное давление водяного пара, Па;

$E_{II}(T, r_B, r_{NaCl})$ - давление насыщения водяного пара над поверхностью воды при температуре T , радиусе капли r_B и радиусе растворенной в капле частицы NaCl r_{NaCl} , Па;

k - постоянная Больцмана, равная $1.38 \cdot 10^{-23}$ Дж/К;

T - температура воздуха, К;

ρ_B - плотность воды, равная 1000 кг/м³.

Скорость диффузионного (сублимационного) роста кристаллов льда, которая также определяется формулой Максвелла (2):

$$\frac{dr_L}{d\tau} = \frac{D \cdot [e - E_{II}(T, r_L, r_{NaCl})]}{K \cdot T \cdot \rho_L \cdot r_L}, \quad (2)$$

где r_L - радиус кристалла льда, м;

$E_{II,r,m}$ - давление насыщения водяного пара над поверхностью льда при температуре T , радиусе кристалла льда r_L и радиусе растворенной частицы NaCl r_{NaCl} , Па;

ρ_L - плотность льда, равная $(956.5756109 - 0.144886 \cdot T)$ кг/м³.

Скорость коагуляционного роста капель, кристаллов льда приближенно определяется формулой (3):

$$\left(\frac{dr}{d\tau}\right)_{\text{коаг}} = \frac{\bar{\Xi} \cdot q(z)}{4 \cdot p} \cdot V(r) \quad (3)$$

где $\bar{\Xi}$ - среднее значение коэффициента захвата для всей совокупности кристаллов;

$V(r)$ - скорость падения кристаллов льда, капель воды, м/с;

q - водность облака, кг/м³.

Суммарную скорость роста частиц будем определять как сумму диффузионного (конденсация, сублимация) в которой учитывается механизм Бержерона-Финдейзена и коагуляционного роста. Суммарная скорость определяется формулой (4):

$$\frac{dr}{d\tau} = \left(\frac{dr_B}{d\tau}\right)_{\text{конд/субл}} + \left(\frac{dr_B}{d\tau}\right)_{\text{коаг}} \quad (4)$$

Исходные параметры модели заданы следующим образом: температура облака – 250 К; начальный радиус ледяного кристалла – 5 мкм; вертикальная скорость восходящих потоков – 0,1 м/с (что соответствует средним значениям для слоисто-дождевых облаков); высота слоистообразной облачности задана в диапазоне от 500 до 1100 м; водность облака варьируется от 0,1 до 0,5 г/м³; при этом под облаком водность принята равной 0. Относительная влажность задана как 101% внутри облака и 80% под облаком. Выбранные значения охватывают характерные для слоистообразных облаков параметры при различной стадии развития и интенсивности процессов.

Результаты моделирования представлены в таблицах 1-6, где показана зависимость радиуса ледяного кристалла и капли воды от времени роста при различных значениях водности облака. Из таблицы видно, что увеличение

водности облака приводит к существенному увеличению как скорости роста кристалла, так и его конечного размера к моменту выпадения из облака.

Таблица 1 – Зависимость радиуса капли воды от времени при водности облака 0,1 г/м³

t, с	z, м	r, мкм	dr/dt дифф., мкм/с	dr/dt коаг., мкм/с	dr/dt сумма, мкм/с	V, м/с
0	1100,00	5,00	0,0305	0,0007	0,0312	0,060
180	1100,00	10,60	0,0146	0,0016	0,0161	0,126
360	1095,33	13,50	0,0115	0,0020	0,0135	0,160
540	1084,51	15,90	0,0097	0,0024	0,0121	0,189
720	1068,57	18,10	0,0086	0,0027	0,0112	0,214
900	1048,05	20,10	0,0077	0,0030	0,0107	0,238
1080	1023,28	22,10	0,0071	0,0033	0,0103	0,260
1260	994,48	23,90	0,0065	0,0035	0,0100	0,282
1440	961,81	25,70	0,0061	0,0038	0,0098	0,302
1620	925,37	27,50	0,0057	0,0040	0,0097	0,323
1800	885,25	29,20	0,0053	0,0043	0,0096	0,343
1980	841,50	31,00	0,0050	0,0045	0,0096	0,363
2160	794,16	32,70	0,0048	0,0048	0,0096	0,383
2340	743,26	34,40	0,0045	0,0050	0,0096	0,402
2520	688,82	36,10	0,0043	0,0053	0,0096	0,422
2700	630,83	37,90	0,0041	0,0055	0,0096	0,442
2880	569,28	39,60	0,0039	0,0058	0,0097	0,462
3060	504,18	41,30	0,0038	0,0060	0,0098	0,482
3240	435,50	43,10	-0,0726	0,0000	-0,0726	0,502
3420	363,22	30,00	-0,1040	0,0000	-0,1040	0,352
3600	317,82	11,30	-0,2770	0,0000	-0,2770	0,134
3780	311,74	-38,70	-0,2770	0,0000	-0,2770	0,134

Таблица 2 – Зависимость радиуса капли воды от времени при водности облака 0,3 г/м³

t, с	z, м	r, мкм	dr/dt дифф., мкм/с	dr/dt коаг., мкм/с	dr/dt сумма, мкм/с	V, м/с
0	1100,00	5,00	0,0305	0,0022	0,0327	0,060
180	1100,00	10,90	0,0142	0,0048	0,0190	0,129
360	1094,76	14,30	0,0108	0,0064	0,0172	0,169
540	1082,26	17,40	0,0089	0,0077	0,0166	0,206
720	1063,25	20,40	0,0076	0,0090	0,0166	0,241
900	1037,94	23,40	0,0067	0,0103	0,0170	0,275

