

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт радиотехники и электроники им. В.А. Котельникова
Российской Академии Наук
(ФГБУН ИРЭ им. В.А. Котельникова РАН)



На правах рукописи

Егоров Доброслав Павлович

**Пространственные неоднородности атмосферы и учет
их влияния при СВЧ-радиометрическом
зондировании Земли из космоса**

Специальность 1.3.4 —
«Радиофизика»

Диссертация на соискание учёной степени
кандидата физико-математических наук

Научный руководитель:
доктор физико-математических наук, профессор
Кутуза Борис Георгиевич

Москва — 2024

Оглавление

Стр.

Введение	4
Глава 1. Влияние высотных распределений метеорологических параметров на радиоизлучение облачной атмосферы	22
1.1 Стандартная атмосфера	26
1.2 Поглощение в безоблачной атмосфере	29
1.3 Поглощение в жидкокапельных облаках	35
1.4 Водность кучевых облаков	41
1.5 Моделирование яркостной температуры в заданной подспутниковой точке	43
Глава 2. Пространственно-временная изменчивость собственного нисходящего излучения атмосферы . .	47
2.1 Эксперимент. Измерительная аппаратура	47
2.2 Методика калибровки измерений	50
2.3 Наблюдение сезонной изменчивости яркостной температуры .	52
2.4 Структурная функция	55
2.5 Анализ временных флуктуаций яркостной температуры . . .	58
2.6 Классификация облачности по спектрам структурной функции	67
Глава 3. Восстановление интегральных параметров влаги и водосодержания	73
3.1 Двухчастотный метод	73
3.2 Использование многочастотных измерений	79
3.3 Устойчивость методов к естественной изменчивости высотных профилей метеорологических параметров	82
Глава 4. СВЧ-радиометрическое зондирование облачной атмосферы из космоса	85
4.1 О пространственном распределении кучевых облаков	86
4.2 Уходящее излучение разорванных облачных полей	90

	Стр.
4.3 Оценка систематических ошибок восстановления влаго- и водосодержания	95
Заключение	102
Список литературы	104

Введение

Исследования радиационных свойств земной атмосферы были изначально продиктованы необходимостью учета ее влияния на распространение электромагнитного излучения в ходе радиоастрономических наблюдений планет солнечной системы, изучения их температурных режимов. Атмосфера Земли рассматривалась лишь в роли мешающего фактора [1], приводящего к осложнениям при настройке и использовании чувствительной измерительной аппаратуры пассивного дистанционного зондирования – радиометров. Значительный уровень поглощения микроволнового излучения в нижнем слое тропосферы, вызванный влажностью воздуха и водностью облаков, затрудняет проведение микроволновых радиоастрономических наблюдений с равнины. Причем поглощение в облаках и других гидрометеорах может быть настолько большим, что даже в высокогорных районах такие наблюдения осуществляются по возможности в ясную погоду. В связи с этим исследователей прежде всего интересовали излучательные и поглощательные характеристики ясного неба и входящих в состав воздуха атмосферных газов. Известно, что при формировании и распространении микроволнового излучения в безоблачной атмосфере наибольший вклад вносят водяной пар и кислород [1–4]. Теоретический расчет спектров поглощения миллиметровых и сантиметровых волн в молекулярном кислороде [5] и водяном паре [6] впервые проведен Ван Флеком в 1947 г. Последовавшие в 1950-х теоретические и экспериментальные исследования Жевакина С.А., Троицкого В.С., Наумова А.П. в НИРФИ и др., а также ряда зарубежных авторов, см. [7–11], в значительной мере дополнили имеющиеся оценки. Полученные в результате теоретико-эмпирические зависимости коэффициентов поглощения от частоты излучения (или длины волны), температуры и влажности воздуха, атмосферного давления в настоящее время продолжают уточняться в рекомендациях МСЭ – Международного Союза Электросвязи [12; 13].

Первые целенаправленные экспериментальные исследования микроволнового излучения гидрометеоров, включая облака и осадки, начались в 1961 г. по инициативе и под руководством Анатолия Евгеньевича Башаринова [14–16]. Башаринов А.Е. предвидел, что развитие радиометров

и накопленный опыт постепенно приведут к пониманию возможностей радиометрического метода как метода дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) и дистанционного зондирования атмосферы (ДЗА) в частности (см., например, авторское свидетельство [17]). Действительно, радиометрический метод вскоре демонстрирует большой потенциал. В следующие 10-15 лет наблюдается стремительный прогресс в разработке методики и алгоритмов радиометрического восстановления различных метеорологических параметров атмосферы Земли путем дистанционного измерения и анализа уровня ее собственного радиотеплового излучения. Исследования проводятся в Главной геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова (ГГО), Центральной аэрологической обсерватории (ЦАО) и Институте Физики атмосферы (ИФА). Помимо пунктов наземных наблюдений, радиометрами начинают оснащать и самолеты-лаборатории с целью дистанционного зондирования уже не только атмосферы, но и поверхности Земли. Неизбежно потребовалось восполнение недостатка данных о свойствах огромного разнообразия типов земной поверхности, почвогрунтов и вод; более глубокое изучение изменчивости радиационных свойств атмосферы в различных погодных условиях. Были проведены обширные наземные исследования. В результате по вариациям антенной температуры, регистрируемой радиометрами, удастся идентифицировать и измерить количественно, например, изменения влажности почвогрунтов, эволюцию структуры ледовых и снежных покровов, колебания степени солености вод, волнение водной поверхности. Все это показывает эффективность радиометрического метода и необходимость дальнейшего усовершенствования аппаратуры. Дополнительным толчком послужил первый в мире эксперимент по исследованию Земли из космоса радиофизическими методами – искусственный спутник Земли (ИСЗ) «Космос-243» [18–20], выведенный на орбиту 23 сентября 1968 года. Полученный опыт имел неопределимое значение для дальнейшего развития микроволновой радиометрии. Руководителями этого эксперимента были Башаринов А.Е., Гурвич А.С. и Егоров С.Т. Спутник «Космос-243» более чем на четыре года опередил американский аналог «Nimbus-5» [21].

В то же время повышение чувствительности радиометров, снижение уровня шумов во входных трактах за счет улучшения характеристик малошумящих усилителей позволяли проводить наблюдения все более слабых источников излучения для нужд радиоастрономии. Однако флуктуации

регистрируемой радиометром антенной температуры вызваны, очевидно, не только собственными шумами измерительной аппаратуры и наблюдаемым источником, но также флуктуациями радиоизлучения атмосферы Земли, попадающего в главный и боковые лепестки диаграммы направленности антенны (ДНА). Флуктуации излучения атмосферы обусловлены пространственными и временными неоднородностями полей метеорологических параметров (влажности, водности, температуры воздуха, фазового состава облаков и др.), которые возникают из-за турбулентных движений в тропосфере. Характер и интенсивность этих флуктуаций зависят от метеорологического состояния атмосферы. Дальнейшее повышение качества, в частности, радиоастрономических наблюдений было бы невозможным без понимания природы этой зависимости. Первые экспериментальные исследования флуктуаций атмосферного излучения были проведены в 1970 г. на радиотелескопе РТ-22 с пространственным разрешением 22 м [22]. Для длин волн 0.8 и 1.35 см исследование пространственных флуктуаций [23] было продолжено с помощью самолета-лаборатории ИЛ-18 (1977 г.), а временных [24] – с наземных наблюдательных пунктов (1976 г.). Полученные данные подтвердили, что флуктуации поглощения атмосферы и яркостной температуры ее излучения вызваны изменчивостью полей влажности и скорости ветра.

Спустя полвека микроволновая радиометрия по-прежнему остается наиболее универсальной технологией, позволяющей дистанционно, оперативно и при этом довольно точно определять характеристики атмосферы и поверхности Земли. Как метод дистанционных косвенных измерений радиометрический метод, естественно, уступает в точности прямым локальным методам. Однако, особенно с развитием спутниковой микроволновой радиометрии (с 1970-х), появилась возможность контроля обширных и труднодоступных районов. Основным достоинством микроволновой или СВЧ (сверхвысокочастотной) радиометрии среди других методов ДЗЗ и ДЗА является возможность при корректном выборе диапазона частот получать ценную информацию о состоянии атмосферы и поверхности Земли практически при любых погодных условиях, в любое время суток вне зависимости от освещенности или наличия облачности.

После запуска «Космоса-243» и «Космоса-384» в 1970 г. фактически реализуется глобальный экспериментальный радиометрический обзор ат-

мосферы и поверхности Земли с помощью четырехканальных трассовых радиометров, которые способны регистрировать излучение частотой 3.5, 8.8, 22.2 и 37 ГГц с пространственным разрешением в 15 или 50 км в зависимости от выбранной частоты и режима работы. Американский «Nimbus-5», в свою очередь, оснащают шестиканальным (19.3, 22.2, 31.4, 53.6, 54.9 и 58.8 ГГц) радиометром с элементом разрешения в 30/150 км. Выведенный на орбиту в дополнение к «Nimbus-5» ИСЗ «Skylab» оборудуется двухканальным (13.9 и 1.4 ГГц) радиометром с пространственным разрешением 16/110 км. По данным этих четырех спутников с использованием ЭВМ уже решаются задачи определения (оценки) влаго- и водосодержания атмосферы, зон выпадения дождей, границ и характера льдов. После окончательного подтверждения эффективности спутниковой радиометрии с 1980 г. начинается систематическое применение радиометрического метода для глобального мониторинга Земли из космоса.

На основе радиометрических данных, накопленных за девять лет работы американского спутника «Nimbus-7» (1978–1986 гг.), создается первый общедоступный архив антенных температур. Детальный анализ накопленных данных ДЗЗ с учетом результатов проводившихся параллельно локальных измерений, осуществляемых наземными и морскими средствами, позволил значительно уточнить алгоритмы определения-оценки параметров различных природных сред. На ИСЗ «Nimbus-7» был установлен радиометр SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer) – сканирующий многоканальный микроволновый радиометр, измеряющий яркостную температуру микроволнового излучения в каналах 6.6, 10.7, 18, 21 и 37 ГГц как на горизонтальной, так и на вертикальной поляризации. Радиометр SMMR успешно справился с изначально возложенной на него задачей составить первую глобальную карту температуры поверхности океана. Проводились наблюдения за распределением морских льдов. Отрабатывались и возможности определения скорости приводного ветра, влагосодержания атмосферы и водности облаков по данным спутниковых измерений.

Следующим шагом к глобальному мониторингу Земли и атмосферы была метеорологическая программа США под названием «Defense Meteorological Sattelite Program» (DMSP), начатая в 1987 г. По настоящее время на солнечно-синхронную орбиту было выведено уже 19 спутников этой программы. На каждом спутнике (по 1993 г.) устанавливались три ти-

па радиометров, построенных по схеме «полного сигнала» [1]: Atmospheric Temperature Profiler (SSM/T), Atmospheric Water Vapor Profiler (SSM/T-2) и Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) [25–29]. Первый, SSM/T, обладает малой параболической антенной, является модуляционным (приёмник периодически отключается от антенны и присоединяется к эталонному источнику шума), имеет семь частотных каналов от 50.5 ГГц до 58.83 ГГц в полосе резонансного поглощения кислорода и предназначен для определения высотного профиля температуры атмосферы. Второй, SSM/T-2, имеет три частотных канала в области резонансного поглощения водяного пара вблизи 183.3 ГГц, два дополнительных частотных канала (91 ГГц и 150 ГГц) и предназначен для оценки содержания паров воды в атмосфере Земли. Третий радиометр, SSM/I, дополняет картину. SSM/I регистрирует яркостную температуру по четырём частотным каналам (19.35, 22.24, 37 и 85.5 ГГц) как на вертикальной, так и на горизонтальной поляризациях; предназначен для мониторинга влагозапаса атмосферы и водности облаков, оценки влажности почвогрунтов и водяного эквивалента снежного покрова, изучения морских льдов и определения скорости приводного ветра.

В 2001 г. Россия выводит на борту метеорологического спутника «Метеор-ЗМ» свой многоканальный температурно-влажностный зондировщик атмосферы МТВЗА [30] в космическое пространство. МТВЗА включал в себя несколько компенсационных радиометров, также реализованных по схеме «полного сигнала», позволявших производить измерения радиояркостной температуры на 10 частотных каналах, и единую параболическую антенну диаметром 65 см. Удалось достигнуть чувствительности радиометров 0.3–0.6 К. Для наименьшей частоты, 10.6 ГГц, поверхностное разрешение составило 190×80 км, для частоты 183 ГГц – 20×9 км. Время полного обзора земной поверхности – приблизительно двое суток. К 2019 г. проект претерпевает значительные изменения, призванные улучшить характеристики используемой аппаратуры. Очередной «Метеор» (ИСЗ «Метеор-М» №2-2) после вывода на орбиту Земли 19 июля 2019 г. впервые задействует модуль МТВЗА последней модификации (МТВЗА-ГЯ). Модуль содержит уже целых 29 информационных каналов из диапазона 10.6–183.3 ГГц. Данные, получаемые при помощи датчиков модуля, позволяют успешно определять вертикальные температурно-влажностные профили и интегральную влажность атмосферы, водозапас облаков и количество осадков,

влажность почв и температуру поверхностного слоя океана; производить мониторинг ледовых и снежных покровов; выполнять раннюю диагностику ураганов и тайфунов. Большое внимание уделяется исследованию Эль-Ниньо (явление колебания температуры поверхностного слоя воды в экваториальной части Тихого океана). Как выяснилось к концу XX века, это явление оказывает заметное влияние на климат нашей планеты [1].

Необходимо отметить и общий проект США, Японии и Бразилии по запуску в 2002 г. спутника «Aqua/EOS» [31]. На этом спутнике было установлено три радиометра: Advanced Microwave Scanning Radiometer (AMSR-E), Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU-A) и Humidity Sounder for Brazil (HSB). AMSR-E [32] предназначался для оценки влагосодержания атмосферы, определения водности облаков и интенсивности осадков, влажности почв и характера снежного покрова, а также для мониторинга приводного ветра и распределения морских льдов. Радиометр обладал большой антенной диаметром 160 см, что позволило уменьшить элемент разрешения по сравнению с аналогами AMSR-E. При этом дополнительно к каналам 18.7, 23.8, 36.5 и 89 ГГц были реализованы два канала с относительно низкими частотами 6.9 ГГц и 10.65 ГГц, что эффективно при оценке характеристик льдов и почвогрунтов. Радиометр AMSU-A с 15 каналами в полосе резонансного поглощения кислорода 50–60 ГГц, с одним каналом (24 ГГц) вблизи первой частоты резонансного поглощения водяного пара и каналом 31 ГГц для дополнительного анализа справился с задачей определения высотного профиля температуры атмосферы. Радиометр HSB с тремя каналами вблизи 183.3 ГГц (вторая линия поглощения водяного пара) позволял производить обнаружение дождей и обеспечил страны исчерпывающими данными по атмосферной влажности. Сравнивая характеристики всех вышеприведенных радиометров, необходимо отметить, что радиометры, имеющие схожее предназначение, обладают и схожими характеристиками [33], в особенности относительной близостью частот используемых информационных каналов. Именно эти характеристики позволяют эффективно решать задачи ДЗЗ и ДЗА.

Актуальность темы исследования

Путем дистанционных измерений нисходящего (при наблюдениях с поверхности Земли) излучения атмосферы или уходящего (при зондировании со спутников) излучения системы «атмосфера – подстилающая

поверхность» в микроволновом диапазоне, дальнейшей цифровой обработки накопленных данных измерений и решения соответствующих обратных задач ДЗА в результате возможно определить [1; 2; 34]

- интегральные параметры влаго- и водосодержания атмосферы (полная масса водяного пара, водозапас облаков), температура облаков;
- температурный профиль – высотное распределение температуры в атмосфере;
- содержание и высотные распределения водяного пара, различных малых газовых составляющих (озон, окислы углерода, азота и др.);
- интенсивность выпадения жидких осадков (дождя).

Перечисленные параметры имеют первостепенное значение при решении широкого круга задач метеорологии, климатологии, астрономии и физики облаков. Это определяет актуальность и практическую значимость теоретических и экспериментальных исследований в области СВЧ-радиометрии.

Одним из основных направлений здесь представляется исследование влияния состояния атмосферы, полей ее метеорологических параметров на характер и интенсивность флуктуаций микроволнового излучения. Флуктуации радиоизлучения, возникающие из-за атмосферных неоднородностей, необходимо учитывать при создании систем дистанционного зондирования Земли, космической навигации и др., они оказывают влияние на качество радиометрических измерений и радиоастрономических наблюдений. В то время как в радиоастрономии флуктуации являются проблемой, для физики атмосферы они представляют особый интерес, поскольку позволяют оценить характеристики тропосферной турбулентности [3]. Несмотря на проделанную работу [35–37], ряд вопросов, связанных с характером флуктуаций на разных длинах волн, интенсивностью флуктуаций при больших пространственно-временных интервалах и ролью отдельных метеорологических факторов, остается нерешенным.

Важнейшим направлением исследований является развитие существующих и разработка новых методов и алгоритмов восстановления температурно-влажностных профилей атмосферы, определения интегральных параметров ее влаго- и водосодержания, играющих ключевую роль в прогнозировании различных атмосферных процессов, погоды и климата. Проблема повышения точности их восстановления остается актуальной, так как от этого напрямую зависит качество мониторинга состояния окру-

жающей среды и метеорологических прогнозов [38]. Особенно актуальны проблемы сверхсрочного прогноза осадков, гроз и опасных метеорологических явлений.

При дистанционном зондировании облачной атмосферы с поверхности Земли обычно элемент пространственного разрешения антенны СВЧ-радиометра намного меньше эффективного горизонтального размера облака. Например, в работах [39; 40] элемент разрешения составляет порядка 200 м, что позволяет исследовать пространственно-временную изменчивость полей влаго- и водосодержания атмосферы. Однако действующие спутниковые радиометры в диапазоне длин волн 0.3-4.5 см обладают [38; 41; 42] пространственным разрешением от 5 до 60 км (в зависимости от длины волны), что значительно больше горизонтальных размеров облаков кучевого типа, основных переносчиков воды в ее жидкокапельной фазе, в том числе даже больше горизонтальных размеров мощных кучевых облаков *cumulus congestus*. При решении обратных задач ДЗА, как правило, облака рассматриваются в приближении однородного сплошного слоя или же принимается горизонтально-однородная плоскостойкая модель. Оба приближения игнорируют зачастую разрывную и неоднородную структуру реальных облачных полей. Предполагается равномерное распределение жидкокапельной влаги по площади элемента разрешения антенны. Учитывая нелинейность зависимости яркостной температуры излучения атмосферы от водозапаса облаков, эта особенность приводит к систематическим ошибкам в определении усредненных по полю зрения радиометра интегральных параметров влаго- и водосодержания атмосферы, а также при восстановлении температурно-влажностных профилей.

Степень ее разработанности

С тех пор как Дикке и его сотрудники в 1945 г. впервые измерили микроволновое излучение земной атмосферы [43; 44], во многих странах начались исследования ее излучательных и поглощательных свойств. Выполнен широкий цикл исследований радиоизлучения свободной атмосферы (см., например, обзор [11]). Вначале интерес к этим исследованиям был связан в основном с задачами радиоастрономических наблюдений, где атмосфера на волнах короче 3 см создавала значительные помехи приему излучения от космических источников, и ограничивался определением радиохарактеристик свободной атмосферы. Упомянутые выше теоретические

работы Ван Флека [5; 6] и [45], в которых был рассчитан спектр поглощения миллиметровых и сантиметровых волн в молекулярном кислороде и водяном паре, имели большое значение для становления СВЧ радиометрии атмосферы. Дальнейшие теоретические и экспериментальные исследования радиоизлучения безоблачной атмосферы в СВЧ диапазоне, проведенные в 1950-х годах С.А. Жевакиным, В.С. Троицким, А.Е. Саломоновичем, А. Стрейтоном, Д. Хоггом и др. [46–50], в значительной мере развили это направление.