1080	1006,36	26,40	0,0059	0,0117	0,0175	0,311
1260	968,41	29,60	0,0053	0,0130	0,0183	0,347
1440	923,89	32,90	0,0047	0,0144	0,0192	0,385
1620	872,57	36,30	0,0043	0,0159	0,0202	0,425
1800	814,12	40,00	0,0039	0,0175	0,0214	0,466
1980	748,21	43,80	0,0036	0,0191	0,0227	0,510
2160	674,43	47,90	0,0033	0,0209	0,0241	0,556
2340	592,35	52,30	0,0030	0,0227	0,0257	0,605
2520	501,48	56,90	0,0027	0,0246	0,0274	0,656
2700	401,32	61,80	-0,0506	0,0000	-0,0506	0,711
2880	291,30	52,70	-0,0594	0,0000	-0,0594	0,610
3060	199,56	42,00	-0,0745	0,0000	-0,0745	0,489
3240	129,53	28,60	-0,1090	0,0000	-0,1090	0,336
3420	87,12	8,89	-0,3520	0,0000	-0,3520	0,106
3600	86,11	-54,50	-0,3520	0,0000	-0,3520	0,106

Таблица 3 – Зависимость радиуса капли воды от времени при водности
облака 0,5 г/м³

t, с	z, м	r, мкм	dr/dt дифф., мкм/с	dr/dt коаг., мкм/с	dr/dt сумма, мкм/с	V, м/с
0	1100,00	5,00	0,0305	0,0037	0,0342	0,060
180	1100,00	11,20	0,0139	0,0083	0,0221	0,132
360	1094,19	15,10	0,0102	0,0112	0,0214	0,179
540	1079,96	19,00	0,0082	0,0140	0,0222	0,224
720	1057,60	23,00	0,0068	0,0169	0,0237	0,271
900	1026,86	27,30	0,0057	0,0200	0,0257	0,320
1080	987,24	31,90	0,0049	0,0233	0,0282	0,373
1260	938,02	37,00	0,0042	0,0270	0,0312	0,432
1440	878,31	42,60	0,0037	0,0310	0,0346	0,496
1620	807,10	48,80	0,0032	0,0354	0,0386	0,566
1800	723,20	55,80	0,0028	0,0402	0,0430	0,644
1980	625,29	63,50	0,0025	0,0456	0,0481	0,730
2160	511,88	72,20	0,0022	0,0516	0,0537	0,825
2340	381,31	81,80	-0,0382	0,0000	-0,0382	0,931
2520	231,79	75,00	-0,0417	0,0000	-0,0417	0,856
2700	95,73	67,40	-0,0464	0,0000	-0,0464	0,774
2880	-25,50	59,10	-0,0464	0,0000	-0,0464	0,774

Таблица 4 – Зависимость радиуса кристалла льда от времени при водности
облака 0,1 г/м³

t, с	z, м	r, мкм	dr/dt дифф., мкм/с	dr/dt коаг., мкм/с	dr/dt сумма, мкм/с	V, м/с
0	1100,00	5,00	0,7650	0,0007	0,7657	0,058
180	1100,00	143,00	0,0268	0,0190	0,0459	1,524
360	843,69	151,00	0,0253	0,0201	0,0454	1,604
540	572,90	159,00	0,0240	0,0210	0,0451	1,683
720	287,94	167,00	0,0016	0,0000	0,0016	1,761
900	-10,98	168,00	0,0016	0,0000	0,0016	1,761

Таблица 5 – Зависимость радиуса кристалла льда от времени при водности
облака 0,3 г/м³

t, с	z, м	r, мкм	dr/dt дифф., мкм/с	dr/dt коаг., мкм/с	dr/dt сумма, мкм/с	V, м/с
0	1100,00	5,00	0,7650	0,0022	0,7672	0,058
180	1100,00	143,00	0,0268	0,0572	0,0840	1,527
360	843,23	158,00	0,0242	0,0627	0,0869	1,673
540	560,07	174,00	0,0220	0,0683	0,0904	1,822
720	250,10	190,00	0,0014	0,0000	0,0014	1,974
900	-87,20	190,00	0,0014	0,0000	0,0014	1,974

Таблица 6 – Зависимость радиуса кристалла льда от времени при водности
облака 0,5 г/м³

t, с	z, м	r, мкм	dr/dt дифф., мкм/с	dr/dt коаг., мкм/с	dr/dt сумма, мкм/с	V, м/с
0	1100,00	5,00	0,7650	0,0036	0,7686	0,058
180	1100,00	143,00	0,0267	0,0956	0,1223	1,529
360	842,77	165,00	0,0232	0,1090	0,1322	1,741
540	547,30	189,00	0,0202	0,1230	0,1432	1,965
720	211,67	215,00	0,0012	0,0000	0,0012	2,199
900	-166,20	215,00	0,0012	0,0000	0,0012	2,199

Результаты первого моделирования, демонстрирующие зависимость вертикального расположения капли от радиуса при разной водности представлены на рисунке 1:

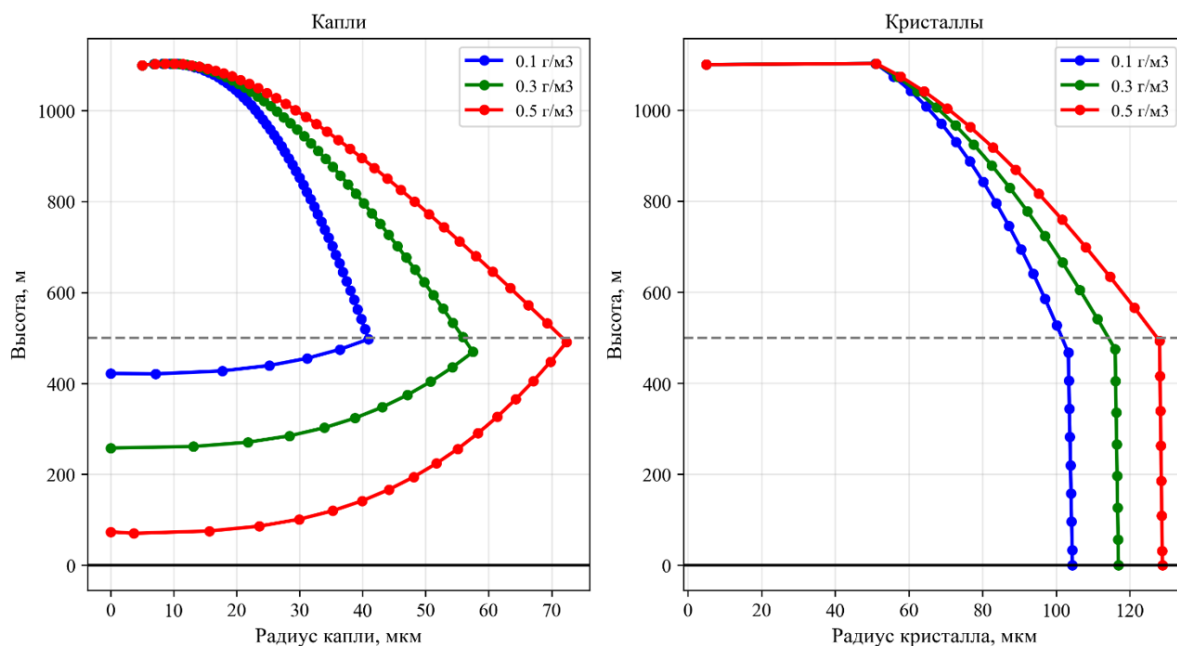


Рисунок 1 – Зависимость вертикально расположения капли от радиуса при разной водности ($r = 5 \text{ мкм}$, $V = 0.1 \text{ м/с}$)

Анализ результатов моделирования показывает, что при водности облака $0,1-0,3 \text{ г/м}^3$ капля, не долетая до земли испаряются. При водности 0.5 г/м^3 радиус капли достигает 67 мкм . Скорость коагуляции возрастает в несколько раз. Ледяные кристаллы достигают земли при всех рассмотренных значениях водности, при этом с увеличением водности радиус кристалла возрастает, достигая 215 мкм при водности $0,5$. Таким образом, увеличение водности облака приводит к значительному увеличению скорости роста кристаллов и капель, а также увеличению конечного радиуса кристалла.

Физическое объяснение зависимости скорости роста кристалла от водности облака связано с тем, что водность определяет количество переохлажденных капель, служащих источником водяного пара для сублимации на кристалле, а также количество капель, доступных для аккреции. При высокой водности скорость испарения переохлажденных капель выше, пересыщение относительно льда поддерживается на более высоком уровне, диффузионный поток водяного

пара к поверхности кристалла увеличивается, скорость роста кристалла за счет сублимации возрастает. Одновременно при высокой влажности вероятность столкновения кристалла с переохлажденными каплями при его падении через облако увеличивается, скорость роста за счет коагуляции возрастает.

Распределение вклада различных механизмов роста в общий рост кристалла зависит от влажности облака. При низкой влажности ($0,1 \text{ г/м}^3$) основной вклад в рост кристалла, капли вносит сублимация, конденсация водяного пара (около 70%), вклад коагуляции составляет около 30%. При высокой влажности ($0,5 \text{ г/м}^3$) вклад коагуляции преобладает (около 65%), вклад сублимации составляет около 35%. Таким образом, с увеличением влажности роль коагуляции в росте кристаллов возрастает, что объясняется увеличением концентрации переохлажденных капель и вероятности их захвата растущим кристаллом.

Практическое значение результатов моделирования заключается в возможности прогнозирования интенсивности осадков из переохлажденных слоистообразных облаков на основе данных о влажности облака, получаемых с помощью радиолокационных или самолетных измерений. Зависимость интенсивности осадков от влажности может быть использована для калибровки радиолокационных данных, поскольку радиолокационная отражаемость связана с влажностью облака и размером частиц. Методы восстановления влажности облака по данным спутникового зондирования позволяют оценивать пространственное распределение влажности и прогнозировать зоны интенсивных осадков из слоистообразных облаков.

Ограничения модели связаны с упрощениями, принятыми при моделировании: предполагается, что концентрация ледяных кристаллов постоянна и не зависит от влажности; вертикальная скорость постоянна по высоте и времени; не учитывается турбулентная диффузия частиц; не рассматривается испарение выпадающих осадков ниже облака. Усовершенствование модели

может включать учет этих факторов, что позволит более точно описать процессы роста частиц и формирования осадков в переохлажденных слоистообразных облаках.

Таким образом, моделирование процесса роста частиц осадков при изменении влажности облака показывает, что влажность является ключевым параметром, определяющим скорость роста частиц, время достижения критического размера для выпадения, интенсивность осадков. Результаты моделирования могут быть использованы для разработки методов прогнозирования осадков из переохлажденных слоистообразных облаков и повышения качества гидрометеорологического обеспечения.

3.3 Моделирование процесса роста при изменении начального радиуса частицы

Моделирование процесса роста частиц осадков при изменении начального радиуса частицы позволяет исследовать влияние размеров облачных частиц на начальной стадии роста на скорость достижения частицами размеров осадков и интенсивность выпадающих осадков. Начальный размер облачных частиц определяется условиями образования облака, концентрацией ядер конденсации и кристаллизации, микрофизическими процессами на начальной стадии формирования облака. В переохлажденных слоистообразных облаках начальный размер ледяных кристаллов варьирует от нескольких микрометров для кристаллов, образовавшихся непосредственно из водяного пара, до десятков микрометров для кристаллов, образовавшихся при замерзании переохлажденных капель. Для исследования влияния начального размера на рост частиц была использована численная модель, аналогичная модели из предыдущего параграфа, с варьированием начального радиуса кристалла.

Исходные параметры модели включают: водность облака - 0,3 г/м³; вертикальную скорость восходящих движений - 10 см/с; начальный радиус кристалла - 3, 5, 10, 20 мкм. Что охватывает характерные размеры кристаллов на начальной стадии роста.

Результаты моделирования представлены в таблицах 7-11, где показана зависимость радиуса кристалла от времени роста при различных значениях начального радиуса.