Первые результаты наблюдений радиотеплового излучения гидрометеоров были приведены в работах [48; 49]. Однако целенаправленные экспериментальные исследования начались в 1961 г. в Институте радиотехники и электроники АН СССР. Башаринов А.Е. и его сотрудники сосредоточились на исследовании излучательных и поглощательных свойств неоднородной атмосферы, содержащей облака и осадки, а также на разработке методов определения метеорологических параметров по измерениям радиохарактеристик атмосферы.

В 1963 г. Башариновым А.Е., Егоровым С.Т., Колосовым М.А., Кутузой Б.Г. [15; 17] впервые предложено использовать результаты СВЧ-радиометрических наблюдений излучения Земли с летательных аппаратов для определения геофизических параметров. Предложенный в [17] метод был реализован на ИСЗ «Космос-243». Обсуждение метода СВЧ-радиометрического зондирования, приведенное в [51; 52], показывает целесообразность дальнейших теоретических и экспериментальных исследований этого метода. В работе Башаринова и др. [15] приводятся некоторые модели спектров СВЧ излучения неоднородной атмосферы и оценки чувствительности метода к определению влаго- и водосодержания.

В работе Аквилоновой А.Б. и Кутузы Б.Г. [53] изложены результаты теоретических и экспериментальных исследований радиоизлучения облаков в диапазоне длин волн 0.3–10 см. На основе модельных расчетов рассмотрено влияние различных физических характеристик облаков (температуры, влажности, водозапаса, влагосодержания) на спектр яркостной температуры. Обсуждается характер зависимости яркостных температур облаков на разных длинах волн от зенитного угла наблюдения. Расчеты выполнены как для случая измерений с поверхности Земли, так и для случая измерений с летательного аппарата. Изложена методика определения инте-

гральных параметров атмосферы (полной массы водяного пара в атмосфере и водозапаса облаков) по СВЧ-радиометрическим измерениям. Приведены оценки допустимых ошибок измерений яркостных температур на волнах 0.8 и 1.35 см при требуемой точности определяемых параметров. Рассмотрены экспериментальные данные, полученные при измерениях с наземных стационарных пунктов, с самолета-лаборатории и с ИСЗ «Космос-243».

Интерпретация данных в экспериментах на спутниках «Космос-243», «Космос-384» и «Nimbus-5», «Nimbus-6» проводилась в тех предположениях, что метеорологические и гидрофизические элементы в пределах поля зрения антенн радиометров постоянны, облака изотермичны, а для облачных капель выполняются условия рэлеевского рассеяния. В действительности предположения о постоянности и изотермичности справедливы только для коллоидально устойчивых слоистообразных облаков. По данным оптических наблюдений, горизонтальные размеры кучевых облаков изменяются в пределах от 0.2 до 3 км и более [54]. Согласно наземным и самолетным измерениям радиоизлучения кучевых облаков, внутри отдельного облака наблюдаются значительные колебания радиояркостности. В то же время пространственное разрешение использовавшихся радиометров составляло 20-100 км. В развитых кучевых облаках разность температур вблизи их верхних и нижних границ может достигать десятков градусов. В отличие от слоистообразных облаков в кучевых облаках наибольшего вертикального развития могут встречаться капли с размерами больше 70 мкм, для которых условия рэлеевского рассеяния уже не выполняются [55]. Из-за нелинейной связи между радиояркостной температурой и метеопараметрами, в зависимости от характера заполнения облаками полей зрения антенн СВЧ-радиометров, следует ожидать расхождений в значениях усредненных параметров атмосферы, получаемых при СВЧ-радиометрическом зондировании со спутников.

В работе Кутузы Б.Г. и Смирнова М.Т. [56] впервые рассмотрено влияние характера пространственного распределения облаков на усредненное радиотепловое излучение системы «атмосфера – поверхность океана» в диапазоне 3–150 ГГц. Результаты моделирования трех пространственных реализаций облачного поля показали, что при одних и тех же значениях среднего водозапаса облаков радиояркостные температуры системы «атмосфера – поверхность океана» могут существенно различаться в зависимости

от характера распределения облаков, попадающих в поле зрения антенны. В данной работе также проведены расчеты поглощения в облаках для модели изотермического облака, облака с вертикальным градиентом температуры 6.5 К/км и распределением влажности согласно [57].

В работах Гагарина С.П. и Кутузы Б.Г. [58; 59] выполнена предварительная оценка влияния разрывности кучевой облачности и шероховатости морской поверхности на точность определения полной массы водяного пара в атмосфере и водозапаса облаков двухчастотным СВЧ-радиометрическим методом по спутниковым измерениям. Развивая модельный подход, представленный в [56], авторы, в частности, приходят к выводу, что пренебрежение разрывным характером облачности должно приводить к заниженной оценке восстанавливаемой величины водозапаса, тогда как пренебрежение взволнованностью морской поверхности, напротив, должно приводить к завышению оценки водозапаса. Поэтому учет волнения в предположении слоистой облачности будет приводить к более грубым погрешностям определения водозапаса в условиях кучевой разрывной облачности, чем предположение о гладкой морской поверхности.

Целью данной диссертационной работы является получение новых данных о неоднородностях радиоизлучения атмосферы на длительных временных интервалах, а также исследование влияния характера пространственного распределения облаков на точность решения обратных задач при СВЧ-радиометрическом зондировании Земли из космоса.

Для достижения поставленной цели были решены следующие **задачи**:

1. Постановка и проведение вычислительного эксперимента по решению прямой задачи расчета пространственных полей яркостной температуры нисходящего излучения облачной атмосферы и уходящего излучения системы «облачная атмосфера – подстилающая поверхность» с учетом заданной динамики 3D распределений метеорологических параметров. Программная реализация трехмерной модели поля разрывной кучевой облачности, спектральных моделей поглощения в облачной атмосфере с использованием технологии неспециализированных вычислений на графических процессорах (GPU).

2. Проведение экспериментальных исследований временных флуктуаций собственного нисходящего излучения атмосферы – длительных (от 2 до 5 часов) сеансов непрерывных измерений спектра яркостной температуры вблизи линии резонансного поглощения водяного пара 22.235 ± 5 ГГц (К-диапазон). Обработка накопленного массива данных, включая калибровку измерений и расчет структурных функций яркостной температуры в широком диапазоне временных интервалов от 11 до 600 и более сек. Разработка соответствующих программных инструментов. Анализ полученных структурных функций, поиск взаимосвязи со значениями метеопараметров и погодными условиями наблюдений.
3. Оценка точности двухчастотного метода решения обратной задачи восстановления интегральных параметров влаго- и водосодержания атмосферы, в том числе по данным проведенных измерений. Разработка и анализ точности многочастотного метода. Теоретический расчет максимальных погрешностей определения полной массы водяного пара и водозапаса облаков как косвенных величин в зависимости от ошибки измерения уровня яркостной температуры, а также ошибок, допущенных при оценке значений таких модельных параметров, как средняя абсолютная температура атмосферы и эффективная температура слоя облачности. Анализ устойчивости методов к высотной изменчивости профилей температуры, давления и влажности воздуха и к отклонениям этих профилей от соответствующих стандартных высотных распределений с привлечением независимых данных радиозондирования.
4. Исследование систематических ошибок восстановления влаго- и водосодержания атмосферы, возникающих из-за неучета пространственного распределения кучевых облаков в элементе разрешения антенны спутникового микроволнового радиометра и нелинейности взаимосвязи яркостной температуры с водностью и термодинамической температурой облака.

Научная новизна:

- В процессе проведения 4-х летнего цикла непрерывных наблюдений получены новые данные о сезонной изменчивости спектра яркост-

- ной температуры атмосферы (18–27.2 ГГц) и о восстановленных значениях интегральных параметров влаго- и водосодержания.
- В широком диапазоне погодных условий впервые получены частотные спектры временных флуктуаций яркостной температуры нисходящего излучения атмосферы на интервалах от 100 до 600 сек. Впервые показано, что частотный спектр интенсивности временных флуктуаций яркостной температуры нисходящего излучения ясного неба в К-диапазоне повторяет форму частотного спектра поглощения в водяном паре приземного слоя атмосферы.
 - С использованием средств языков C++, Python и программно-аппаратной архитектуры CUDA разработаны новые программные библиотеки для решения прямой и некоторых обратных задач ДЗА. Разработан алгоритм автоматической классификации сеансов СВЧ-радиометрических измерений по типу наблюдаемой облачности путем анализа частотных спектров структурной функции яркостной температуры на различных временных интервалах.
 - Впервые рассмотрено влияние параметров облаков, характеризующих их пространственное распределение (согласно модели Планка), на ошибки восстановления полной массы водяного пара и водозапаса по усредненному в поле зрения спутникового микроволнового радиометра радиотепловому излучению.

Теоретическая и практическая значимость. Полученные в рамках проведенного исследования данные о флуктуациях яркостной температуры микроволнового излучения могут быть полезны для оценки пространственно-временных флуктуаций фазового запаздывания сигналов в атмосфере. Результаты работы могут найти применение в радиоастрономии для учета влияния атмосферы при радиоинтерферометрических измерениях и при наблюдениях источников излучения в режиме диаграммной модуляции. Полученные данные могут представлять интерес для спутниковых систем связи и навигации, радиолокационной интерферометрии и интерферометрии со сверхдлинной базой. Разработанные автором программные инструменты применяются в ИРЭ РАН и ФИРЭ РАН для обработки и анализа данных СВЧ-радиометрических измерений, модельного расчета спектров поглощения и яркостной температуры атмосферы. Разработанные алгоритмы могут быть использованы при создании программного

обеспечения для обработки и интерпретации спутниковых данных. Полученные в ходе диссертационного исследования результаты свидетельствуют о возможности существенного повышения эффективности решения обратных задач восстановления температурно-влажностных профилей, а также влаго- и водозапаса атмосферы по данным СВЧ-радиометрических наблюдений за счет введения в расчетные модели температур на вершине облаков и на уровне подстилающей поверхности, высоты верхней кромки облаков, бинарной маски облачности и пространственного распределения ее фазового состава в поле зрения антенны.

Методология и методы исследования. Эксперимент по измерению временных флуктуаций яркостной температуры проведен для нисходящей компоненты микроволнового излучения атмосферы в К-диапазоне с помощью наземного СВЧ радиометра-спектрометра с элементом пространственного разрешения антенны порядка 200 м (для высоты 2.1 км), что согласно теории Колмогорова-Обухова соответствует примерно середине инерционного интервала масштабов неоднородностей и поэтому позволяет исследовать тонкую структуру полей как влагосодержания, так и водосодержания атмосферы. Анализ флуктуационной изменчивости яркостной температуры в различных погодных условиях выполнен с использованием аппарата структурных функций, введенных взамен корреляционных для работы со случайными нестационарными процессами. Улучшенная флуктуационная чувствительность и высокая температурная стабильность коэффициента усиления антенны СВЧ радиометра-спектрометра позволили проводить длительные сеансы непрерывных наблюдений и получать значения структурной функции для больших временных интервалов. Длительность сеансов и величины рассматриваемых временных интервалов при переходе к пространственным интервалам соответствуют размерам поля зрения антенн современных спутниковых СВЧ-радиометров.

Оценка систематических ошибок восстановления интегральных параметров влаго- и водосодержания по уходящему излучению системы «облачная атмосфера – гладкая водная поверхность» проведена путем многократного решения прямой задачи моделирования пространственного поля яркостной температуры по заданным распределениям метеорологических параметров и водности облаков в трехмерной атмосферной ячейке, а затем обратной задачи с учетом размеров элемента разрешения антенны спут-

никового СВЧ-радиометра. При этом в моделируемой атмосферной ячейке рассматриваются различные пространственные реализации облачных полей, соответствующие статистической модели В.Г. Планка для разрывной кучевой облачности. Высотный профиль водности внутри кучевого облака аппроксимируется согласно модели И.П. Мазина. Расчет яркостных температур производится прямым численным интегрированием методом Буля. Для решения обратной задачи используются двухчастотный СВЧ-радиометрический метод, а также разработанный многочастотный метод (основанный на применении метода наименьших квадратов). Расчеты проводятся с использованием технологии неспециализированных вычислений на графических процессорах.

Положения, выносимые на защиту

1. Монотонный рост структурной функции яркостной температуры нисходящего излучения ясного неба на временных интервалах 600 и более секунд (без насыщения) свидетельствует о наличии в безоблачной атмосфере крупных горизонтально-вытянутых неоднородностей размером, превышающим 6 км. Частотный спектр интенсивности временных флуктуаций яркостной температуры ясного неба в К-диапазоне подобен частотному спектру поглощения в водяном паре приземного слоя атмосферы.
2. Анализ частотных спектров яркостной температуры и ее пространственно-временной изменчивости позволяет определить тип облачности, наблюдаемой в поле зрения наземного радиометра. Зависимость структурной функции от временного интервала позволяет оценить средний горизонтальный размер облака в ансамбле кучевых облаков.
3. Яркостная температура, регистрируемая в элементе разрешения используемых в настоящее время спутниковых микроволновых радиометров, при наличии кучевой облачности меньше яркостной температуры эквивалентного по водозапасу сплошного облачного слоя. В случае мощных, развитых по вертикали кучевых облаков такое различие становится существенным и достигает 10 К.
4. На ошибки восстановления влагозапаса и водозапаса, связанные с нелинейностью зависимости яркостной температуры от водности и термодинамической температуры облака, оказывает влияние

характер пространственного распределения облаков в элементе разрешения антенны спутникового микроволнового радиометра. Для случая кучевых облаков при размере элемента разрешения от 10×10 км относительная ошибка восстановления этих интегральных параметров может превышать 10-15%.

Достоверность полученных результатов обеспечивается строгостью и теоретической обоснованностью используемых методов решения прямых и обратных задач ДЗА, известных как в российской, так и в зарубежной литературе; применением современных методов и алгоритмов математического моделирования задач; проведением натуральных и вычислительных экспериментов с достаточной воспроизводимостью. При этом результаты вычислительных экспериментов находятся в удовлетворительном согласии с данными натуральных экспериментов.

Апробация работы. Основные результаты работы докладывались на:

- XXVI Всероссийской открытой научной конференции «Распространение радиоволн» – КФУ, Казань (2019 г.);
- XXVII Всероссийской открытой научной конференции «Распространение радиоволн» – БФУ им. И. Канта, Калининград (2021 г.);
- Всероссийских открытых научных конференциях «Современные проблемы дистанционного зондирования, радиолокации, распространения и дифракции волн» в рамках Армандовских чтений – МИ ВлГУ, Муром (2018, 2019, 2020, 2021 и 2022 гг.);
- VI и VII Всероссийских научных конференциях «Проблемы военно-прикладной геофизики и контроля состояния природной среды» – ВКА им. А. Ф. Можайского, Санкт-Петербург (2020 и 2022 гг.);
- XI, XII, XIII, XIV и XV Всероссийских научно-технических конференциях «Радиолокация и радиосвязь» – ИРЭ им. В. А. Котельникова РАН, Москва (2017, 2018, 2019, 2020 и 2022 гг.);
- Всероссийской научной конференции «Турбулентность, динамика атмосферы и климата» – ИФА им. А. М. Обухова РАН, Москва (2020 г.);

- X научно-практическом семинаре «Прикладные вопросы формирования и обработки сигналов в радиолокации, связи и акустике» – МИ ВлГУ, Муром (2019 г.);
- XIX, XX и XXI Международных научных конференциях «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» – ИКИ РАН, Москва (2021, 2022 и 2023 гг.);
- XIX Международной научной конференции «Цивилизация знаний» – РосНОУ, Москва (2018 г.);
- XVI Международной научной конференции «Параллельные вычислительные технологии» – Объединенный институт ядерных исследований, Дубна (2022 г.);
- XXXII Международной научной конференции «СВЧ-техника и телекоммуникационные технологии» – СевГУ, Севастополь (2022 г.);
- XV Международной научной конференции «Акустооптические и радиолокационные методы измерений и обработки информации» – НТЦ УП РАН, Москва (2022 г.);
- Международной научной конференции «Суперкомпьютерные дни в России» – МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва (2022 г.);
- 41st PhotonIcs & Electromagnetics Research Symposium (PIERS) – University of Rome «La Sapienza», Italy (2019 г.);
- 45st PhotonIcs & Electromagnetics Research Symposium (PIERS) – Hangzhou, China (2021 г.);
- International Radiation Symposium (IRS) – IAMAS, Thessaloniki, Greece (2022 г.).

Личный вклад. Результаты, изложенные в диссертационной работе, получены автором самостоятельно или на равных правах с соавторами. Автор принимал непосредственное участие в постановке и проведении натуральных экспериментов, обработке и интерпретации экспериментальных данных. Автору диссертации принадлежит разработка программных инструментов для калибровки данных измерений, расчета частотных спектров структурных функций яркостной температуры, расчета пространственных полей яркостной температуры излучения облачной атмосферы с учетом заданной динамики 3D распределений ее метеорологических параметров, решения обратной задачи восстановления влаго- и водосодержания атмосферы.

Диссертационная работа выполнялась в соответствии с научными планами Института радиотехники и электроники им. В.А. Котельникова РАН в рамках государственного задания по теме № 0030-2019-0008 «Космос», наименование НИР «Разработка радиофизических методов и средств для исследования и дистанционного зондирования природных объектов, околоземного космического пространства и объектов Солнечной системы». Автор являлся основным исполнителем работ в рамках проекта Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ) № 20-02-00703 А «Развитие радиофизических методов дистанционного зондирования Земли».

Публикации. Основные результаты по теме диссертации изложены в 39 печатных изданиях, 8 из которых изданы в журналах, рекомендованных ВАК, 12 — в периодических научных журналах, индексируемых Web of Science и Scopus.

Объем и структура работы. Диссертация состоит из введения, 4 глав и заключения. Полный объём диссертации составляет 114 страниц, включая 37 рисунков и 10 таблиц. Список литературы содержит 91 наименование.

Глава 1. Влияние высотных распределений метеорологических параметров на радиоизлучение облачной атмосферы

Одним из центральных понятий при работе с излучениями объектов является понятие яркостной температуры. Яркостная температура T_b – параметр, характеризующий спектральную плотность потока излучения тел [60]. Она равна термодинамической температуре абсолютно черного тела того же углового размера, что и излучающее тело, и дающего такой же поток излучения на данной длине волны λ (или частоте ν). Спектральная плотность потока излучения – отношение интенсивности излучения в узком частотном интервале к величине этого интервала. Согласно формуле Планка, интенсивность излучения абсолютно черного тела равна

$$I_\nu = \frac{2h\nu^3}{c^2} \frac{1}{\exp\left(\frac{h\nu}{kT_B} - 1\right)}, \quad (1.1)$$

где ν – частота излучения, c – скорость света, h – постоянная Планка, k – постоянная Больцмана, а T_B – термодинамическая температура абсолютно черного тела.

Следовательно, если известна величина интенсивности I_ν излучения некоторого объекта, то его яркостная температура может быть найдена как

$$T_b(\nu) = \frac{h\nu}{k} \cdot \ln^{-1} \left(1 + \frac{2h\nu^3}{I_\nu c^2} \right). \quad (1.2)$$

В случае радиотеплового излучения [1; 60] яркостная температура изотропных тел связана с их термодинамической температурой T следующим соотношением ($h\nu \ll kT$)

$$T_b(\nu) = T \cdot (1 - \exp(-\gamma_*(\nu))), \quad (1.3)$$

где $\gamma_*(\nu)$ – так называемая оптическая толщина или коэффициент ослабления. Если на данной частоте излучающее тело непрозрачно ($\gamma_* \gg 1$), то согласно (1.3) яркостная температура T_b равна термодинамической T . Для прозрачных излучающих тел $T_b < T$.

Для неизотропных объектов ситуация значительно усложняется. Например, если объект или материальная среда многослойны (изотропность

свойств образующего вещества все же сохраняется в пределах отдельных слоев), то каждый слой вносит свой вклад в процессе формирования излучения, что непосредственно сказывается на яркостной температуре. Каждый слой может обладать своей термодинамической температурой. Часто в таком случае в рассмотрение вводят понятие средней абсолютной температуры. Средняя абсолютная (эффективная) температура неизотермической среды T_{av} равна термодинамической температуре этой среды, находящейся в таком своем изотермическом состоянии, при котором она дает то же излучение, что и в неизотермическом состоянии. Тогда соотношение (1.3) преобразуется к виду

$$T_b = T_{av} \cdot (1 - \exp(-\gamma_*(\nu))), \quad (1.4)$$

где $\gamma_*(\nu)$ – полное (интегральное) ослабление многослойной среды.