Таблица 7 – Зависимость радиуса капли от времени при значении начального радиуса 3мкм

t, с	z, м	r, мкм	dr/dt дифф., мкм/с	dr/dt коаг., мкм/с	dr/dt сумма, мкм/с	V, м/с
0	1100,00	3,00	0,0498	0,0013	0,0512	0,036
180	1100,00	12,20	0,0127	0,0054	0,0181	0,145
360	1091,94	15,50	0,0100	0,0069	0,0169	0,183
540	1077,00	18,50	0,0084	0,0082	0,0166	0,219
720	1055,65	21,50	0,0072	0,0095	0,0167	0,253
900	1028,04	24,50	0,0064	0,0108	0,0172	0,288
1080	994,13	27,60	0,0056	0,0122	0,0178	0,324
1260	953,79	30,80	0,0051	0,0135	0,0186	0,361
1440	906,80	34,10	0,0046	0,0150	0,0195	0,399
1620	852,89	37,70	0,0041	0,0165	0,0206	0,440
1800	791,73	41,40	0,0038	0,0181	0,0218	0,482
1980	722,97	45,30	0,0034	0,0197	0,0232	0,527
2160	646,19	49,50	0,0032	0,0215	0,0247	0,574
2340	560,93	53,90	0,0029	0,0234	0,0263	0,623
2520	466,70	58,70	-0,0533	0,0000	-0,0533	0,676
2700	362,98	49,10	-0,0638	0,0000	-0,0638	0,569
2880	278,59	37,60	-0,0833	0,0000	-0,0833	0,439
3060	217,64	22,60	-0,1390	0,0000	-0,1390	0,266
3240	187,76	-2,36	-0,1390	0,0000	-0,1390	0,266

Таблица 8 – Зависимость радиуса капли от времени при значении начального радиуса 20мкм

t, с	z, м	r, мкм	dr/dt дифф., мкм/с	dr/dt коаг., мкм/с	dr/dt сумма, мкм/с	V, м/с
0	1100,00	20,00	0,0078	0,0089	0,0166	0,236

180	1075,53	23,00	0,0068	0,0102	0,0169	0,271
360	1044,79	26,00	0,0060	0,0115	0,0175	0,306
540	1007,70	29,20	0,0053	0,0128	0,0182	0,342
720	964,07	32,40	0,0048	0,0143	0,0191	0,380
900	913,67	35,90	0,0043	0,0157	0,0201	0,419
1080	856,20	39,50	0,0040	0,0173	0,0212	0,461
1260	791,30	43,30	0,0036	0,0189	0,0225	0,504
1440	718,60	47,40	0,0033	0,0206	0,0239	0,550
1620	637,65	51,70	0,0030	0,0224	0,0254	0,598
1800	547,99	56,20	0,0028	0,0244	0,0271	0,649
1980	449,10	61,10	-0,0512	0,0000	-0,0512	0,704
2160	340,42	51,90	-0,0603	0,0000	-0,0603	0,601
2340	250,25	41,10	-0,0762	0,0000	-0,0762	0,478
2520	182,14	27,40	-0,1140	0,0000	-0,1140	0,321
2700	142,31	6,76	-0,4630	0,0000	-0,4630	0,080
2880	145,84	-76,70	-0,4630	0,0000	-0,4630	0,080

Таблица 9 – Зависимость радиуса ледяного кристалла от времени при
значении начального радиуса 3мкм

t, с	z, м	r, мкм	dr/dt дифф., мкм/с	dr/dt коаг., мкм/с	dr/dt сумма, мкм/с	V, м/с
0	1100,00	3,00	1,2700	0,0013	1,2713	0,035
180	1100,00	232,00	0,0165	0,0883	0,1048	2,356
360	693,95	251,00	0,0152	0,0945	0,1097	2,520
540	258,39	271,00	0,0010	0,0000	0,0010	2,687
720	-207,35	271,00	0,0010	0,0000	0,0010	2,6

Таблица 10 – Зависимость радиуса ледяного кристалла от времени при
значении начального радиуса 10мкм

t, с	z, м	r, мкм	dr/dt дифф., мкм/с	dr/dt коаг., мкм/с	dr/dt сумма, мкм/с	V, м/с
0	1100,00	10,00	0,3830	0,0043	0,3873	0,115
180	1097,22	79,60	0,0481	0,0331	0,0811	0,882
360	956,42	94,30	0,0406	0,0388	0,0794	1,035
540	788,11	109,00	0,0353	0,0443	0,0796	1,182
720	593,34	123,00	0,0312	0,0498	0,0809	1,327
900	372,49	137,00	0,0019	0,0000	0,0019	1,472
1080	125,60	138,00	0,0019	0,0000	0,0019	1,475
1260	-121,89	138,00	0,0019	0,0000	0,0019	1,47

Таблица 11 – Зависимость радиуса ледяного кристалла от времени при значении начального радиуса 20мкм

t, с	z, м	r, мкм	dr/dt дифф., мкм/с	dr/dt коаг., мкм/с	dr/dt сумма, мкм/с	V, м/с
0	1100,00	20,00	0,1910	0,0086	0,2000	0,230
180	1076,69	56,00	0,0684	0,0236	0,0920	0,629
360	981,47	72,50	0,0528	0,0303	0,0830	0,807
540	854,22	87,50	0,0438	0,0362	0,0799	0,965
720	698,59	102,00	0,0376	0,0418	0,0793	1,114
900	516,11	116,00	0,0330	0,0472	0,0802	1,259
1080	307,44	131,00	0,0020	0,0000	0,0020	1,404
1260	72,74	131,00	0,0020	0,0000	0,0020	1,407
1440	-162,59	131,00	0,0020	0,0000	0,0020	1,407

Результаты второго моделирования, демонстрирующие зависимость вертикального расположения капли от радиуса при разном начальном размере представлены на рисунке 2:

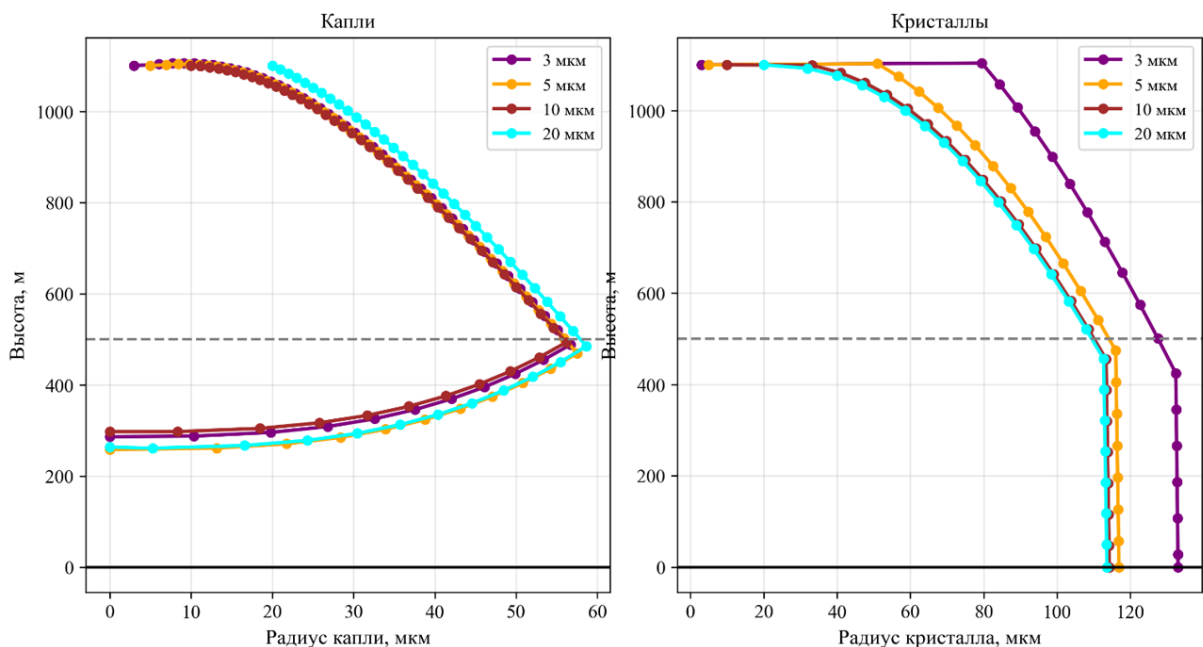


Рисунок 2 - зависимость вертикального расположения капли от радиуса при разном начальном размере ($q = 0.3 \text{ г/м}^3$, $V=0.1 \text{ м/с}$)

Анализ результатов моделирования показывает, что начальный размер кристалла оказывает слабое влияние на скорость роста. Значения скорости роста частиц с различными начальными размерами сближаются в процессе развития. Кристаллы с большим начальным радиусом имеют меньшую скорость суммарного роста по отношению к кристаллам с меньшим радиусом. Это свидетельствует о том, что рост кристаллов по механизму Бержерона-Финдейзена и коагуляция частично нивелирует различия в начальных размерах.

Физическое объяснение зависимости скорости роста от начального размера связано с тем, что скорость роста кристалла за счет сублимации пропорциональна площади поверхности кристалла, следовательно, квадрату радиуса для сферических частиц или эквивалентного радиуса для несферических кристаллов. Крупные кристаллы имеют большую площадь поверхности, захватывают больший поток водяного пара, растут быстрее в абсолютных единицах (микрометры в минуту). Однако относительная скорость роста (отношение прироста радиуса к радиусу) выше для мелких кристаллов, поскольку для них небольшой прирост массы дает значительное увеличение радиуса.

Ограничения модели связаны с предположением о том, что все частицы имеют одинаковый начальный размер, тогда как в реальных облаках существует распределение частиц по размерам. Усовершенствование модели может включать учет спектра размеров частиц, эволюции спектра в процессе роста, взаимодействия частиц различных размеров. Также не учитывается коагуляция кристаллов, которая может изменять размер и форму частиц осадков. Несмотря на эти ограничения, результаты моделирования дают качественное понимание влияния начального размера частиц на процесс формирования осадков.

Таким образом, моделирование процесса роста частиц осадков при изменении начального радиуса частицы показывает, что начальный размер оказывает малое влияние на скорость роста на начальной стадии и время

достижения критического размера для выпадения. Результаты моделирования могут быть использованы для понимания процессов формирования осадков в переохлажденных слоистообразных облаках и разработки методов активного воздействия на облака.

3.4 Моделирование процесса роста при изменении вертикальной скорости ветра в облаке

Моделирование процесса роста частиц осадков при изменении вертикальной скорости ветра в облаке позволяет исследовать влияние динамических характеристик облачной среды на скорость роста частиц, время их пребывания в облаке, интенсивность выпадающих осадков. Вертикальные движения воздуха в облаке определяют пересыщение водяного пара, поддерживающее конденсацию и сублимацию, а также влияют на траекторию движения частиц в облаке, время их удержания во взвешенном состоянии, вероятность столкновений и взаимодействия с облачными элементами. В переохлажденных слоистообразных облаках вертикальные скорости варьируют от 5-10 см/с в стабильных облачных слоях до 50 см/с в зонах повышенной конвективной активности или вблизи атмосферных фронтов. Для исследования влияния вертикальной скорости на рост частиц была использована численная модель с варьированием вертикальной скорости восходящих движений.

Исходные параметры модели включают водность облака - $0,3 \text{ г/м}^3$; начальный радиус ледяного кристалла - 5 мкм. Вертикальная скорость восходящих движений варьировалась в диапазоне от 10 до 30 см/с, что охватывает характерные значения для слоистообразных облаков.

Результаты моделирования представлены в таблицах 12-16, где показана зависимость радиуса ледяного кристалла от времени роста при различных значениях вертикальной скорости.

Таблица 12 – Зависимость радиуса капли воды от времени при значении
вертикальной скорости 0,1 м/с

t, с	z, м	r, мкм	dr/dt дифф., мкм/с	dr/dt коаг., мкм/с	dr/dt сумма, мкм/с	V, м/с
0	1100,00	5,00	0,0305	0,0022	0,0327	0,060
180	1100,00	10,90	0,0142	0,0048	0,0190	0,129
360	1094,76	14,30	0,0108	0,0064	0,0172	0,169
540	1082,26	17,40	0,0089	0,0077	0,0166	0,206
720	1063,25	20,40	0,0076	0,0090	0,0166	0,241
900	1037,94	23,40	0,0067	0,0103	0,0170	0,275
1080	1006,36	26,40	0,0059	0,0117	0,0175	0,311
1260	968,41	29,60	0,0053	0,0130	0,0183	0,347
1440	923,89	32,90	0,0047	0,0144	0,0192	0,385
1620	872,57	36,30	0,0043	0,0159	0,0202	0,425
1800	814,12	40,00	0,0039	0,0175	0,0214	0,466
1980	748,21	43,80	0,0036	0,0191	0,0227	0,510
2160	674,43	47,90	0,0033	0,0209	0,0241	0,556
2340	592,35	52,30	0,0030	0,0227	0,0257	0,605
2520	501,48	56,90	0,0027	0,0246	0,0274	0,656
2700	401,32	61,80	-0,0506	0,0000	-0,0506	0,711
2880	291,30	52,70	-0,0594	0,0000	-0,0594	0,610
3060	199,56	42,00	-0,0745	0,0000	-0,0745	0,489
3240	129,53	28,60	-0,1090	0,0000	-0,1090	0,336
3420	87,12	8,89	-0,3520	0,0000	-0,3520	0,106
3600	86,11	-54,50	-0,3520	0,0000	-0,3520	0,106

Таблица 13 – Зависимость радиуса капли воды от времени при значении
вертикальной скорости 0,3 м/с

t, с	z, м	r, мкм	dr/dt дифф., мкм/с	dr/dt коаг., мкм/с	dr/dt сумма, мкм/с	V, м/с
0	1100,00	5,00	0,0305	0,0022	0,0327	0,060
180	1100,00	10,90	0,0142	0,0048	0,0190	0,129
360	1100,00	14,30	0,0108	0,0064	0,0172	0,169
540	1100,00	17,40	0,0089	0,0077	0,0166	0,206
720	1100,00	20,40	0,0076	0,0090	0,0166	0,241
900	1100,00	23,40	0,0067	0,0103	0,0170	0,275
1080	1100,00	26,40	0,0059	0,0117	0,0175	0,311
1260	1098,05	29,60	0,0053	0,0130	0,0183	0,347
1440	1089,53	32,90	0,0047	0,0144	0,0192	0,385
1620	1074,21	36,30	0,0043	0,0159	0,0202	0,425

1800	1051,76	40,00	0,0039	0,0175	0,0214	0,466
1980	1021,85	43,80	0,0036	0,0191	0,0227	0,510
2160	984,07	47,90	0,0033	0,0209	0,0241	0,556
2340	937,99	52,30	0,0030	0,0227	0,0257	0,605
2520	883,12	56,90	0,0027	0,0246	0,0274	0,656
2700	818,96	61,80	0,0025	0,0267	0,0292	0,711
2880	744,94	67,10	0,0023	0,0288	0,0312	0,769
3060	660,46	72,70	0,0022	0,0312	0,0333	0,831
3240	564,90	78,70	0,0020	0,0336	0,0356	0,896
3420	457,56	85,10	-0,0368	0,0000	-0,0368	0,966
3600	337,75	78,50	-0,0399	0,0000	-0,0399	0,894
3780	230,83	71,30	-0,0439	0,0000	-0,0439	0,816
3960	138,01	63,40	-0,0494	0,0000	-0,0494	0,729
4140	60,86	54,50	-0,0574	0,0000	-0,0574	0,630
4320	1,50	44,20	-0,0709	0,0000	-0,0709	0,513
4500	-36,92	31,40	-0,0709	0,0000	-0,0709	0,513

Таблица 14 – Зависимость радиуса кристалла льда от времени при
значении вертикальной скорости 0,1 м/с

t, с	z, м	r, мкм	dr/dt дифф., мкм/с	dr/dt коаг., мкм/с	dr/dt сумма, мкм/с	V, м/с
0	1100,00	5,00	0,7650	0,0022	0,7672	0,058
180	1100,00	143,00	0,0268	0,0572	0,0840	1,527
360	843,23	158,00	0,0242	0,0627	0,0869	1,673
540	560,07	174,00	0,0220	0,0683	0,0904	1,822
720	250,10	190,00	0,0014	0,0000	0,0014	1,974
900	-87,20	190,00	0,0014	0,0000	0,0014	1,97

Таблица 15 – Зависимость радиуса кристалла льда от времени при
значении вертикальной скорости 0,2 м/с

t, с	z, м	r, мкм	dr/dt дифф., мкм/с	dr/dt коаг., мкм/с	dr/dt сумма, мкм/с	V, м/с
0	1100,00	5,00	0,7650	0,0022	0,7672	0,058
180	1100,00	143,00	0,0268	0,0572	0,0840	1,527
360	861,23	158,00	0,0242	0,0627	0,0869	1,673
540	596,07	174,00	0,0220	0,0683	0,0904	1,822
720	304,10	190,00	0,0014	0,0000	0,0014	1,974
900	-15,20	190,00	0,0014	0,0000	0,0014	1,974

Таблица 16 – Зависимость радиуса кристалла льда от времени при значении вертикальной скорости 0,3 м/с

t, с	z, м	r, мкм	dr/dt дифф., мкм/с	dr/dt коаг., мкм/с	dr/dt сумма, мкм/с	V, м/с
0	1100,00	5,00	0,7650	0,0022	0,7672	0,058
180	1100,00	143,00	0,0268	0,0572	0,0840	1,527
360	879,23	158,00	0,0242	0,0627	0,0869	1,673
540	632,07	174,00	0,0220	0,0683	0,0904	1,822
720	358,10	190,00	0,0014	0,0000	0,0014	1,974
900	56,80	190,00	0,0014	0,0000	0,0014	1,976
1080	-244,91	191,00	0,0014	0,0000	0,0014	1,976