Атмосфера Земли представляет собой сложную случайно неоднородную материальную среду, обладающую большим разнообразием различных составляющих. В Земной атмосфере содержится 78.084% азота, 20.9476% кислорода, изменяющееся количество водяного пара (в среднем около 1%), 0.934% аргона, 0.038% диоксида углерода, небольшие количества водорода, гелия и других благородных газов, а также загрязнителей. Состав атмосферы в большей степени является продуктом живущих на ней организмов. Радиационные свойства атмосферных составляющих различны. Более того, атмосфера неизотермична, не находится в состоянии термодинамического равновесия. Однако в задачах микроволнового зондирования, при некоторых ограничениях, ее все же можно рассматривать как многослойную материальную среду, в пределах каждого слоя которой состояние термодинамического равновесия сохраняется. Это обусловлено тем, что в масштабе миллиметровых длин волн с изменением высоты температура в атмосфере меняется достаточно медленно (помимо того, что она меняется непрерывно). При зондировании по зенитным углам меньшим 80° рефракция волн пренебрежимо мала, а слои можно считать плоскопараллельными.

Коэффициент полного ослабления $\gamma_*(\nu)$ атмосферы как слоистой среды при зондировании в зенит с наземных пунктов наблюдения или при зондировании в надир с ИСЗ можно выразить следующим интегралом

$$\gamma_*(\nu) = \int_0^\infty \gamma(\nu, h) dh, \quad (1.5)$$

где $\gamma(\nu, h)$ – суммарный по всем атмосферным составляющим погонный (на единицу длины) коэффициент ослабления (затухания) в слое, который находится на высоте h . Здесь и далее символ ∞ понимается как верхняя граница атмосферы.

Для произвольного направления зондирования с зенитным (к местной оси координат Oz) углом θ , с учетом полученных оценок на влияние рефракции, величину $\gamma_*^\nu(\theta) = \gamma_*(\nu, \theta)$ вдоль этого направления аппроксимируют как

$$\begin{aligned}\gamma_*^\nu(\theta) &= \gamma_*^\nu(0) \cdot \sec(\theta), \quad \text{при } 0 \leq \theta \leq 0.4\pi; \\ \gamma_*^\nu(\theta) &= \gamma_*^\nu(0) \cdot \sec(0.4\pi), \quad \text{при } 0.4\pi \leq \theta \leq \pi/2.\end{aligned}\tag{1.6}$$

При дистанционном зондировании атмосферы с поверхности Земли нисходящее излучение, принимаемое антенной микроволнового радиометра, формируется из ослабленного в толще атмосферы космического излучения и собственного излучения слоев атмосферы, ослабленного всеми нижележащими слоями. Яркостная температура $T_b^\downarrow(\nu, \theta)$ нисходящего микроволнового излучения атмосферы как слоистой горизонтально-однородной среды, регистрируемая под зенитным углом θ на частоте ν , представима в виде

$$T_b^\downarrow(\nu, \theta) = T_C \cdot e^{-\gamma_*^\nu(\theta)} + \int_0^\infty T(h) \gamma(\nu, h) \sec \theta \cdot \exp\left(-\int_0^h \gamma(\nu, z) \sec \theta dz\right) dh,\tag{1.7}$$

где ν – частота излучения, $\gamma_*^\nu(\theta)$ – полное поглощение; $\gamma(\nu, h)$ – погонный коэффициент поглощения на высоте h ; $T(h)$ – вертикальный профиль термодинамической температуры в атмосфере, а $T_C = 2.729 \pm 0.027$ К – яркостная температура космического излучения, представляющего собой суперпозицию микроволнового излучения нашей галактики и реликтового фона Вселенной.

Выражение для яркостной температуры восходящего излучения атмосферы отличается от второго слагаемого из (1.7) только пределами интегрирования

$$T_b^\uparrow(\nu, \theta) = \int_0^\infty T(h) \gamma(\nu, h) \sec \theta \cdot \exp\left(-\int_h^\infty \gamma(\nu, z) \sec \theta dz\right) dh.\tag{1.8}$$

При наблюдениях с орбиты Земли яркостная температура $T_b^\nu(\theta)$ излучения, принимаемого антенной спутникового микроволнового радиометра на частоте ν под углом θ к направлению в надир, описывается следующим выражением

$$\begin{aligned}
 T_b^\nu(\theta) = & T_s \cdot \varkappa_\nu(\theta) \cdot \exp(-\gamma_*^\nu(\theta)) + \\
 & + T_b^\uparrow(\nu, \theta) + \\
 & + R_\nu(\theta) \cdot \exp(-\gamma_*^\nu(\theta)) \cdot T_b^\downarrow(\nu, \theta) + \\
 & + R_\nu(\theta) \cdot T_C \cdot \exp(-2\gamma_*^\nu(\theta)).
 \end{aligned}
 \tag{1.9}$$

Здесь T_s – термодинамическая температура подстилающей поверхности (лес, степь, океан и др.), $R_\nu(\theta)$ – коэффициент отражения подстилающей поверхности, $\varkappa_\nu(\theta)$ – коэффициент излучения этой поверхности ($\varkappa = 1 - R$ в предположении локального термодинамического равновесия). Атмосфера предполагается слоистой и (локально в рассматриваемой подспутниковой точке) горизонтально-однородной средой. В приведенном выражении (1.9) первое слагаемое представляет собой яркостную температуру собственного излучения подстилающей поверхности, восходящего и ослабляющегося толщиной атмосферы; второе слагаемое – интегральный вклад восходящего излучения атмосферных слоёв, ослабляющегося всеми вышележащими слоями (см. (1.8)); третье слагаемое – интегральный вклад нисходящего (см. (1.7)) собственного излучения атмосферных слоёв, переотражённого подстилающей поверхностью и далее ослабленного всей толщиной атмосферы; и четвёртое – яркостная температура космического излучения с учетом его двойного прохождения через атмосферу и промежуточного переотражения от подстилающей поверхности. Результирующая $T_b^\nu(\theta)$ является, очевидно, яркостной температурой излучения не одной только атмосферы, но уходящего излучения из системы «атмосфера – подстилающая поверхность». Все методики ДЗА из космоса основываются на потенциальной возможности разделить вклад, собственно, самой атмосферы и отдельно подстилающей поверхности в результирующее излучение, регистрируемое на орбите.

1.1 Стандартная атмосфера

В решении многих задач ДЗА используется априорная информация о температурном профиле, высотных распределениях давления, плотности воздуха в атмосфере и т.д. Условно стандартные вертикальные профили таких параметров введены международной организацией по стандартизации ISO и в совокупности представляют собой международную стандартную атмосферу (МСА). В МСА на среднем уровне моря температура воздуха $T_0 = T(0) = 15^\circ\text{C}$, при этом давление $P_0 = P(0) = 1013.25$ гПа (1013.25 мбар или 760 мм.рт.ст). До уровня в 11 км от поверхности Земли с увеличением высоты на 1 км температура воздуха уменьшается примерно на 6.5° . По достижению уровня в 11 км и далее до уровня 20 км температура практически не меняется (тропопауза), после чего, в стратосфере, растет вплоть до высот 50 км (верхняя граница стратосферы). Давление с ростом высоты уменьшается по экспоненциальному закону

$$P(h) = P_0 \cdot \exp\left(-\frac{h}{H_P}\right). \quad (1.10)$$

Здесь $H_P \approx 7.7$ км – характеристическая высота давления, которая определяет высоту над уровнем, где атмосферное давление уменьшается в e раз.

Высотное распределение водяного пара (абсолютной влажности) в атмосфере, как правило, крайне изменчиво, однако его также можно аппроксимировать экспоненциальной зависимостью

$$\rho(h) = \rho_0 \cdot \exp\left(-\frac{h}{H_\rho}\right), \quad (1.11)$$

где $\rho_0 = \rho(0) = 7.5$ г/м³ – абсолютная влажность на уровне моря, а $H_\rho \approx 2.1$ км – характеристическая высота распределения водяного пара.

Существуют и другие модели стандартной атмосферы (СА), лучшим образом учитывающие климатические особенности отдельных географических районов (например, тропическая СА) и сезонов года (летняя арктическая СА, зимняя арктическая СА). Кроме того, МСА ISO – не единственный международный стандарт среднегодовой глобальной СА. Высотные профили температуры T и давления P согласно табличным данным из действующего межгосударственного стандарта ГОСТ 4401-81

«Атмосфера стандартная. Параметры» [61] приведены на Рисунке 1.1 а-б, соответственно.

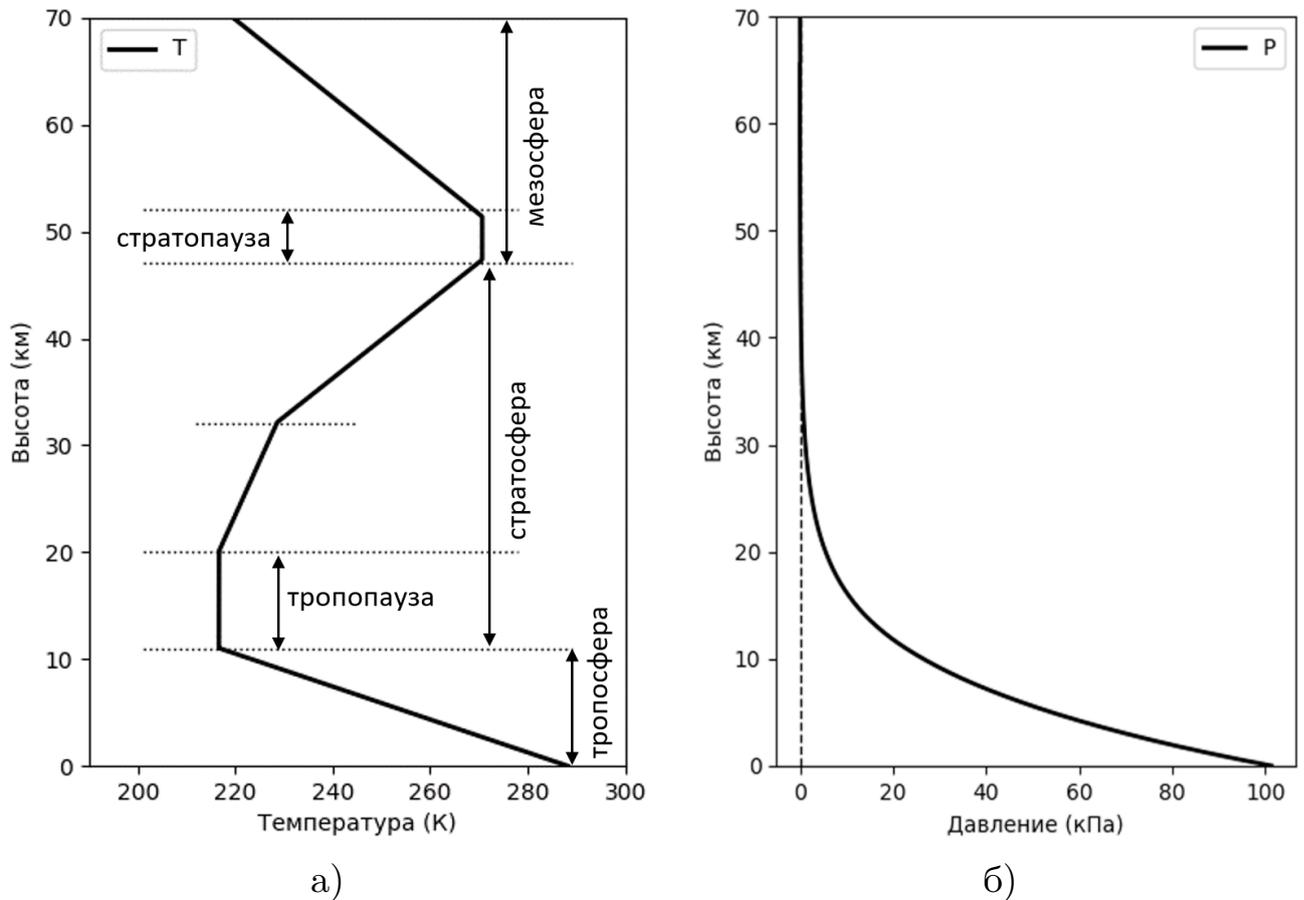


Рисунок 1.1 — ГОСТ 4401-81. а) Высотный профиль температуры, б) профиль давления

Широко используются модели стандартной атмосферы США, стандартной атмосферы Всемирной Метеорологической Организации (ВМО) и другие. Эти стандарты, как и ГОСТ 4401-81, являются уточнениями изначального стандарта МСА ISO и практически повторяют его вплоть до высоты 32 км.

При расчете ослабления в атмосфере (см. следующие разделы), в случае если более надежные, полученные на месте данные о вертикальных профилях метеопараметров отсутствуют, МСЭ рекомендует для определения зависимостей температуры, давления и абсолютной влажности от высоты использовать модели, приведенные в [62]. В рекомендации представлена модель среднегодовой глобальной стандартной атмосферы, которая используется в рамках настоящей диссертационной работы. Также представлены модели сухой атмосферы, годовой эталонной атмосферы для низких широт, эталонной атмосферы на средних и высоких широтах для

летнего и зимнего времени. Высотный профиль абсолютной влажности в модели среднегодовой глобальной СА [62] совпадает с (1.11).

Пусть h' – геопотенциальная высота

$$h' = \frac{R \cdot h}{R + h}, \quad (1.12)$$

где h – геометрическая высота, а $R = 6356.766$ км – условный радиус Земли.

Таблица 1 – Расчет вертикального профиля термодинамической температуры

n	Слой	h_n^- , км	h_n^+ , км	B_n , К/км	$T(h_n^-)$, К	$T(h_n^+)$, К
1	Тропосфера	0	11	6.5	288.15	216.65
2	Стратосфера (тропопауза)	11	20	0.0	216.65	216.65
3	Стратосфера	20	32	-1.0	216.65	228.65
4	Стратосфера	32	47	-2.8	228.65	270.65
5	Мезосфера (стратопауза)	47	51	0.0	270.65	270.65
6	Мезосфера	51	71	2.8	270.65	214.65
7	Мезосфера	71	84.852	2.0	214.65	186.95

Тогда высотный профиль температуры воздуха в среднегодовой глобальной СА может быть рассчитан как

$$T(h') = T(h_n^-) - B_n \cdot (h' - h_n^-), \quad h_n^- \leq h' \leq h_n^+ = h_{n+1}^-, \quad (1.13)$$

где n – порядковый номер структурного слоя атмосферы (см. Таблицу 1), h_n^- – геопотенциальная высота нижней границы n -го слоя, h_n^+ – геопотенциальная высота его верхней границы, B_n – вертикальный градиент температуры.

Таблица 2 – Расчет профиля атмосферного давления

n	1	2	3	4	5	6	7
h_n^- , км	0	11	20	32	47	51	71
$P(h_n^-)$, гПа	1013.25	226.32	54.75	8.68	1.11	0.67	0.04

Стандартный профиль атмосферного (полного барометрического) давления может быть получен следующим образом (см. Таблицу 2)

– для $n = 1, 3-4, 6-7$:

$$P(h') = P(h_n^-) \cdot \left(\frac{T(h_n^-)}{T(h_n^-) - B_n \cdot (h' - h_n^-)} \right)^{-B_*/B_n}, \quad h_n^- \leq h' \leq h_n^+; \quad (1.14)$$

– для $n = 2$ и 5 :

$$P(h') = P(h_n^-) \cdot \exp \left(-\frac{(h' - h_n^-) \cdot B_*}{T(h_n^-)} \right), \quad h_n^- \leq h' \leq h_n^+, \quad (1.15)$$

где B_n – градиент температуры из Таблицы 1, а $B_* = 34.1632$ К/км.

1.2 Поглощение в безоблачной атмосфере

Микроволновое излучение атмосферы связано с вращательными переходами молекул атмосферных газов ($10^{-5} - 10^{-3}$ эВ, $10^9 - 10^{12}$ ГГц). Поскольку молекулярное рассеяние в микроволновом диапазоне практически отсутствует, общее ослабление излучения в безоблачной атмосфере определяется его поглощением. При этом поглощение не зависит от состояния поляризации излучения. В микроволновом диапазоне спектра заметно поглощают лишь те газы, молекулы которых имеют дипольные моменты [55]. Из основных газов атмосферы электрический дипольный момент имеет молекула водяного пара H_2O и магнитный – молекула кислорода O_2 . Молекула водяного пара является асимметричным волчком, так как все три главных момента инерции молекулы не равны между собой. Расстояние между атомами кислорода и водорода составляет $0.96 \cdot 10^{-4}$ мкм (Рисунок 1.2). Вращательные постоянные молекулы водяного пара принимают значения $A = 835.7$ ГГц, $B = 434.9$ ГГц, $C = 278.4$ ГГц.

Дипольными моментами обладают также и некоторые малые газовые примеси (O_3 , CO , SO_2 , NO , NO_2 и др.), однако их содержание в атмосфере и интенсивности линий поглощения настолько малы, что их вкладом в общее поглощение микроволнового излучения в нижних слоях атмосферы обычно пренебрегают. Вклад малых газовых примесей в поглощение становится заметным на больших высотах (более 20 км). Именно на этом основывается применение микроволновой радиометрии для измерения содержания малых газовых примесей в стратосфере с аэрокосмических

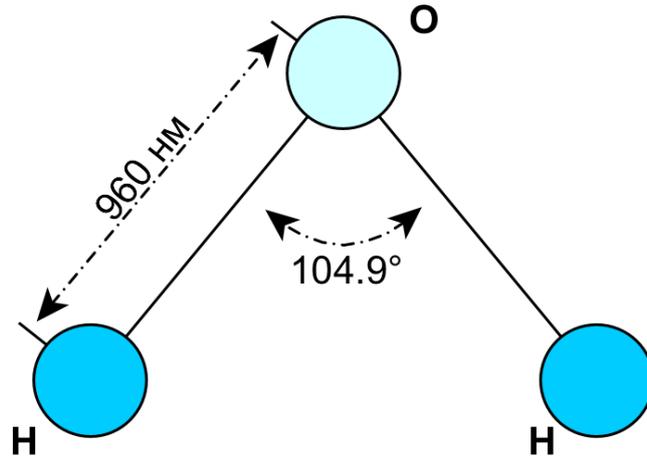


Рисунок 1.2 — Строение молекулы водяного пара

платформ. Однако для задач, рассматриваемых в настоящей работе, поглощением малых газовых примесей можно пренебречь.

Таким образом, при условиях ясного неба (безоблачная атмосфера, облака и осадки отсутствуют) совокупный погонный коэффициент ослабления в атмосфере $\gamma(\nu, h)$ (см. (1.5)) определяется следующим образом

$$\gamma(\nu, h) = \gamma_O(\nu, h) + \gamma_\rho(\nu, h), \quad (1.16)$$

где γ_O и γ_ρ – погонные коэффициенты поглощения в сухом воздухе (кислороде) и водяном паре, соответственно.

Точный расчет этих коэффициентов на частотах ν от 1 до 1000 ГГц может быть произведен методом суммирования спектральных линий. Погонный коэффициент поглощения в сухом воздухе в дБ/км представим в виде

$$\gamma_O(\nu, h) = 0.182 \cdot \nu \cdot N_O''(\nu, h) = \sum_i S_O^i F_O^i + N_D''(\nu, h). \quad (1.17)$$

Для водяного пара (дБ/км)

$$\gamma_\rho(\nu, h) = 0.182 \cdot \nu \cdot N_\rho''(\nu, h) = \sum_i S_\rho^i F_\rho^i. \quad (1.18)$$

Здесь N_O'' и N_ρ'' – мнимые части частотно-зависимых комплексных рефракций для кислорода и водяного пара, соответственно; N_D'' – добавочный непрерывный спектр для сухого воздуха (см. (1.27)), S_O^i – интенсивность

i -й спектральной линии кислорода, S_ρ^i – интенсивность i -й спектральной линии водяного пара, F_O^i – коэффициент формы i -й линии кислорода, F_ρ^i – коэффициент формы i -й линии водяного пара.