Результаты третьего моделирования, демонстрирующие зависимость вертикального расположения капли от радиуса при разной вертикальной скорости представлены на рисунке 3:

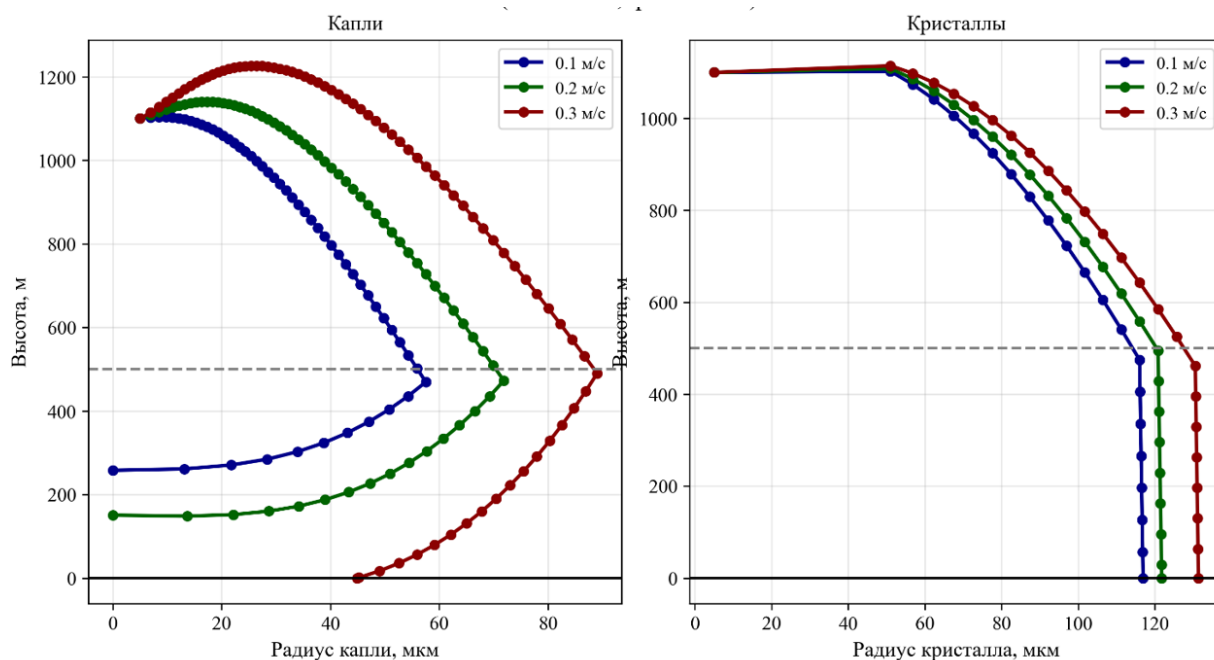


Рисунок 3 - зависимость вертикального расположения капли от радиуса при разной вертикальной скорости ($r = 5 \text{ мкм}$, $q = 0.3 \text{ г/м}^3$)

Анализ результатов моделирования показывает, что вертикальная скорость восходящих движений оказывает значительное влияние на скорость роста частиц и их конечный размер. При восходящих движениях 10-20 см/с капли испаряются, не долетая до земли. При повышенных восходящих движениях (30 см/с) капли долетают до земли, радиус кристалла достигает 31 мкм.

Физическое объяснение зависимости скорости роста частицы от вертикальной скорости связано с несколькими факторами. Во-первых, восходящие движения поддерживают пересыщение водяного пара за счет адиабатического охлаждения воздуха: при подъеме воздуха со скоростью 10 см/с температура понижается со скоростью около 0,6 °С за 10 минут, что увеличивает относительную влажность и пересыщение. Во-вторых, восходящие движения удерживают частицы во взвешенном состоянии, увеличивая время их пребывания в облаке и возможность роста. При слабых восходящих движениях кристаллы быстро выпадают из облака, не успевая вырасти до больших размеров. При интенсивных восходящих движениях кристаллы удерживаются в облаке дольше, достигают больших размеров.

Зависимость времени пребывания кристалла в облаке от вертикальной скорости определяется балансом между скоростью падения кристалла и скоростью восходящих движений. При скорости падения кристалла, равной скорости восходящих движений, кристалл находится во взвешенном состоянии.

Практическое значение результатов моделирования заключается в понимании различий в режиме осадков из слоистообразных облаков с различной динамикой. Облака с интенсивными восходящими движениями производят осадки большей интенсивности, состоящие из более крупных частиц, но начало осадков может задерживаться вследствие удержания частиц во взвешенном состоянии. Облака со слабыми восходящими движениями производят осадки меньшей интенсивности, состоящие из более мелких частиц, но осадки

начинаются раньше. Прогнозирование интенсивности осадков из слоистообразных облаков требует учета вертикальной скорости восходящих движений, оценка которой может быть выполнена на основе синоптического анализа, данных аэрологического зондирования, численных моделей атмосферы.

Ограничения модели связаны с предположением о постоянной вертикальной скорости по высоте и времени, тогда как в реальных облаках вертикальная скорость изменяется по высоте и во времени в зависимости от стадии развития облака, наличия турбулентных пульсаций, взаимодействия с подстилающей поверхностью и рельефом. Усовершенствование модели может включать учет вертикального профиля скорости, временной эволюции восходящих движений, турбулентных пульсаций скорости. Также не учитывается влияние вертикальных движений на фазовый состав облака: интенсивные восходящие движения могут приводить к увеличению концентрации переохлажденных капель на больших высотах, изменяя условия роста кристаллов.