В [13] интенсивность i -й спектральной линии определяется следующим образом

$$S_O^i = a_1^i \cdot 10^{-7} \cdot p_d \cdot \Theta^3 \cdot \exp(a_2^i \cdot (1 - \Theta)) \quad (1.19)$$

– для кислорода,

$$S_\rho^i = b_1^i \cdot 10^{-1} \cdot e \cdot \Theta^3 \cdot \exp(b_2^i \cdot (1 - \Theta)) \quad (1.20)$$

– для водяного пара.

Здесь $p_d = p_d(h) = P(h) - e(h)$ – давление сухого воздуха (гПа); $P(h)$ – высотный профиль атмосферного давления (гПа); $e = e(h)$ – профиль парциального давления водяного пара (гПа); $\Theta = \Theta(h) = 300/T(h)$, где $T(h)$ – высотное распределение температуры воздуха в К. Парциальное давление водяного пара e в гПа, как известно

$$e(h) = \rho(h) \cdot \frac{T(h)}{216.7}, \quad (1.21)$$

где $\rho(h)$ – высотный профиль абсолютной влажности в г/м³.

Коэффициент формы спектральных линий определяется по формуле

$$F^i = \frac{\nu}{\nu_i} \cdot \left(\frac{\Delta\nu_i - \delta \cdot (\nu_i - \nu)}{(\nu_i - \nu)^2 + \Delta\nu_i^2} + \frac{\Delta\nu_i - \delta \cdot (\nu_i + \nu)}{(\nu_i + \nu)^2 + \Delta\nu_i^2} \right), \quad (1.22)$$

где ν_i – частота линии кислорода или водяного пара (ГГц); $\Delta\nu_i$ – ширина линии; δ – поправочный коэффициент, обусловленный интерференцией линий кислорода.

Ширину линии $\Delta\nu_i = \Delta\nu_i(h)$ аппроксимируют степенными зависимостями

$$\Delta\nu_i = \begin{cases} a_3^i \cdot 10^{-4} \cdot (p_d \cdot \Theta^{0.8 - a_4^i} + 1.1 \cdot e \cdot \Theta) & \text{для кислорода;} \\ b_3^i \cdot 10^{-4} \cdot (p_d \cdot \Theta^{b_4^i} + b_5^i \cdot e \cdot \Theta^{b_6^i}) & \text{для водяного пара.} \end{cases} \quad (1.23)$$

При этом поправочный коэффициент $\delta = \delta(h)$ рассчитывается как

$$\delta = \begin{cases} (a_5^i + a_6^i \cdot \Theta) \cdot 10^{-4} \cdot (p_d + e) \cdot \Theta^{0.8} & \text{для кислорода;} \\ 0 & \text{для водяного пара.} \end{cases} \quad (1.24)$$

Для учета зеемановского расщепления линий кислорода при расчете коэффициента F_O^i вводится дополнительная поправка на ширину линии

$$\Delta \nu_i = \sqrt{\Delta \nu_i^2 + 2.25 \cdot 10^{-6}}. \quad (1.25)$$

При расчете коэффициента формы F_ρ^i для учета доплеровского расширения линий водяного пара вводится поправка

$$\Delta \nu_i = 0.535 \Delta \nu_i + \sqrt{0.217 \Delta \nu_i^2 + \frac{2.1316 \cdot 10^{-12} \cdot \nu_i^2}{\Theta}}. \quad (1.26)$$

Полоса непрерывного поглощения N_D'' в сухом воздухе является следствием существования нерезонансного, или дебаевского, спектра кислорода на частотах ниже 10 ГГц и, при определенном давлении, затухания за счет азота на частотах свыше 100 ГГц

$$N_D''(\nu) = \nu \cdot p_d \cdot \Theta^2 \left(\frac{6.14 \cdot 10^{-5}}{d \cdot (1 + (\nu/d)^2)} + \frac{1.4 \cdot 10^{-12} \cdot p_d \cdot \Theta^{1.5}}{1 + 1.9 \cdot 10^{-5} \cdot \nu^{1.5}} \right), \quad (1.27)$$

где $d = d(h)$ – ширина дебаевского спектра

$$d = 5.6 \cdot 10^{-4} \cdot (p_d + e) \cdot \Theta^{0.8}. \quad (1.28)$$

Величины a_1^i, \dots, a_6^i и b_1^i, \dots, b_6^i могут быть найдены в Таблицах характеристик спектральных линий [13]. Результирующие значения коэффициентов γ_O и γ_ρ в приземном слое $h = 0$ при стандартных условиях ($T_0 = 15^\circ\text{C}$, $P_0 = 1013.25$ гПа, $\rho_0 = 7.5$ кг/м³), рассчитанные методом суммирования линий, приведены на Рисунке 1.3 для диапазона частот от 5 до 350 ГГц в логарифмическом масштабе.

Существуют и другие модели для расчета спектров погонных коэффициентов поглощения γ_O и γ_ρ . Например, приближенный расчет в диапазоне частот от 1 до 350 ГГц может быть произведен по следующим теоретико-эмпирическим формулам [12]. Для кислорода (дБ/км)

$$\gamma_O = \left(\frac{7.27}{\nu^2 + 0.351 \cdot r_p^2 \cdot r_t^2} + \frac{7.5}{(\nu - 57)^2 + 2.44 \cdot r_p^2 \cdot r_t^5} \right) \cdot \nu^2 \cdot r_p^2 \cdot r_t^2 \cdot 10^{-3} \quad (1.29)$$

при $\nu \leq 57$ ГГц,

$$\begin{aligned} \gamma_O = & \frac{(\nu - 60)(\nu - 63)}{18} \cdot \gamma_O(57) - \\ & - 1.66 \cdot r_p^2 \cdot r_t^{8.5} \cdot (\nu - 57) \cdot (\nu - 63) + \\ & + \frac{(\nu - 57)(\nu - 60)}{18} \cdot \gamma_O(63) \end{aligned} \quad (1.30)$$

при $57 < \nu < 63$ ГГц,

$$\begin{aligned} \gamma_O = & \left(2 \cdot 10^{-4} \cdot r_t^{1.5} \cdot (1 - 1.2 \cdot 10^{-5} \cdot \nu^{1.5}) + \right. \\ & + \frac{4}{(\nu - 63)^2 + 1.5 \cdot r_p^2 \cdot r_t^5} + \\ & \left. + \frac{0.28 r_t^2}{(\nu - 118.75)^2 + 2.84 \cdot r_p^2 \cdot r_t^2} \right) \cdot \nu^2 \cdot r_p^2 \cdot r_t^2 \cdot 10^{-3} \end{aligned} \quad (1.31)$$

при $63 \leq \nu \leq 350$ ГГц.

Для водяного пара (дБ/км)

$$\begin{aligned} \gamma_\rho = & \left(3.27 \cdot 10^{-2} \cdot r_t + 1.67 \cdot 10^{-3} \cdot \frac{\rho \cdot r_t^7}{r_p} + 7.7 \cdot 10^{-4} \cdot \nu^{0.5} + \right. \\ & + \frac{3.79}{(\nu - 22.235)^2 + 9.81 \cdot r_p^2 \cdot r_t} + \\ & + \frac{11.73 \cdot r_t}{(\nu - 183.31)^2 + 11.85 \cdot r_p^2 \cdot r_t} + \\ & \left. + \frac{4.01 \cdot r_t}{(\nu - 325.153)^2 + 10.44 \cdot r_p^2 \cdot r_t} \right) \cdot \nu^2 \cdot \rho \cdot r_p \cdot r_t \cdot 10^{-4}. \end{aligned} \quad (1.32)$$

В приведенных выше зависимостях учтены известные линии резонансного поглощения водяного пара (22.235, 183.31 и 325.153 ГГц) и кислорода. Здесь ν – частота излучения в ГГц, $\rho = \rho(h)$ – абсолютная влажность в г/м³,

$$r_p = r_p(h) = \frac{P(h)}{1013},$$

$$r_t = r_t(h) = \frac{288}{273 + T(h)},$$

$P(h)$ – атмосферное давление в гПа, $T(h)$ – температура воздуха в °С.

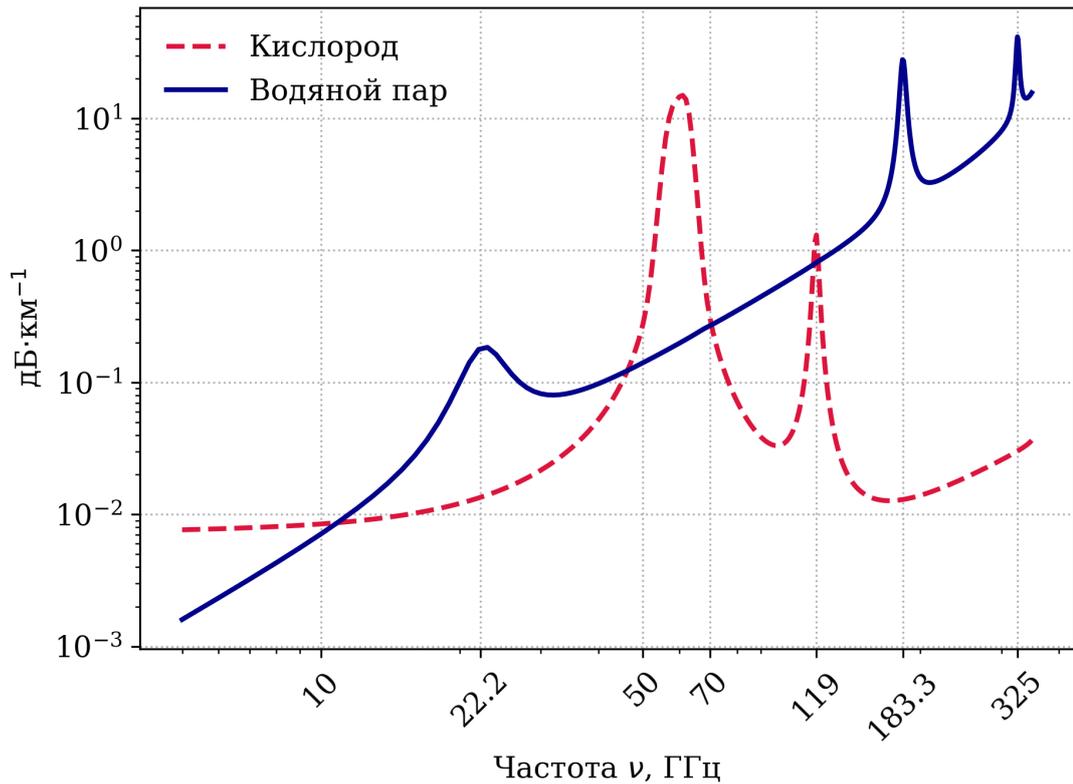


Рисунок 1.3 — Погонное поглощение в приповерхностном слое атмосферы в зависимости от частоты при стандартных условиях. Логарифмический масштаб по обеим осям

Известно, что погонный коэффициент поглощения в водяном паре γ_ρ приблизительно пропорционален абсолютной влажности ρ , т.е. для некоторой частоты ν и высоты h можно записать

$$\gamma_\rho(\nu, h) = s(\nu, h) \cdot \rho(h), \quad (1.33)$$

где $s(\nu, h)$ — коэффициент пропорциональности, или весовая функция Стилина [63].

Рассмотрим влияние высотного распределения температуры на $s(\nu, h)$. На Рисунке 1.4 весовые функции $s_\nu(h) = s(\nu, h)$ приведены в зависимости от высоты h при различных ν вблизи первого вращательного резонанса водяного пара 22.235 ГГц, при этом высотные распределения давления и абсолютной влажности соответствуют стандартным, а профиль температуры воздуха задается по формуле (1.13), где приповерхностное значение $T_0 = T(h_1^-)$ варьируется в пределах ± 10 К от стандартного значения 288.15 К. Величины вертикальных градиентов B_n (см. Таблицу 1) не изменяются.

Можно видеть, что максимум весовых функций смещается ниже по высоте h при удалении частоты ν от центра линии поглощения. Коли-

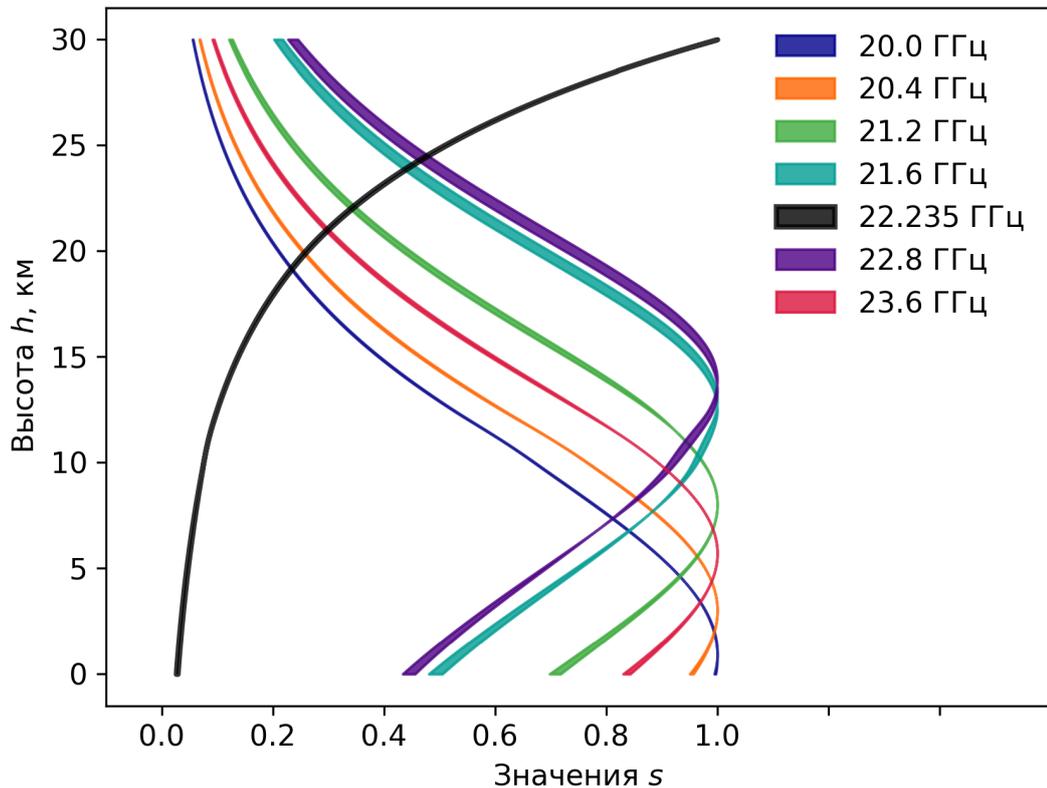


Рисунок 1.4 — Нормированные весовые функции $s_\nu(h)$ при различных ν численном содержании водяного пара на некоторой высоте h по-разному сказывается на уровне собственного излучения атмосферы и яркостной температуре в различных частотных каналах ν . Другими словами, частотные каналы имеют различную чувствительность к содержанию водяного пара на разных высотах, что проявляется не только в К-диапазоне вблизи 22.235 ГГц, но и вблизи других линий резонансного поглощения водяного пара. Эта особенность лежит в основе всех известных методик СВЧ-радиометрического восстановления высотного профиля влажности.

1.3 Поглощение в жидкокапельных облаках

Распространение микроволнового излучения в облаках и осадках, в отличие от случая безоблачной атмосферы, сопровождается не только поглощением, но и рассеянием. Для расчета характеристик рассеяния, поглощения и совокупного ослабления излучения в облаках и осадках в настоящее время используется теория Ми, изначально разработанная для

решения задачи дифракции электромагнитных волн на однородном шаре [64–66]. В то же время сравнение значений коэффициентов ослабления радиоизлучения в недождевых (коллоидально-устойчивых) облаках, вычисленных в рэлеевском приближении и по теории Ми, показывает, что при использовании рэлеевского приближения погрешность расчета не превышает 1% при длине волны $\lambda \geq 0.3$ см и радиусе облачных частиц $a < 80$ мкм. При этом вероятность выживания кванта (отношение показателя рассеяния к показателю ослабления) не превышает 10^{-4} [55].

В жидкокапельных облаках радиусы облачных капель редко превосходят 50-80 мкм. Поэтому жидкокапельные водяные облака можно считать чисто поглощающей средой для излучения с длиной волны $\lambda \geq 0.3$ см и рассчитывать соответствующий коэффициент поглощения в рэлеевском приближении. При этом, в отличие от жидкокапельных, кристаллические облака слабо влияют на перенос микроволнового излучения.

Совокупное погонное ослабление $\gamma(\nu, h)$ облачной атмосферы в отсутствие осадков определяется следующим образом

$$\gamma(\nu, h) = \gamma_O(\nu, h) + \gamma_p(\nu, h) + \gamma_w(\nu, h), \quad (1.34)$$

где $\gamma_w(\nu, h)$ – погонный коэффициент ослабления в облаке.

Погонное ослабление γ_w (нп/км) в облачном слое, состоящем только из однородных сферических частиц, может быть представлено в виде [65]

$$\gamma_w = 10^{-3} \cdot \int_0^{\infty} E(a)N(a)\pi a^2 da, \quad (1.35)$$

где a – размер (радиус) частицы (м); $N(a)$ – функция распределения частиц по размерам ($\text{м}^{-1} \cdot \text{м}^{-3} = \text{м}^{-4}$); $E(a) = E(a, \lambda, T)$ – фактор эффективности ослабления (безразм.), зависящий в том числе от длины волны λ (м) и температуры облачного слоя T .

Для малых частиц, когда длина волны в частице много больше ее размера (рэлеевское приближение), $E(a)$ имеет следующий вид [65]

$$E(a) = \frac{8\pi a}{\lambda} \cdot K_C(\lambda, T). \quad (1.36)$$

Здесь K_C – множитель, определяющий температурное изменение поглощения в облаке [14; 67]

$$K_C = \text{Im} \left(-\frac{\varepsilon - 1}{\varepsilon + 2} \right), \quad (1.37)$$

а $\varepsilon = \varepsilon(\lambda, T)$ – комплексная диэлектрическая проницаемость воды.

Комплексная диэлектрическая проницаемость ε зависит от длины волны λ (или частоты излучения ν), термодинамической температуры T воды и может быть записана как [1; 2]

$$\varepsilon = \varepsilon' + i \cdot \varepsilon'', \quad (1.38)$$

где ε' – действительная часть, ε'' – мнимая часть, i – мнимая единица.

В «одномерной» модели Дебая действительная часть представляема в виде

$$\varepsilon'(\lambda, T) = \frac{\varepsilon_S - \varepsilon_O}{1 + \left(\frac{\lambda_S}{\lambda}\right)^2} + \varepsilon_O, \quad (1.39)$$

тогда как мнимая часть

$$\varepsilon''(\lambda, T) = \frac{\lambda_S}{\lambda} \cdot \frac{\varepsilon_S - \varepsilon_O}{1 + \left(\frac{\lambda_S}{\lambda}\right)^2}, \quad (1.40)$$

где ε_O – «оптическая» составляющая диэлектрической проницаемости, $\varepsilon_S(T)$ – «статическая» составляющая, $\lambda_S(T)$ – характерная длина волны, связанная с временем релаксации молекул воды.

Температурные зависимости для параметров ε_O , ε_S и λ_S получают экспериментальным путем. Например, в [66] предлагаются следующие зависимости

$$\varepsilon_O = 5.5,$$

$$\varepsilon_S = 88.2 - 0.40885 \cdot T + 0.00081 \cdot T^2,$$

$$\lambda_S = 1.8735 - 0.0273 \cdot T + 0.00014 \cdot T^2 + \\ + 1.662 \cdot \exp(-0.0634 \cdot T),$$

где T – температура воды в °С. Предполагается, что длина волны λ в (1.39) и (1.40) выражена в сантиметрах.

При подстановке выражений для ε' и ε'' в (1.37) может быть получена удобная для расчета множителя K_C формула

$$K_C = \frac{3 \cdot (\varepsilon_S - \varepsilon_O) \Delta\lambda}{(\varepsilon_S + 2)^2 + (\varepsilon_O + 2)^2 \Delta\lambda^2}, \quad \Delta\lambda = \frac{\lambda_S}{\lambda}, \quad (1.41)$$

где λ – длина волны в см.

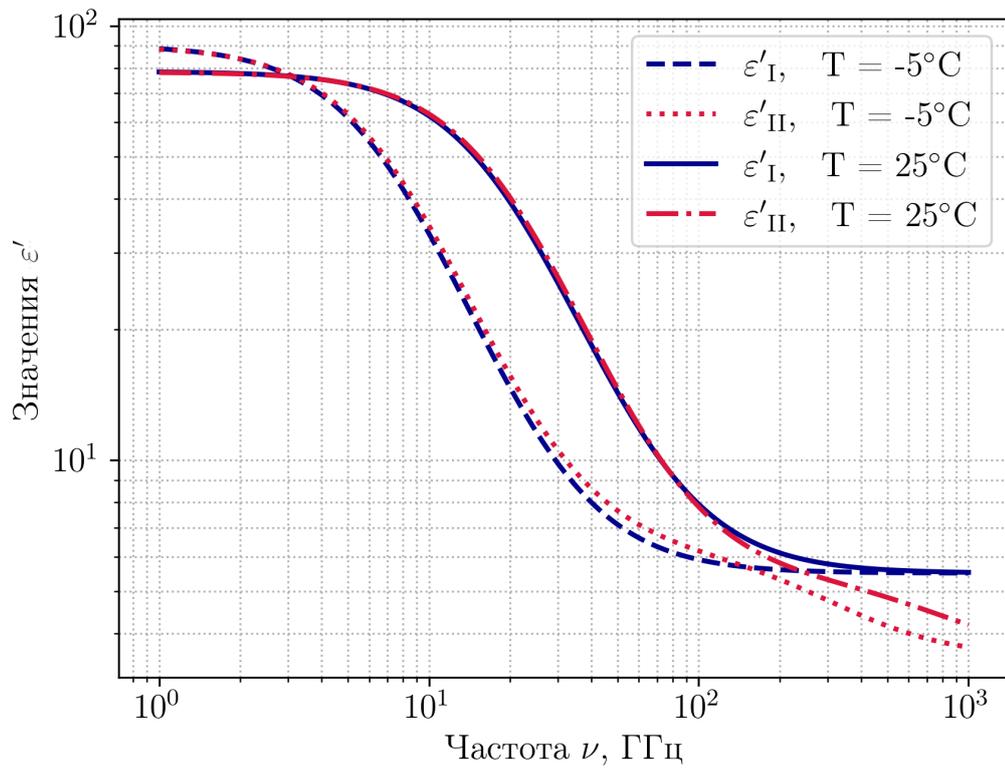


Рисунок 1.5 — Действительная компонента ϵ' . Логарифмический масштаб по обеим осям

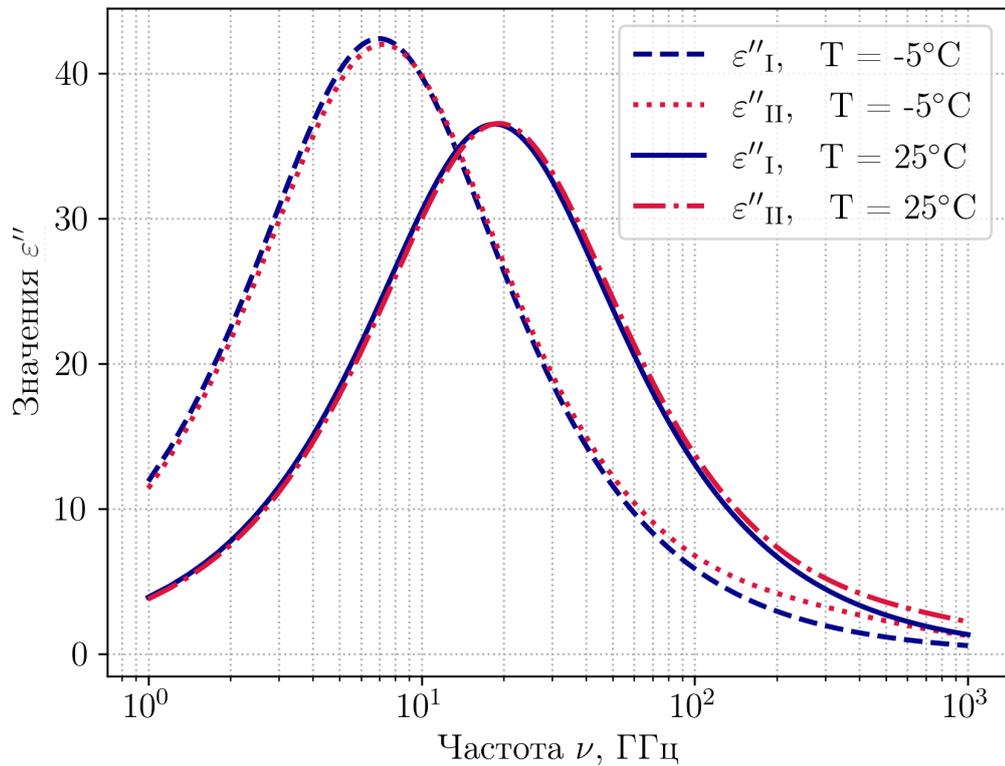


Рисунок 1.6 — Мнимая компонента ϵ'' . Логарифмический масштаб по оси абсцисс

В «двумерной» модели Дебая (double-Debye model) с двумя частотами релаксации ν_p и ν_s действительная часть задается выражением

$$\varepsilon'(\nu, T) = \frac{\varepsilon_0 - \varepsilon_1}{1 + \left(\frac{\nu}{\nu_p}\right)^2} + \frac{\varepsilon_1 - \varepsilon_2}{1 + \left(\frac{\nu}{\nu_s}\right)^2} + \varepsilon_2, \quad (1.42)$$

при этом мнимая часть

$$\varepsilon''(\nu, T) = \frac{\nu}{\nu_p} \cdot \frac{(\varepsilon_0 - \varepsilon_1)}{1 + \left(\frac{\nu}{\nu_p}\right)^2} + \frac{\nu}{\nu_s} \cdot \frac{(\varepsilon_1 - \varepsilon_2)}{1 + \left(\frac{\nu}{\nu_s}\right)^2}. \quad (1.43)$$

Модельные параметры имеют следующие зависимости от температуры [68]

$$\begin{aligned} \varepsilon_0 &= 77.66 + 103.3 \cdot (\Theta - 1), & \varepsilon_1 &= 0.0671 \cdot \varepsilon_0, & \varepsilon_2 &= 3.52, \\ \nu_p &= 20.20 - 146 \cdot (\Theta - 1) + 316 \cdot (\Theta - 1)^2, & \nu_s &= 39.8 \cdot \nu_p. \end{aligned}$$

Здесь $\Theta = 300/T$, а T – температура воды в К. Предполагается, что частота излучения ν в (1.42) и (1.43) выражена в ГГц.

Сравнение одномерной (I) и двумерной (II) моделей Дебая при $T = -5^\circ\text{C}$ и 25°C проведено на Рисунках 1.5 и 1.6. Существенные расхождения в значениях действительных компонент ε' (Рисунок 1.5) и мнимых компонент (Рисунок 1.6) начинают проявляться при ν от 100–110 ГГц.

Вернемся к рассмотрению погонного поглощения γ_w . Подставим выражение (1.36) для фактора $E(a)$ в (1.35), получим

$$\gamma_w = \frac{0.6\pi}{\lambda} K_C \cdot \int_0^\infty \frac{4\pi}{3} a^3 N(a) da = k_w \cdot w, \quad (1.44)$$

где λ – длина волны в см, k_w – весовой коэффициент поглощения в облаке

$$k_w = \frac{0.6\pi}{\lambda} K_C(\lambda, T). \quad (1.45)$$

Безразмерная величина w понимается здесь как содержание жидко-капельной воды в единице объема м^3 , т.е. водность, таким образом может быть выражена в $\text{кг}/\text{м}^3$. Говоря о высотном распределении этой водности и поглощения, следовательно, можем записать погонный коэффициент поглощения $\gamma_w(\lambda, h)$ (нп/км) как произведение весовой функции $k_w(\lambda, T(h))$ на величину водности $w(h)$. Или, переходя от длины волны λ к частоте ν

$$\gamma_w(\nu, h) = k_w(\nu, T(h)) \cdot w(h). \quad (1.46)$$

В то же время по теореме о среднем

$$\begin{aligned} \int_0^{\infty} \gamma_w(\nu, h) dh &= \int_0^{\infty} k_w(\nu, T(h)) \cdot w(h) dh = \\ &= k_w(\nu, T(h^*)) \cdot \int_0^{\infty} w(h) dh = k_w(\nu, t_w) \cdot W, \end{aligned} \quad (1.47)$$

где $t_w = T(h^*)$ – средняя эффективная температура облака, а W – интегральный водозапас облака (по определению).

В [68] предложена уточненная на основе последних экспериментальных данных модель расчета весовой функции k_w в дБ·км⁻¹·Г·м⁻³ для частот ν до 200 ГГц

$$k_w(\nu, T) = \frac{0.819 \cdot (1.9479 \cdot 10^{-4} \cdot \nu^{2.308} + 2.9424 \cdot \nu^{0.7436} - 4.9451)}{\varepsilon'' (1 + \varepsilon_*^2)}, \quad (1.48)$$

где ν – частота в ГГц,

$$\varepsilon_* = \frac{2 + \varepsilon'}{\varepsilon''},$$

а ε' и ε'' вычисляются с использованием двумерной модели Дебая согласно (1.42) и (1.43), соответственно.

Заметим, что приведенный в числителе правой части (1.48) многочлен хорошо аппроксимируется прямой $y = 0.819 \cdot \nu$, поэтому с учетом незначительной погрешности можно записать

$$k_w(\nu, T) = \frac{0.819 \cdot \nu}{\varepsilon'' (1 + \varepsilon_*^2)}. \quad (1.49)$$

На Рисунке 1.7 для частот $\nu = 22.2, 27.2, 36$ и 89 ГГц приведены значения относительной ошибки $\Delta k_w/k_w$ в %, вызванной изменением температуры облака T на -1°C . Для расчета весового коэффициента k_w используется уточненная модель (1.48). Относительная ошибка задается следующим выражением

$$\frac{\Delta k_w}{k_w}(\nu, T) = \frac{k_w(\nu, T - 1) - k_w(\nu, T)}{k_w(\nu, T)} \cdot 100\%. \quad (1.50)$$

Выполненные автором оценки показали, что невязки в значениях k_w , вычисленных согласно (1.45), (1.48) и (1.49) с использованием как одномерной, так и двумерной моделей Дебая для расчета диэлектрической

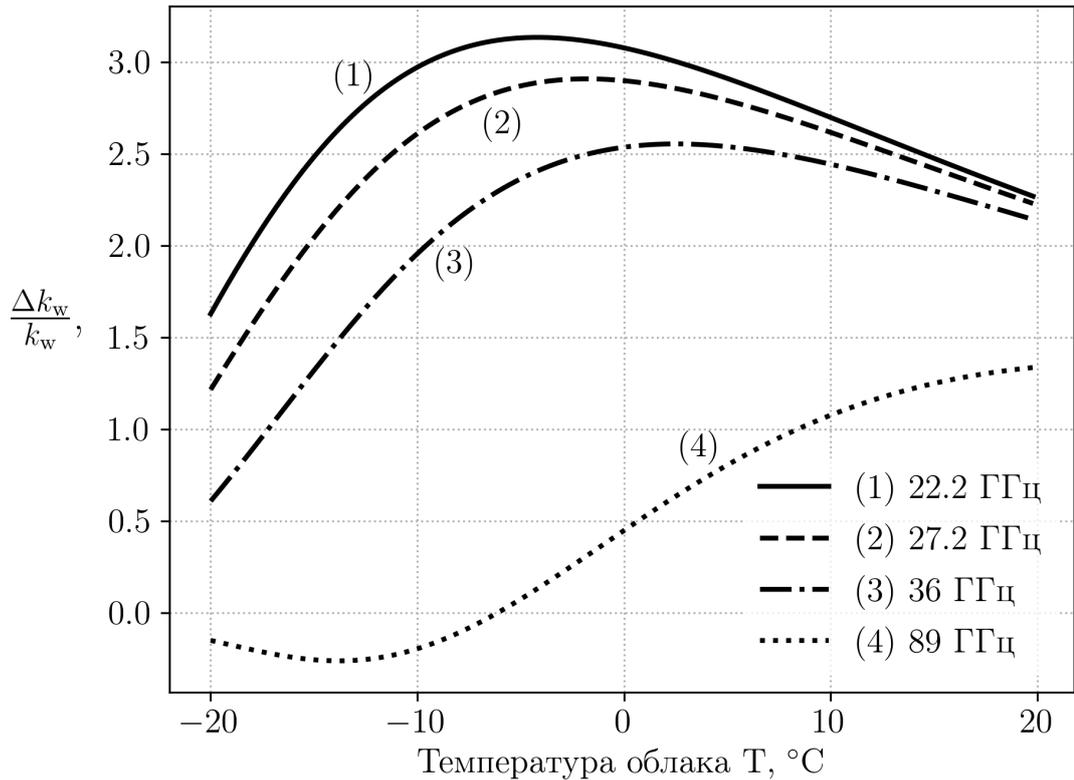


Рисунок 1.7 — Относительная ошибка $\Delta k_w/k_w$ в %, вызванная изменением температуры облака на -1°C

проницаемости, не превышают по модулю величины 10^{-2} нп·км $^{-1}$ ·г·м $^{-3}$ на частотах ν до 50 ГГц и величины порядка 10^{-1} нп·км $^{-1}$ ·г·м $^{-3}$ в диапазоне частот ν от 50 до 100 ГГц. Это верно при любой температуре облака T из интервала значений от -10 до 25°C .

1.4 Водность кучевых облаков

Среди прочих видов облаков основными переносчиками воды в ее жидкокапельной фазе являются кучевые облака (Cu – cumulus). Кучевые облака образуются в нижней и частично средней тропосфере в результате развития конвекции воздуха при его нагревании у земной поверхности или в результате адвекции холодного воздуха на более высоких ярусах. Средние значения эффективной температуры, водозапаса, мощности и высоты нижней границы облаков Cu hum (humilis), Cu med (mediocris) и Cu cong (congestus), а также некоторых других видов облаков приведены в Таблице 3. Здесь

St (stratus) – слоистые облака, Sc (stratocumulus) – слоисто-кучевые, Ac (altocumulus) – высококучевые, а As (altostratus) – высокослоистые облака.

Таблица 3 – Усредненные характеристики ряда форм облаков

Форма облаков	St, Sc (теплое полугодие)	St, Sc (холодное полугодие)	Ac	As	Cu hum	Cu med	Cu cong
Высота нижней границы, км	1.6	0.71	3.5	4.0	1.1	1.1	1.1
Мощность, км	0.3	0.35	0.3	1.0	1.0	2.0	4.5
Температура на нижней границе, °C	4.6	-8.6	-7.8	-10.9	8	8	8
Водозапас, кг/м ²	0.10	0.08	0.06	0.3	0.15	0.52	4.7

Высотное распределение водности в кучевом облаке приближенно описывается моделью Мазина [54; 57; 69; 70] и задается следующими выражениями

$$w_*(\xi) = w_*(\xi_0) \cdot \frac{\xi^{\mu_0}(1 - \xi)^{\psi_0}}{\xi_0^{\mu_0}(1 - \xi_0)^{\psi_0}}, \quad (1.51)$$

или

$$w_*(\xi) = \frac{W}{H} \cdot \frac{\Gamma(2 + \mu_0 + \psi_0)}{\Gamma(1 + \mu_0)\Gamma(1 + \psi_0)} \cdot \xi^{\mu_0}(1 - \xi)^{\psi_0}, \quad (1.52)$$

где $\xi = h/H$ – приведенная высота внутри облака, H – мощность облака (км), W – интегральный водозапас облака (кг/м²), $w_*(\xi)$ – профиль водности (кг/м³), Γ – гамма-функция, $w_*(\xi_0)$ – максимальная водность облака, а ξ_0 – приведенная высота максимальной водности, μ_0 и ψ_0 – безразмерные параметры. Согласно [1], значения параметров равны $\mu_0 = 3.27$, $\psi_0 = 0.67$, $\xi_0 = 0.83$.

Зависимость водозапаса W в кг/м² от мощности (или вертикальной протяженности) H в км приближенно аппроксимируется формулой

$$W = 0.133 \cdot H^{2.3}. \quad (1.53)$$

Такое соотношение было получено путем построения степенной регрессии по приведенным в [1] и [53] табличным данным.

1.5 Моделирование яркостной температуры в заданной подспутниковой точке

Пусть в некоторой заданной подспутниковой точке известен полный вектор состояния облачной атмосферы, т.е. известны высотные профили термодинамической температуры $T(h)$, атмосферного давления $P(h)$, абсолютной влажности воздуха $\rho(h)$ и высотное распределение водности $w(h)$. Этой информации достаточно, чтобы произвести расчет яркостной температуры нисходящего излучения атмосферы по формуле (1.7) или яркостной температуры восходящего излучения согласно выражению (1.8). Для расчета яркостной температуры уходящего излучения системы «атмосфера – подстилающая поверхность» (см. (1.9)) необходимо также определиться с используемой моделью подстилающей поверхности.

Коэффициент отражения $R = R(\nu, T_s)$ гладкой водной поверхности при температуре T_s в случае зондирования в надир представим в виде

$$R = \left| \frac{\sqrt{\varepsilon} - 1}{\sqrt{\varepsilon} + 1} \right|^2, \quad (1.54)$$

где ε – комплексная диэлектрическая проницаемость воды, введенная в разделе 1.3, зависящая от частоты ν излучения (или длины волны λ) и термодинамической температуры T воды ($T = T_s$ для водной поверхности).

Необходимые поправки для перехода от значений ε_S , λ_S и ε'' (см. (1.40)) для случая пресной воды к случаю воды с ненулевой соленостью S_W сформулированы в [71]

$$\varepsilon_S = \varepsilon_S - 17.2 \cdot \frac{S_W}{60}, \quad \lambda_S = \lambda_S - 0.206 \cdot \frac{S_W}{60},$$

$$\varepsilon'' = \varepsilon'' + 60 \cdot \sigma \cdot \lambda,$$

$$\sigma = 10^{-5} \cdot (2.63 \cdot T + 77.5) \cdot S_W,$$

где λ – длина волны в см, T – температура воды в °C, S_W – соленость воды в промилле, а σ – статическая проводимость в $\text{ом}^{-1} \cdot \text{см}^{-1}$.

На ненулевых углах наблюдения соотношение для коэффициента отражения (1.54) усложняется. Коэффициенты R и \varkappa в (1.9) теперь не только

зависят от величины зенитного угла наблюдения θ , но и при $\theta \neq 0$ отличаются для горизонтальной (H) и вертикальной (V) поляризаций излучения. Введем угол скольжения $\psi = 90^\circ - \theta$, тогда для общего случая

$$R_{V,H}(\theta) = R_{V,H}(90 - \psi) = |M_{V,H}(\psi)|^2, \quad (1.55)$$

где

$$M_H(\psi) = [\sin \psi - (\varepsilon - \cos^2 \psi)^{0.5}] \cdot [\sin \psi + (\varepsilon - \cos^2 \psi)^{0.5}]^{-1}, \quad (1.56)$$

$$M_V(\psi) = [\varepsilon \sin \psi - (\varepsilon - \cos^2 \psi)^{0.5}] \cdot [\varepsilon \sin \psi + (\varepsilon - \cos^2 \psi)^{0.5}]^{-1}. \quad (1.57)$$

Если $\theta = 0^\circ$ и, очевидно, $\psi = 90^\circ$, то (1.56) и (1.57) вырождаются в (1.54).