Таким образом, моделирование процесса при изменении вертикальной скорости ветра показывает, что вертикальная скорость является важным параметром, определяющим скорость роста частиц, время их пребывания в облаке, интенсивность осадков. Увеличение вертикальной скорости восходящих движений приводит к увеличению скорости роста частиц за счет поддержания более высокого пересыщения и увеличения времени пребывания в облаке. Однако интенсивные восходящие движения также задерживают выпадение осадков, что частично компенсирует увеличение интенсивности. Результаты моделирования могут быть использованы для понимания процессов формирования осадков в переохлажденных слоистообразных облаках и совершенствования методов прогнозирования осадков.

Заключение

В настоящей выпускной квалификационной работе выполнено комплексное исследование процессов моделирования роста частиц осадков в переохлажденных слоистообразных облаках с анализом влияния основных параметров облачной среды на скорость роста частиц и интенсивность выпадающих осадков.

выполнен детальный анализ микрофизики облаков, особенностей слоистых и слоисто-дождевых облаков, процессов образования осадков. Установлено, что основными механизмами укрупнения облачных частиц являются конденсационный рост капель, реализуемый через механизм Бергерона-Финдейзена и коагуляционный рост капель, включающий агрегация кристаллов и аккреция переохлажденных капель на ледяных частицах.

Выполнено численное моделирование роста частиц осадков в переохлажденных слоистообразных облаках с исследованием влияния водности облака, начального радиуса частиц и вертикальной скорости восходящих движений на скорость роста частиц и интенсивность осадков.

Результаты моделирования показывают нелинейную зависимость интенсивности осадков от параметров облачной среды, что объясняется сложным взаимодействием микрофизических процессов роста частиц, зависимостью массы и скорости падения частиц от их размера, влиянием вертикальных движений на траекторию движения частиц в облаке. Полученные зависимости могут быть использованы для разработки параметризаций микрофизических процессов в численных моделях прогнозирования погоды, совершенствования методов прогнозирования осадков из слоистообразных облаков на основе данных о водности облаков, получаемых с помощью радиолокационных и спутниковых измерений.

Теоретическая значимость выполненного исследования заключается в углублении представлений о механизмах роста частиц осадков в переохлажденных слоистообразных облаках, количественной оценке влияния водности, размеров частиц и динамических характеристик облачной среды на интенсивность процессов укрупнения, выявлении нелинейных зависимостей между параметрами облака и характеристиками осадков.

Практическая значимость работы определяется возможностью использования результатов моделирования для совершенствования методов прогнозирования осадков из переохлажденных слоистообразных облаков, повышения качества гидрометеорологического обеспечения авиации, автомобильного транспорта, энергетики, сельского хозяйства. Результаты исследования могут быть применены в деятельности ФГБУ «Гидрометцентр России».

Таким образом, выполненное исследование достигло поставленной цели – разработана и проанализирована математическая модель роста частиц осадков в переохлажденных слоистообразных облаках с учетом влияния основных параметров облачной среды. Решены все поставленные задачи: изучена классификация облаков, проанализированы микрофизические процессы в слоистых облаках, рассмотрены механизмы образования осадков, исследованы механизмы превращения облачных частиц в частицы осадков, выполнено моделирование процесса роста при изменении водности, начального радиуса и вертикальной скорости в облаке. Полученные результаты имеют научную и практическую ценность для развития гидрометеорологии, совершенствования методов прогнозирования осадков, повышения качества гидрометеорологического обеспечения различных отраслей экономики Российской Федерации.

Список использованной литературы

1. Ветров А.Л. Методы прогнозирования обложных осадков / А.Л. Ветров, Н.П. Шакина. – М.: Триада, 2020. – 280 с.
2. РД 52.27.724-2009. Наставление по краткосрочным прогнозам погоды общего назначения. – М.: Росгидромет, 2009. – 62 с.
3. Смирнова А.В. Активные воздействия на переохлажденные облака / А.В. Смирнова, Н.А. Калинин // Вестник Пермского университета. Физика. – 2022. – № 1. – С. 45-58.
4. Хргиан А.Х. Физика атмосферы / А.Х. Хргиан. – Л.: Гидрометеиздат, 2019. – 648 с.
5. Скриптунова Е.Н. Климатические особенности обложных осадков на территории России / Е.Н. Скриптунова // Труды Гидрометцентра России. – 2021. – Вып. 385. – С. 67-84.
6. Беспалов, Д.П. Физика облаков и активные воздействия / Д.П. Беспалов, И.П. Мазин, А.Х. Хргиан. – Л.: Гидрометеиздат, 2019. – 368 с. – 2
7. Вильфанд Р.М. Опасные гидрометеорологические явления: прогноз и предупреждение / Р.М. Вильфанд, О.М. Стрижак. – М.: Воентехиниздат, 2019. – 328 с.
8. Жукова В.А. Микроструктура переохлажденных слоистообразных облаков / В.А. Жукова, А.В. Кореньков // Метеорология и гидрология. – 2021. – № 7. – С. 45-59.
9. Волков П.П. Численное моделирование роста частиц в переохлажденных облаках / П.П. Волков // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2022. – Т. 58, № 3. – С. 301-315.
10. Шмeтер С.М. Физика конвективных облаков / С.М. Шмeтер. – Л.: Гидрометеиздат, 2018. – 288 с.

11. Берендеева Л.А. Микрофизика облаков и осадков: учебное пособие / Л.А. Берендеева, Т.С. Селезнева, Ю.А. Довгальук. – СПб.: РГГМУ, 2021. – 280 с.
12. Исаева Е.Н. Влияние водности облака на интенсивность осадков / Е.Н. Исаева // Российская метеорология и гидрология. – 2022. – № 4. – С. 38-52.
13. Кореньков А.В. Моделирование микрофизических процессов в облаках смешанного фазового состава / А.В. Кореньков, Ю.А. Довгальук // Труды ГГО. – 2021. – Вып. 602. – С. 112-128.