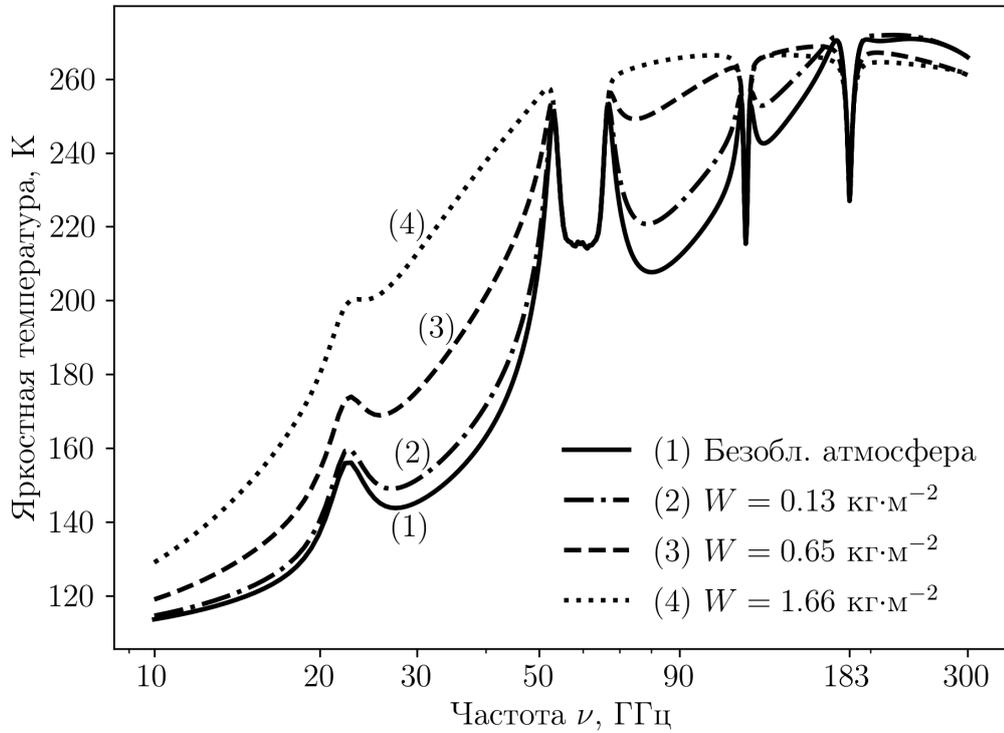


Рисунок 1.8 — Яркостная температура уходящего в направлении зенита излучения системы «облачная атмосфера – гладкая водная поверхность». Кривая (1) – безоблачная атмосфера ($H = 0$ км), кривая (2) – $H = 1$ км, кривая (3) – $H = 2$ км, кривая (4) – $H = 3$ км

Рассмотрим горизонтально-однородный слой облачности мощностью $H = 1, 2$ и 3 км с соответствующим (1.53) интегральным водозапсом W и высотным профилем влажности, заданным внутри слоя согласно (1.52). Высоту нижней границы слоя установим равной $H_0 = 1.1$ км. Примем стандартные высотные распределения термодинамической температуры,

давления и абсолютной влажности в атмосфере. Будем считать, что профиль влажности $w(h)$ в атмосфере такой, что $w(h) = w_* ((h - H_0)/H)$, если h внутри облачного слоя с высотой нижней границы H_0 и мощностью H , и $w(h) = 0$, если h лежит вне слоя облачности. Другими словами, примем, что вне слоя облачности влажность равна нулю. С учетом (1.9), (1.34) и спектральных моделей коэффициентов поглощения (1.17), (1.18) и (1.46) произведем прямой расчет спектра яркостной температуры уходящего в направлении зенита излучения системы «облачная атмосфера – подстилающая поверхность» в диапазоне частот от 10 до 300 ГГц (Рисунок 1.8). В качестве подстилающей рассмотрим гладкую водную поверхность при температуре $T_s = 15^\circ\text{C}$ с нулевой соленостью. Спектр яркостной температуры претерпевает значительные изменения с ростом величины водозапаса W , причем эти изменения носят нелинейный характер.

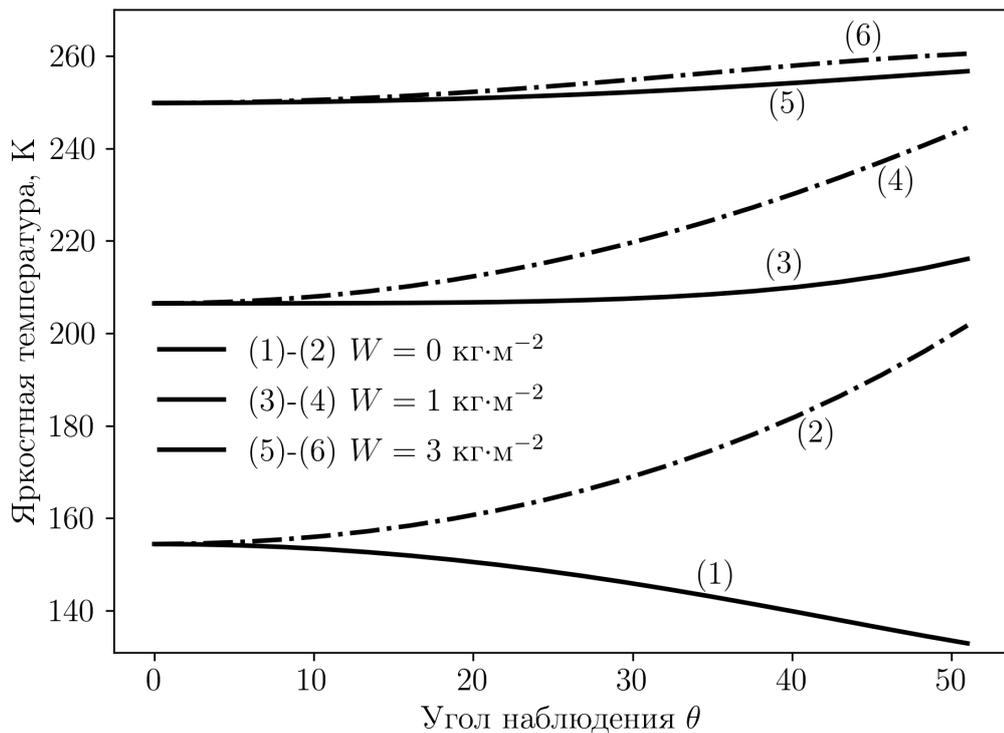


Рисунок 1.9 — Яркостная температура уходящего излучения системы «облачная атмосфера – гладкая водная поверхность» в зависимости от угла наблюдения θ при фиксированной частоте $\nu = 36$ ГГц. Кривые (1), (3), (5) соответствуют горизонтальной поляризации излучения. Кривые (2), (4), (6) – вертикальной поляризации

На Рисунке 1.9 для фиксированной частоты $\nu = 36$ ГГц приведена зависимость яркостной температуры уходящего излучения от величины угла

наблюдения θ при $0 \leq \theta \leq 51^\circ$. Моделируется горизонтально-однородный слой облачности с интегральным водозапасом $W = 0, 1$ или 3 кг/м^2 . Профили метеопараметров – температуры, давления и влажности воздуха – приняты стандартными. Высотное распределение водности задается согласно модели Мазина (1.52). Нижняя граница облаков $H_0 = 1.1 \text{ км}$. В качестве подстилающей снова рассмотрена гладкая водная поверхность при температуре 15°C .

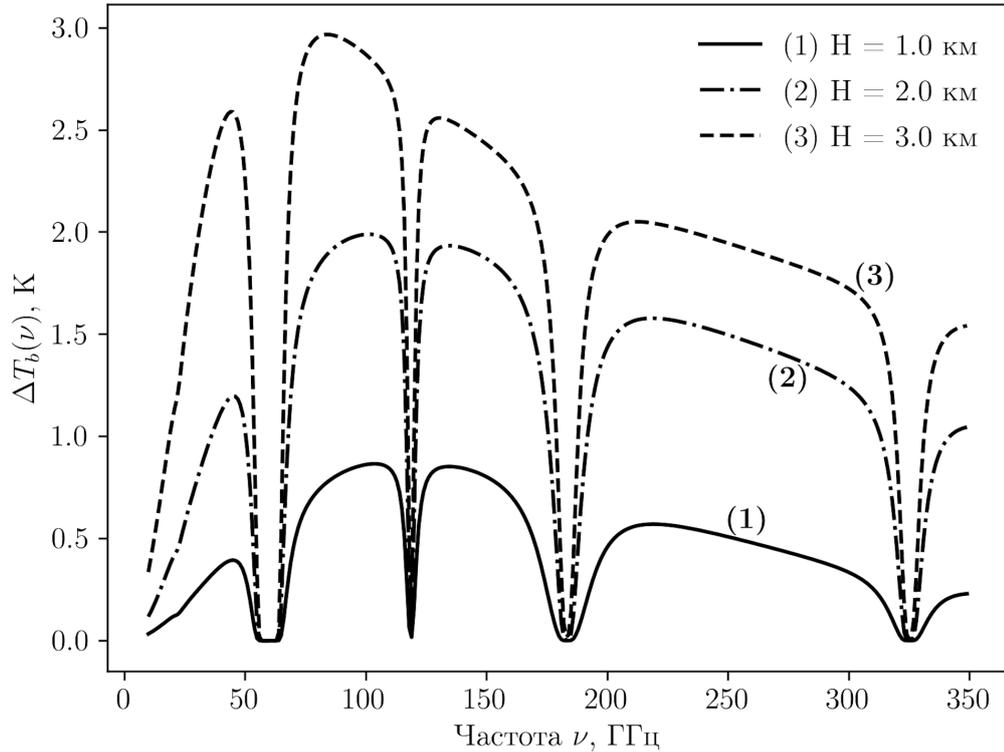


Рисунок 1.10 — Разность значений $\Delta T_b(\nu)$ для диапазона частот ν от 10 до 350 ГГц при различной мощности H (км) облака

Покажем, что яркостная температура $T_b^*(\nu)$ эквивалентного по водозапасу сплошного слоя облачности, внутри которого водность постоянна и не зависит от высоты, при прочих равных условиях выше яркостной температуры $T_b(\nu)$ горизонтально-однородного облачного слоя, водность которого распределена по высоте согласно модели Мазина (1.52). На Рисунке 1.10 представлена разность этих значений $\Delta T_b(\nu) = T_b^*(\nu) - T_b(\nu)$ для диапазона частот ν от 10 до 350 ГГц при различной мощности H (км) облачного слоя. Температура гладкой водной поверхности T_s установлена равной 15°C , нулевая соленость. Высота нижней границы H_0 принята равной 1.1 км. Высотные профили $T(h)$, $P(h)$ и $\rho(h)$ соответствуют модели стандартной атмосферы МСЭ [62].

Глава 2. Пространственно-временная изменчивость собственного нисходящего излучения атмосферы

2.1 Эксперимент. Измерительная аппаратура

Пространственно-временные флуктуации микроволнового излучения атмосферы напрямую связаны с явлением тропосферной турбулентности [1–4]. Первые экспериментальные исследования флуктуаций атмосферного излучения были выполнены в 1974 г. на радиотелескопе РТ-22 [22]. В дальнейшем для длин волн 0.8 и 1.35 см исследование пространственных флуктуаций было продолжено с помощью самолета-лаборатории ИЛ-18 [23], а временных – с наземных наблюдательных пунктов [24]. Полученные данные подтвердили, что флуктуации поглощения атмосферы и ее яркостной температуры вызваны изменчивостью полей влажности и скорости ветра.

С целью получения новых данных о флуктуациях излучения атмосферы в диапазоне резонансного поглощения водяного пара 18–27.2 ГГц во Фрязинском филиале Института радиотехники и электроники им. В.А. Котельникова РАН был оборудован специальный пункт круглосуточных и непрерывных наземных СВЧ-радиометрических наблюдений. С 2017 г. и по настоящее время при помощи СВЧ радиометра-спектрометра «Р22m» (Рисунок 2.1-а) из окна лаборатории под углом 51° к направлению в зенит проводятся измерения спектров радиотеплового излучения. Радиометр «Р22m», разработанный в СКБ ИРЭ им. В.А. Котельникова РАН под руководством С.Ю. Турыгина, обладает улучшенной флуктуационной чувствительностью (0.02 К при постоянной времени 0.3 с) и высокой температурной стабильностью коэффициента усиления [72], что позволяет проводить длительные (от 2 до 5 часов) сеансы непрерывных наблюдений.

Основные характеристики микроволнового радиометра-спектрометра приведены в Таблице 4. Угловое разрешение радиометра составляет от 5° до 7° в зависимости от частоты, т.е. элемент пространственного разрешения увеличивается с высотой, а на характеристической высоте распределения водяного пара $H_p \approx 2.1$ км составляет порядка 200 метров.



а)



б)

Рисунок 2.1 — а) СВЧ радиометр-спектрометр «P22m», б) Метеостанция Vantage Pro 2

Таблица 4 — Основные характеристики радиометра-спектрометра «P22m»

Рабочий диапазон частот	18 – 27.2 ГГц
Разрешение по частоте	200 МГц
Количество каналов	47
Угол места	39°
Флуктуационная чувствительность	0.02 К
Постоянная времени (в каждом канале)	0.3 с
Время получения полного спектра	около 11 с
Угловое разрешение	5-7°

Известно, что для тропосферы внутренний масштаб турбулентности $l_0 \sim 0.1$ м, внешний $L_0 \sim 500$ м, а в инерционном интервале масштабов неоднородностей $l_0 \leq l \leq L_0$ справедлив закон «двух третей» Колмогорова-Обухова [3]. В предположении гипотезы «замороженной» турбулентности Тейлора о том, что скорость сноса неоднородностей много больше скорости изменения их формы (для атмосферной турбулентности обычно считается,

что оно выполнено [37]), при средней скорости ветра в тропосфере около $u_h^* = 10$ м/с (горизонтальная составляющая) за время получения полного спектра $T_{\text{acq}} = 11$ с отдельная неоднородность без существенных изменений своей формы преодолевает расстояние $u_h^* \cdot T_{\text{acq}} = 110 < 200$ метров.

Помимо данных СВЧ-радиометрии, с помощью 2-х мегапиксельной видеокамеры HI3516C производится видеофиксация погодных условий, а две расположенные на расстоянии порядка 300 метров метеостанции «Vantage Pro 2» (Рисунок 2.1-б) регистрируют приповерхностные значения температуры воздуха T_0 , атмосферного давления P_0 , абсолютной влажности ρ_0 , скорости ветра и величину осадков. В ходе эксперимента только за 2018-2020 гг. получено около 7 млн. спектров яркостной температуры. На один измерительный сеанс длительностью в два часа приходится 654 спектра. Сеансы измерений представлены в виде файлов бинарных данных, своевременно загружаемых на дисковое пространство удаленного сервера, формируя таким образом банк данных СВЧ-радиометрического зондирования атмосферы [73; 74]. Для обработки и визуализации этих данных разработаны соответствующие программные инструменты [75].

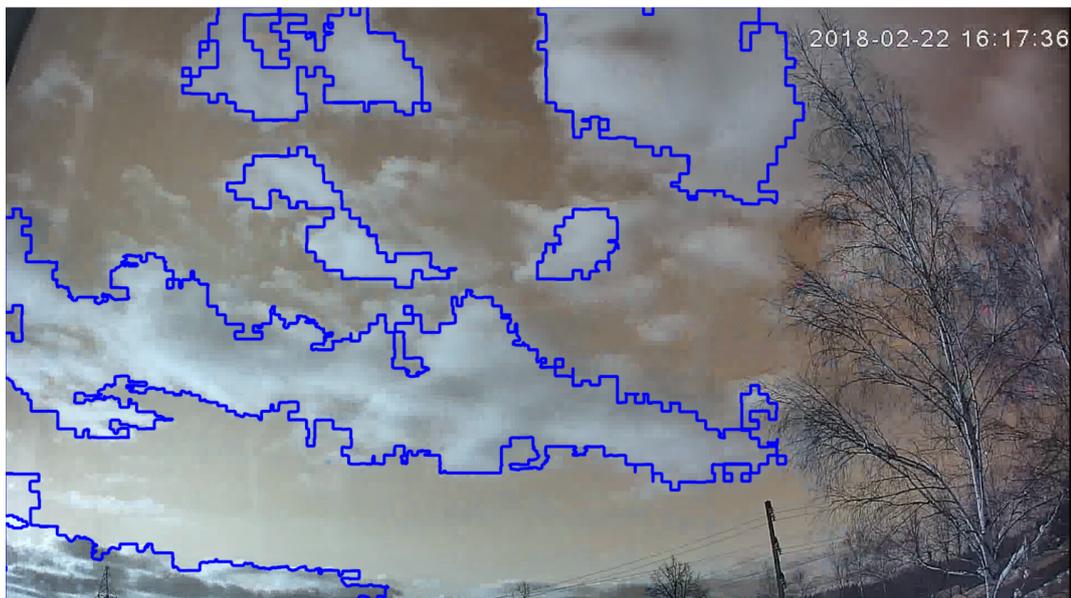


Рисунок 2.2 — Кадр из видеоряда, соответствующего сеансу от 22 февраля 2018 г, 16:17 UTC+3. Результат выделения контуров облаков

С целью первичной разметки сеансов измерений радиометра по погодным условиям и типам наблюдаемой облачности используется ори-

гинальный алгоритм анализа связанного видеоряда [76]. Алгоритм основан на выделении контуров облаков (Рисунок 2.2) с применением адаптивной фильтрации и определении текстурных признаков отдельного кадра путем расчета матрицы смежности уровня серого (GLCM) [77; 78].

Для дополнительной метеорологической интерпретации результатов измерений используются данные радиозондирования атмосферы [79] на аэрологической станции ЦАО 27713 «Долгопрудная», которая находится примерно в 30 км от места установки радиометра-спектрометра «Р22М» в г. Фрязино. Радиозонды, выпускаемые ежедневно в 00 и 12 UTC, измеряют давление, температуру и относительную влажность атмосферы, скорость и направление ветра от поверхности до высоты 20-30 км. По профилям метеоэлементов рассчитываются значения влагосодержания Q атмосферы в миллиметрах осажденной воды.

2.2 Методика калибровки измерений

Для калибровки экспериментальных данных СВЧ-радиометрии используются специально изготовленные установки, позволяющие производить измерения излучения черного тела при комнатной температуре (горячий эталон) и при температуре кипения жидкого азота (холодный эталон) [39; 40]. Часть сеансов, однако, калибровалась по другой известной методике, подразумевающей использование яркостной температуры модельной безоблачной атмосферы взамен холодного эталона (см. ниже). При этом высотные профили температуры, давления и влажности модельной атмосферы приближались согласно распределениям для стандартной атмосферы, но с учетом текущих приповерхностных значений T_0 , P_0 и ρ_0 , регистрируемых на метеостанции (с интервалом в 1 мин). Такая методика калибровки, естественно, приводит к ошибкам измерения яркостной температуры наблюдаемого неба, поскольку в наблюдаемой безоблачной атмосфере профили как температуры, так и влажности по своей структуре могут сильно отличаться от стандартных. Однако в некоторых случаях ее применение вполне оправдано, например, если радиометр нуждается в повторной калибровке по общепринятой схеме (с двумя чернотельными из-

лучателями), но отсутствует жидкий азот для охлаждения эталона. Ошибка определения уровня яркостной температуры при этом во всех частотных каналах не превышает 3-5 К (получено путем сравнения разных калибровок на одних и тех же сеансах). Программную реализацию используемых алгоритмов калибровки можно найти в [75].

Регистрируемые радиометром значения являются значениями T_A – антенной температуры радиометра [34]

$$T_A = T_b \cdot \eta' \cdot (1 - \beta') + T_{\text{side}} \cdot \eta' \cdot \beta' + T_0 \cdot (1 - \eta'), \quad (2.1)$$

где T_b – яркостная температура основного лепестка диаграммы направленности антенны, T_{side} – усредненная яркостная температура боковых лепестков, T_0 – термодинамическая температура, при которой проводятся измерения, η' – коэффициент полезного действия (КПД) антенно-фидерного тракта, β' – коэффициент рассеяния.

Как видно из уравнения (2.1), антенная температура связана с яркостной температурой наблюдаемых объектов и сред через их термодинамическую температуру и коэффициенты полезного действия η' и рассеяния β' . Для получения корректных значений радиояркостных температур по значениям антенной температуры эти коэффициенты должны быть с точностью определены. Именно с этой целью проводится специальная калибровка радиометрической аппаратуры. Такая калибровка может быть осуществлена различными способами. При этом используются так называемые калибровочные эталоны – физические тела, яркостная и термодинамическая температура которых заранее известны. Часто в качестве эталона калибровки берется абсолютно черное тело (яркостная и термодинамическая температура которого равны). Схема калибровки здесь строится таким образом, чтобы яркостная температура объекта-эталона была линейно связана с напряжением на выходе радиометра.

Перейдем к изложению альтернативного метода качественной калибровки измерений, подразумевающей использование яркостной температуры модельной безоблачной атмосферы взамен холодного эталона. Пусть заранее известны T_1 – яркостная температура абсолютно черного тела, $T_2(t_0)$ – модельное значение яркостной температуры безоблачной атмосферы при известных в момент времени t_0 метеорологических условиях (температура, давление, влажность), $T_m(t)$ и $T_m(t_0)$ – показания радиометра в моменты

времени t и t_0 , соответственно. Тогда истинную радиояркостную температуру $T_b(t)$ в момент времени t можно определить следующим образом [80]

$$T_b(t) = T_2(t_0) + \frac{T_1 - T_2(t_0)}{T_1 - T_m(t_0)} (T_m(t) - T_m(t_0)). \quad (2.2)$$

При проведении качественной калибровки экспериментальных данных измерений в рамках настоящей работы в качестве яркостной температуры абсолютно черного тела T_1 , как «горячего» эталона, принято значение 290 К. Модельные значения яркостных температур T_2 («холодный эталон») рассчитываются в соответствии с моделью атмосферного поглощения, приведённой в разделе 1.2 «Поглощение в безоблачной атмосфере». Для вычисления погонных коэффициентов поглощения в кислороде и водяном паре при известных значениях метеорологических параметров, регистрируемых станциями метеонаблюдения, используются соотношения (1.29)–(1.32).

2.3 Наблюдение сезонной изменчивости яркостной температуры

В результате первичной разметки было отобрано более 40 сеансов измерений ясного неба, для которых были также получены радиозондовые (р/з) данные об интегральном влагосодержании Q зондируемого столба атмосферы. Таким образом, для безоблачной антициклонической ситуации сравнивались данные, разнесенные на расстояние около 30 км. На Рисунке 2.3 приведены спектрограммы яркостной температуры для наиболее характерных сеансов СВЧ-радиометрических наблюдений безоблачной атмосферы по месяцам 2021 г. Вариации уровня яркостной температуры здесь обусловлены в основном изменением именно влагосодержания. В Таблице 5 приведены диапазоны изменчивости уровня яркостной температуры в частотном канале 22.2 ГГц в различные месяцы 2021 г.

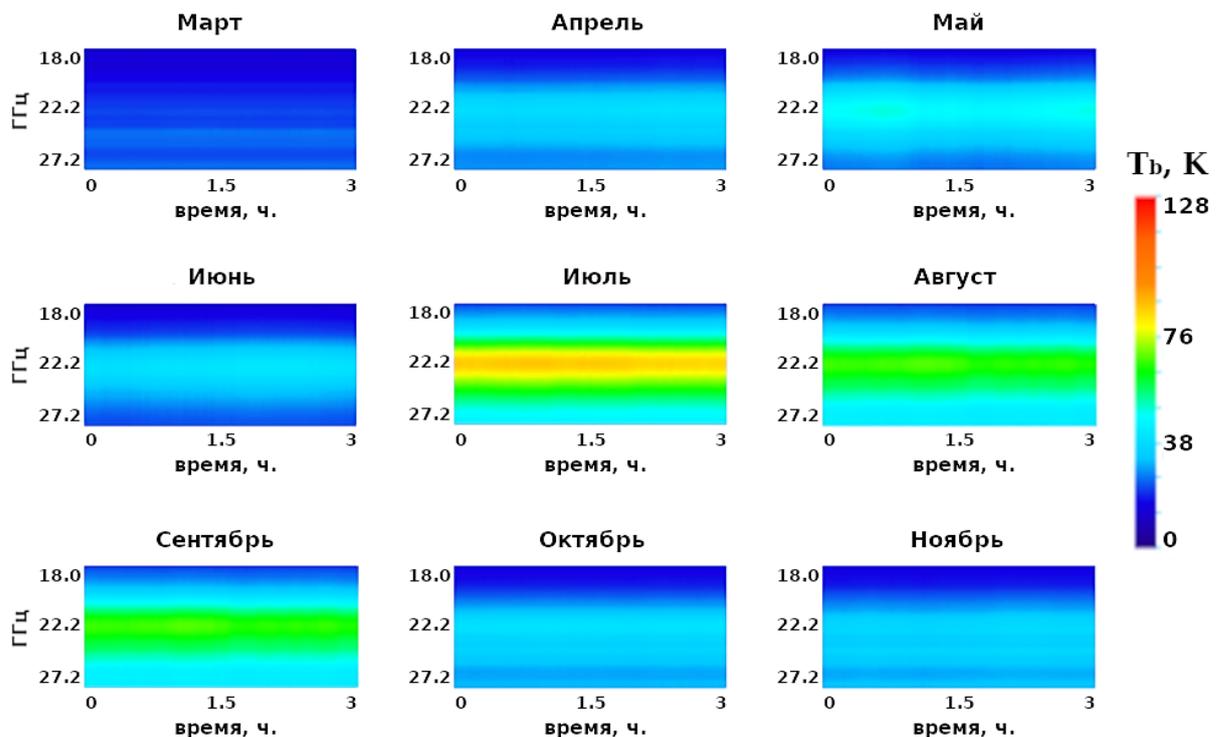


Рисунок 2.3 — Характерные сеансы наблюдений для безоблачных условий по месяцам (2021 г.)

Таблица 5 — Изменчивость яркостной температуры на частоте 22.2 ГГц для безоблачных сеансов по месяцам 2021 г.

Месяц	Диапазон $T_b(22.2)$, К	Месяц	Диапазон $T_b(22.2)$, К
Февраль	22 – 25.5	Июль	49 – 80
Март	20.5 – 40	Август	40 – 53
Апрель	32 – 43.5	Сентябрь	35 – 50.5
Май	37 – 55	Октябрь	32 – 40
Июнь	35.5 – 68	Ноябрь	32 – 37

Имеющиеся по р/з данным значения Q позволили построить зависимость яркостной температуры на частоте 22.2 ГГц от этого параметра, приведенную на Рисунке 2.4. Здесь объединены данные всех ночных и дневных сеансов. Достоверность по R^2 составила 0.97, что говорит о хорошем линейном приближении этой зависимости. Следует отметить, что она получена на независимых, разнесенных данных. Это подтверждает результаты [81].

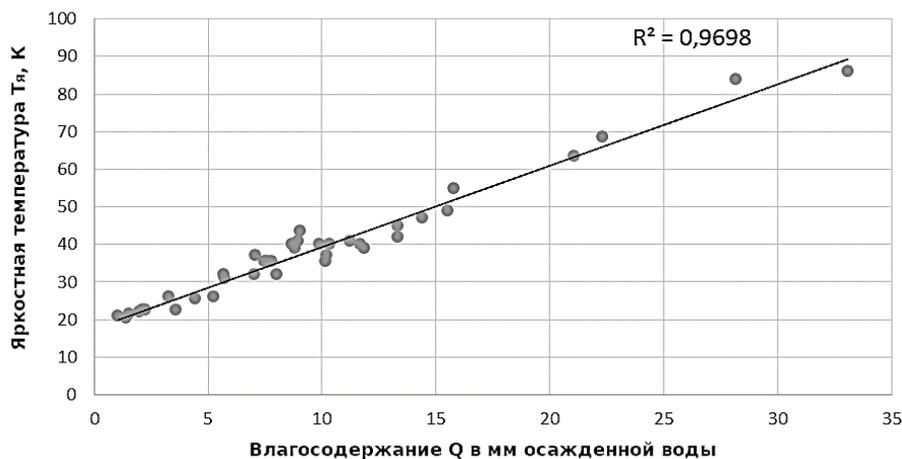


Рисунок 2.4 — Связь среднего за сеанс уровня яркостной температуры на частоте 22.2 ГГц с влагосодержанием по р/з данным

При появлении облаков спектр яркостных температур начинает заметно отличаться от характерного для текущего сезона среднего уровня. На Рисунке 2.5 приведены примеры спектрограмм яркостной температуры при наличии двух типов облачности в атмосфере, а именно кучевой (Cu hum) и слоисто-дождевой (Cb – cumulonimbus). Фактически видна пространственно-временная структура облаков, выраженная в поле яркостных температур.

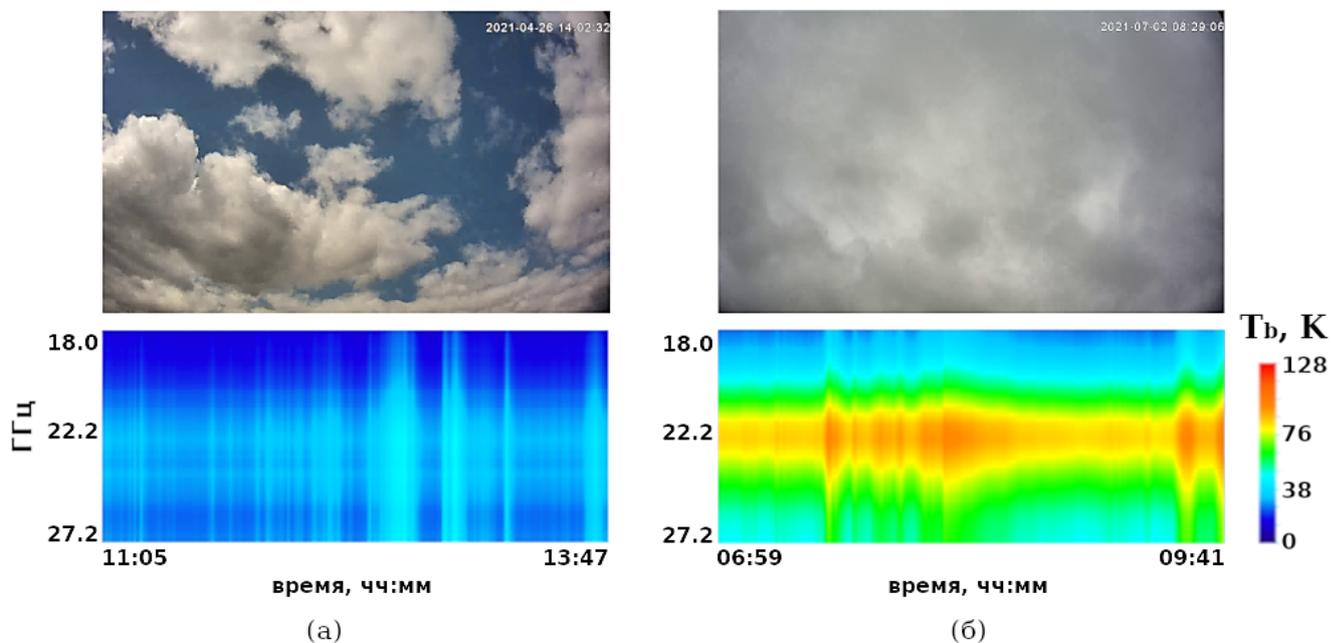


Рисунок 2.5 — Влияние облачности на спектр яркостной температуры; (а) Cu hum – сеанс от 26 апреля 2021 г., 11:05 UTC+3, (б) Cb – сеанс от 02 июля 2021 г., 06:59 UTC+3

Разные виды облаков по-разному проявляют себя в поле яркостных температур. Для кучевых облаков поведение яркостной температуры имеет довольно сложный характер (см. Рисунок 2.5-а), что связано с неравномерным прохождением облаков, а также пространственно-временной изменчивостью поля водосодержания. Кучево-дождевые облака вызывают еще более сложную изменчивость яркостных температур (Рисунок 2.5-б). По существу, мы видим пространственное распределение влагосодержания Q , мелкокапельной воды в облаках W и падающих капель дождя в поле зрения при прохождении облаков через диаграмму направленности антенны радиометра, т.е. пространственную структуру облачности.

2.4 Структурная функция

Аппарат структурных функций А.Н. Колмогорова довольно широко известен [3], в частности, он применяется для статистического описания локально однородной и изотропной турбулентности в средах, другими словами, для описания турбулентных потоков в предположении, что число Рейнольдса $Re \gg 1$, а статистические параметры турбулентности не зависят от времени и примерно постоянны в течении. Часто наиболее целесообразным оказывается построение именно структурной, а не корреляционной функции того или иного процесса. Это имеет особую важность при рассмотрении тех случайных процессов, в стационарности которых мы не можем быть уверены заранее.

В своей наиболее общей форме структурная функция – это средний квадрат модуля разности флуктуационных компонент некоторого поля в двух различных точках пространства

$$D_{\xi}(\bar{r}, \bar{l}) = \left\langle \left| \tilde{\xi}(\bar{r} + \bar{l}) - \tilde{\xi}(\bar{r}) \right|^2 \right\rangle, \quad (2.3)$$

где $\tilde{\xi}(\bar{r}) = \xi(\bar{r}, t) - \xi^*(\bar{r}, t)$ – флуктуационная компонента поля $\xi(\bar{r}, t)$ в точке \bar{r} , а $\xi^*(\bar{r}, t)$ – средняя величина ξ в данной точке.

Аналог структурной функции можно ввести и для показаний яркостной температуры $T_b^y(t) = T_b(\nu, t)$, наблюдаемой неподвижным наземным

радиометром на некоторой частоте ν в моменты времени t . Для этого перейдем от пространственных интервалов к временным, что можно сделать на основании гипотезы о «замороженной» турбулентности Тейлора, предполагая, что скорость сноса отдельных неоднородностей много больше скорости изменения их формы. Если l – пространственный интервал, то в соответствии с гипотезой $l = u_h \cdot \tau$, где u_h – горизонтальная составляющая скорости ветра, τ – временной интервал. Тогда структурная функция яркостной температуры запишется в виде

$$D_{T_b}(\nu, \tau) = \left\langle |T_b^\nu(t + \tau) - T_b^\nu(t)|^2 \right\rangle_t. \quad (2.4)$$

Квадратный корень $S_\nu(\tau)$ структурной функции (2.4) обеспечивает естественную меру интенсивности временных флуктуаций излучения

$$S_\nu(\tau) = \sqrt{D_{T_b}(\nu, \tau)}. \quad (2.5)$$

Рассмотрим теперь связь структурных функций яркостной температуры $D_{T_b}^*(\nu, l) = D_{T_b}(\nu, \tau)$ и полного поглощения $D_{\gamma_*}(\nu, l)$ [35]

$$D_{T_b}^*(\nu, l) = T_{av}^2 \cdot \exp(-2\gamma_*(\nu)) \cdot D_{\gamma_*}(\nu, l). \quad (2.6)$$

Здесь T_{av} – средняя абсолютная температура атмосферы из (1.4), $\gamma_*(\nu)$ – полное поглощение в толще атмосферы. Отметим, что T_{av} представима в виде $T_{av} = T_0 - \Delta T$, где T_0 – абсолютная температура вблизи поверхности Земли, ΔT – поправка на неизотермичность атмосферы, которая составляет от 5 до 32 К в зависимости от частоты излучения [8; 11; 82].

Введем систему координат $Oxyz$ таким образом, чтобы плоскость $x = x_0$ была параллельна поверхности Земли. Как показано в [83], структурная функция полного поглощения может быть выражена через двумерный спектр флуктуаций полного поглощения $\Phi_{\gamma_*}(0, \chi)$

$$D_{\gamma_*}(l) = 4\pi \int_{-\infty}^{\infty} (1 - J_0(\chi l)) \cdot \chi \cdot \Phi_{\gamma_*}(0, \chi) d\chi, \quad (2.7)$$

где J_0 – функция Бесселя, χ – вектор с компонентами $\{\chi_y, \chi_z\}$, l – пространственный интервал.

В свою очередь, спектр флуктуаций полного поглощения $\Phi_{\gamma_*}(0, \chi)$ может быть выражен через спектры флуктуаций термодинамической температуры и влажности воздуха. Если предположить пренебрежимо малое

влияние действительной части коэффициента преломления (отсутствие эффектов рассеяния) и флуктуаций термодинамической температуры, то спектр флуктуаций полного поглощения может быть представлен в виде

$$\Phi_{\gamma^*}(0, \chi) = \pi k^2 L \left(1 + \frac{k}{\chi^2 L} \sin \frac{\chi^2 L}{k} \right) \frac{\partial m_\rho}{\partial \rho} G_\rho(0, \chi), \quad (2.8)$$

где $\chi^2 = \chi_y^2 + \chi_z^2$, k – волновое число, m_ρ – мнимая часть коэффициента преломления, обусловленная поглощением в водяном паре, ρ – абсолютная влажность, L – эффективная длина электромагнитной волны в атмосфере, $G_\rho(0, \chi)$ – двумерный спектр флуктуаций абсолютной влажности.

Мнимая часть коэффициента преломления m_ρ , при этом, линейно связана с поглощением в водяном паре γ_ρ

$$m_\rho = \frac{\gamma_\rho}{L \cdot k}. \quad (2.9)$$

Если спектр $G_\rho(0, \chi)$ соответствует закону «двух третей» Колмогорова-Обухова, то структурную функцию полного поглощения $D_{\gamma^*}(l)$, в соответствие с законом «пяти третей» и интегралом в формуле (2.7), можно записать как [3]

$$D_\gamma(l) = 2.91 \cdot C_\alpha^2 \cdot L \cdot l^{5/3}, \quad (2.10)$$

где C_α – структурная постоянная.

Значение структурной функции $D_{T_b}(\nu, \tau)$, как и ее квадратного корня $S_\nu(\tau)$, характеризует интенсивность тех флуктуаций радиояростной температуры, периоды которых меньше или сравнимы с τ . Медленные по сравнению с τ изменения яркостной температуры не влияют на разность $T_b^\nu(t + \tau) - T_b^\nu(t)$ и поэтому не дают вклада в $S_\nu(\tau)$. Ранее упоминалось, что закон «двух третей» Колмогорова-Обухова выполняется в инерционном интервале $l_0 \leq l \leq L_0$, где L_0 составляет около 500 м. Для очень больших τ или для пространственных интервалов $l \gg L_0$ закон Колмогорова-Обухова уже не выполняется, структурная функция $D_{T_b}(\nu, \tau)$, возрастая монотонно, стремится к удвоенному значению дисперсии радиояростной температуры [1; 3; 35], тогда как ее квадратный корень $S_\nu(\tau)$ стремится к $\sqrt{2} \cdot \sigma$, где σ – среднеквадратическое отклонение.

2.5 Анализ временных флуктуаций яркостной температуры

Дальнейшая разметка данных сеансов СВЧ-радиометрических измерений за 2019-2023 гг. и связанного по времени видеоряда позволила выделить типовые сеансы измерений, на всем протяжении которых сохранялись: 1) безоблачная погода; 2) слабая кучевая разорванная облачность *Cu fra* – *cumulus fractus*; 3) кучевые облака «хорошей погоды» *Cu hum*; 4) облака *Cu hum* за время наблюдений переходили в *Cu med* и обратно; 5) облачность средней степени развития *Cu med*; 6) мощные кучевые облака *Cu cong*, сильно развитые по вертикали; 7) дождь; 8) снегопад; 9) иные погодные условия. Это помогло получить более ясное представление о влиянии различных погодных условий на характер и интенсивность временных флуктуаций яркостной температуры и поведение ее структурных функций.

При безоблачной погоде временная изменчивость яркостной температуры и структурные функции на разных частотах соответствуют их положению относительно резонансной линии 22.235 ГГц. На Рисунке 2.6 изображен временной ход измеренных радиометром и откалиброванных яркостных температур по данным сеанса от 23 августа 2019 г., 18:30 – 21:30 по московскому времени (UTC+3), безоблачная атмосфера. Значения некоторых приповерхностных метеопараметров за период наблюдения (температура приземного слоя атмосферы T_0 , атмосферное давление P_0 , абсолютная влажность ρ_0 , скорость ветра V и количество осадков P_t) приведены в Таблице 6. Указаны средние значения. В скобках даны минимальные и максимальные значения. На всех представленных на Рисунке 2.6 кривых, соответствующих различным частотным каналам (18, 19.4, 22.2, 23.6 и 25.8 ГГц), можно видеть достаточно высокую корреляцию измеренных значений.

Таблица 6 – Метеорологические параметры (к рисункам 2.6 – 2.8)

T_0 , °C	19.65 (13.58, 20.83)
P_0 , мм.рт.ст.	755.66 (755.65, 755.90)
ρ_0 , г/м ³	10.57 (9.38, 11.59)
V , м/с	0.39 (0.0, 1.79)
P_t , мм	0.0 (0.0, 0.0)

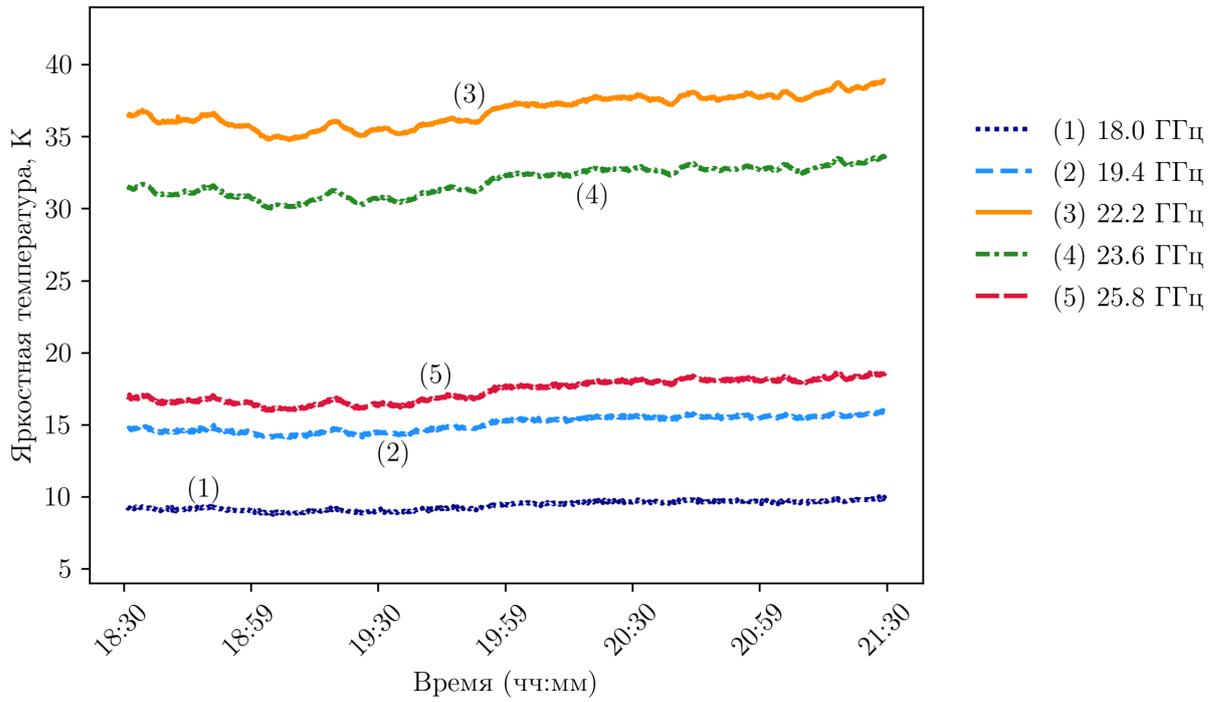


Рисунок 2.6 — Временной ход яркостной температуры. Сеанс от 23 августа 2019 г., ясное небо

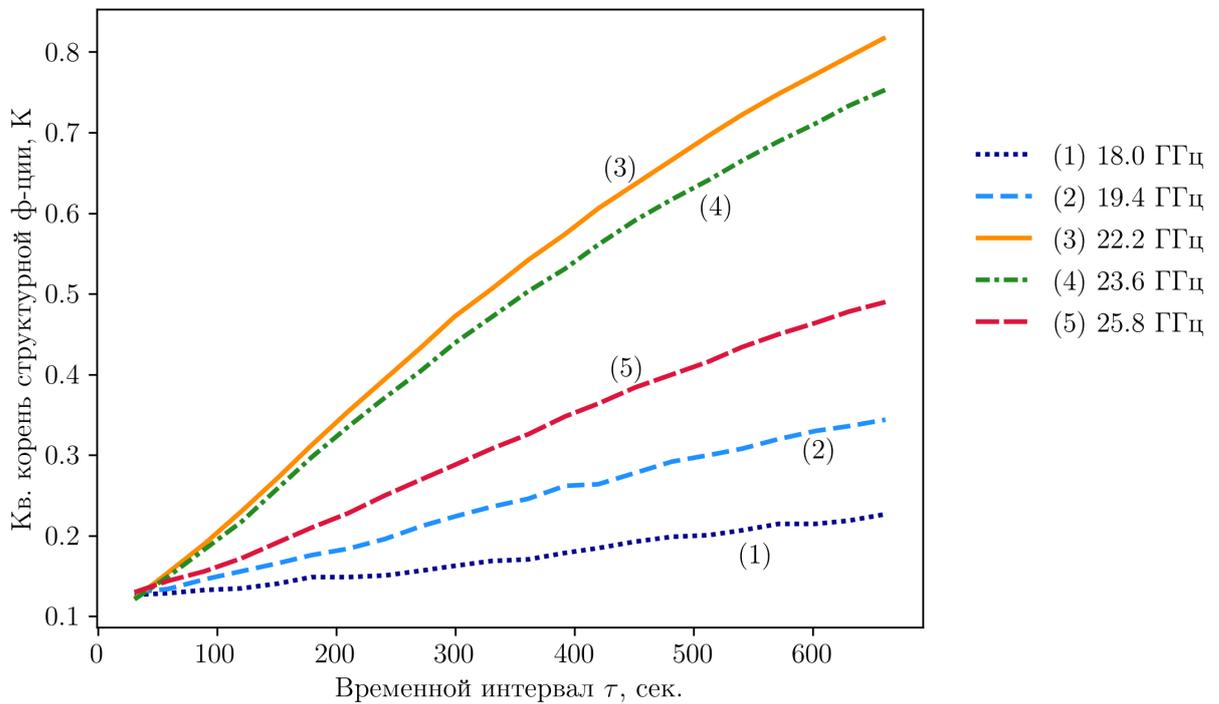


Рисунок 2.7 — Зависимость интенсивности флуктуаций яркостной температуры $S_V(\tau)$ от величины временного интервала τ . Сеанс от 23 августа 2019 г., ясное небо

По данным яркостных температур за 23 августа 2019 г. (см. Рисунок 2.6) произведем расчет значений квадратного корня структурных функций $S_v(\tau)$, распределенных по величине временного интервала τ (Рисунок 2.7). Здесь дополнительно выполнена корректировка значений $S_v(\tau)$ с учетом флуктуаций, полученных при калибровках по черному телу.

Из Рисунка 2.7 заметим, что квадратный корень структурной функции яркостной температуры монотонно и прямолинейно возрастает с увеличением временного интервала τ вплоть до значения 600 секунд. Причем с ростом величины τ наклон кривых 1-5 практически не изменяется, насыщения не наблюдается. Переходя от временных интервалов к пространственным, в предположении горизонтальной составляющей u_h скорости ветра в тропосфере равной 10 м/с, это говорит о наличии крупных горизонтально-вытянутых неоднородностей размером $u_h \cdot \tau = 6000$ м.

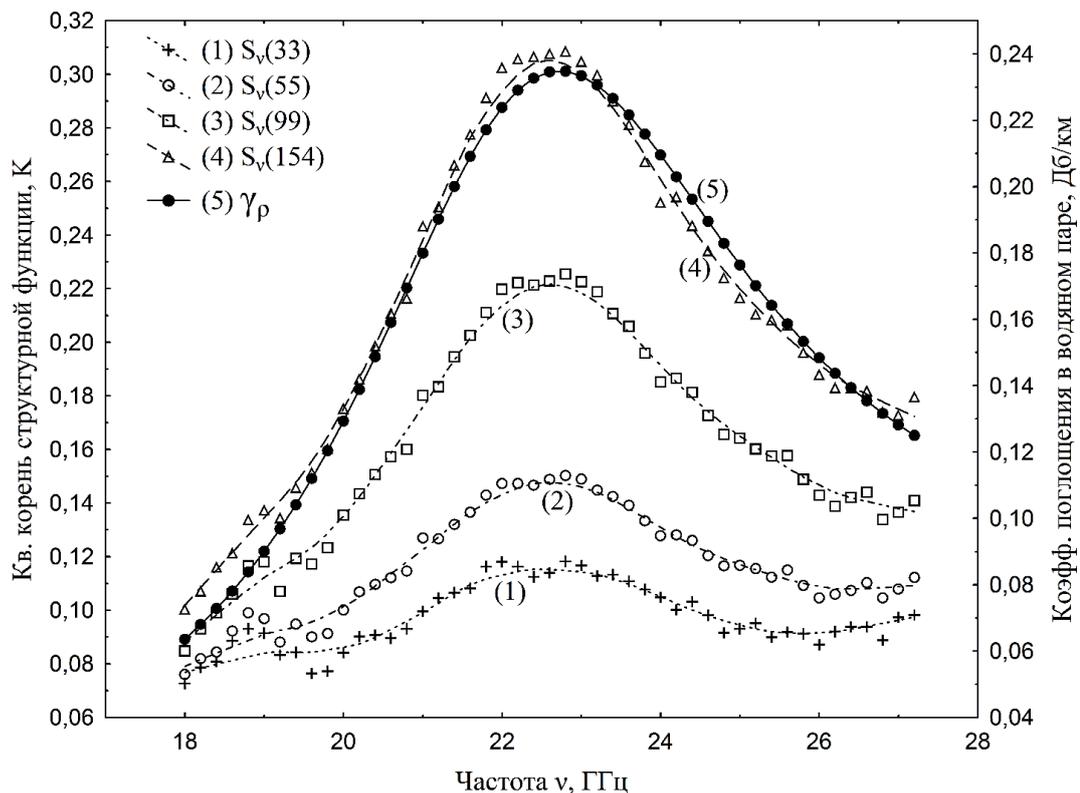


Рисунок 2.8 — Спектры флуктуаций яркостной температуры на временных интервалах $\tau = 33, 55, 99$ и 154 сек. (шкала слева) и спектр погонного коэффициента поглощения в водяном паре γ_p (шкала справа). Сеанс от 23 августа 2019 г., ясное небо, 18–27.2 ГГц

На Рисунке 2.8 приведем частотные спектры $S_v(\tau)$ при $\tau = 33, 55, 99$ и 154 сек. (кривые 1-4) и, для сравнения, частотный спектр погонного

коэффициента поглощения γ_ρ в водяном паре приземного слоя (кривая 5). Корректировка значений $S_\nu(\tau)$ по черному телу не производится. Спектр γ_ρ получен на основе теоретико-эмпирической зависимости (1.32). Таким образом, γ_ρ является функцией температуры воздуха T_0 , атмосферного давления P_0 и абсолютной влажности ρ_0 , измеренных в приземном слое атмосферы.

Отметим, что, как и на Рисунке 2.7, значения квадратного корня структурной функции, а, значит, и самой структурной функции, увеличиваются с ростом величины рассматриваемого временного интервала τ . Для любого τ максимум $S_\nu(\tau)$ наблюдается в диапазоне частот от 22 до 23 ГГц, то есть вблизи резонанса водяного пара. С ростом или падением ν относительно частоты резонансной линии значения $S_\nu(\tau)$ заметно уменьшаются. Можно видеть, что форма спектра квадратного корня структурной функции как для интервала $\tau = 154$ сек., так и для других временных интервалов мало отличается от формы частотного спектра погонного коэффициента поглощения в водяном паре γ_ρ .

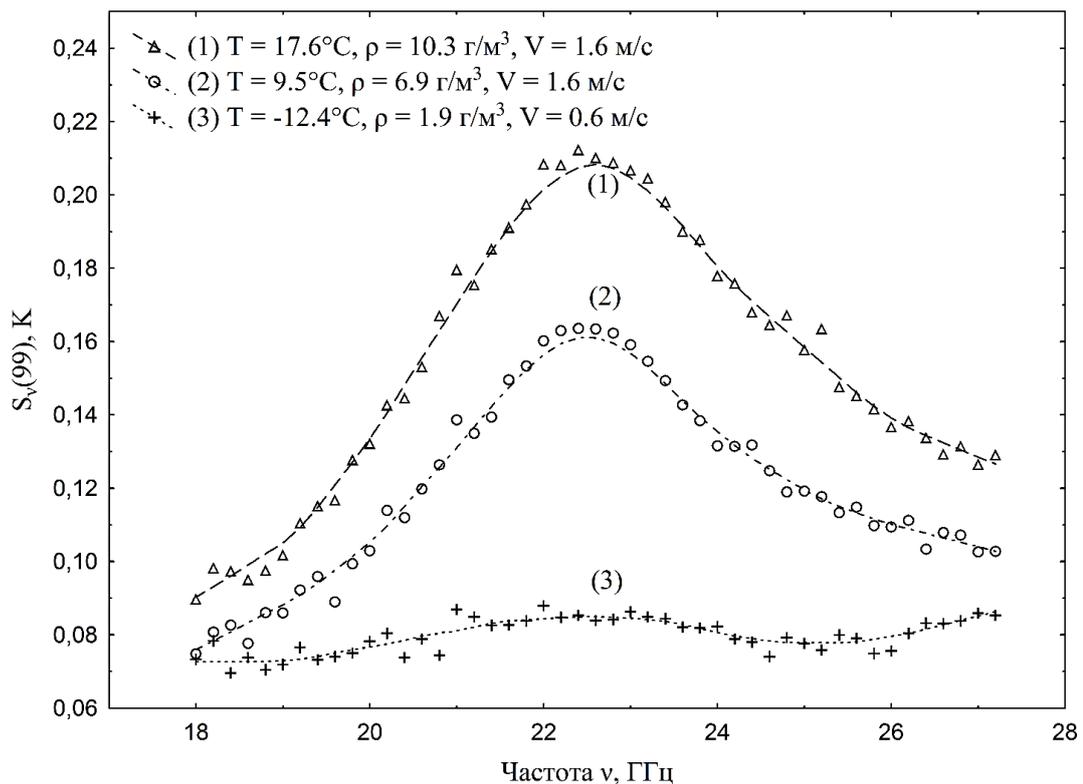


Рисунок 2.9 — Флуктуации яркостной температуры на временном интервале $\tau = 99$ сек. в зависимости от частоты ν (ГГц) при различных значениях приповерхностных метеопараметров. Безоблачная атмосфера

Сравним флуктуации яркостной температуры в условиях ясного неба, в отсутствие осадков, но при различных средних значениях термодинамической температуры приземного слоя атмосферы T^* , абсолютной влажности ρ^* , скорости ветра V^* и атмосферного давления P^* . На Рисунке 2.9 изображены частотные спектры $S_\nu(\tau)$ при фиксированной величине временного интервала $\tau = 99$ сек. для трех различных сеансов измерений (см. Таблицу 7), выполненных в условиях относительно теплой летней атмосферы (кривая 1), прохладной летней атмосферы (кривая 2) и холодной зимней атмосферы (кривая 3). С уменьшением как температуры воздуха T^* , так и абсолютной влажности ρ^* наблюдается заметный спад интенсивности флуктуаций яркостной температуры на всех частотах исследуемого диапазона.

Таблица 7 — Средние значения метеорологических параметров (к рисунку 2.9)

Сеанс	T^* , °C	P^* , мм.рт.ст.	ρ^* , г/м ³	V^* , м/с
от 19 июня 2019 г., 05:00 – 08:00 UTC+3 (кривая 1)	17.6	747.2	10.3	1.6
от 29 июля 2019 г., 02:30 – 05:15 UTC+3 (кривая 2)	9.5	741.1	6.9	1.6
от 16 декабря 2018 г., 10:10 – 13:10 UTC+3 (кривая 3)	-12.4	763.3	1.9	0.6

На основе данных сеансов из Таблицы 7 и других сеансов измерений достоверно безоблачной атмосферы за летний и зимний периоды 2018-2019 гг. построим регрессионные зависимости квадратного корня структурной функции $S_\nu(\tau)$ при $\tau = 99$ сек. и $\nu = 22.2$ ГГц от средних за сеанс значений абсолютной влажности ρ^* (Рисунок 2.10) и температуры воздуха T^* (Рисунок 2.11), измеренных вблизи поверхности Земли.

Среднее за летний период значение $S_\nu(\tau)$ при $\tau = 99$ сек. на частоте $\nu = 22.2$ ГГц составило 0.15 К, тогда как за зимний период – всего 0.06 К. Температура приземного слоя летом составила в среднем $\langle T^* \rangle = 15.1^\circ\text{C}$ со стандартным отклонением $\sigma_{T^*} = 4.56^\circ\text{C}$. В зимний период $\langle T^* \rangle = -10.6^\circ\text{C}$,

$\sigma_{T^*} = 1.96^\circ\text{C}$. Аналогично, абсолютная влажность летом $\langle \rho^* \rangle = 9.5 \text{ г/м}^3$, $\sigma_{\rho^*} = 1.64 \text{ г/м}^3$, а зимой около $\langle \rho^* \rangle = 2.15 \text{ г/м}^3$, $\sigma_{\rho^*} = 0.23 \text{ г/м}^3$.

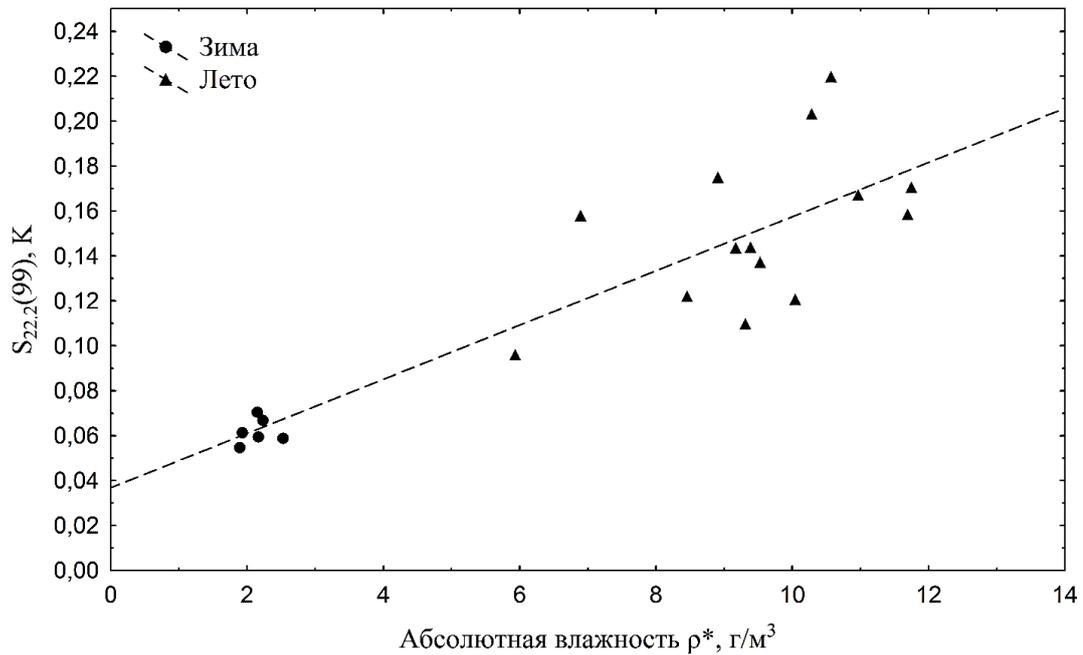


Рисунок 2.10 — Линейная регрессия флуктуаций яркостной температуры при $\tau = 99$ сек. и $\nu = 22.2$ ГГц по абсолютной влажности ρ^* (г/м^3), измеренной вблизи поверхности Земли

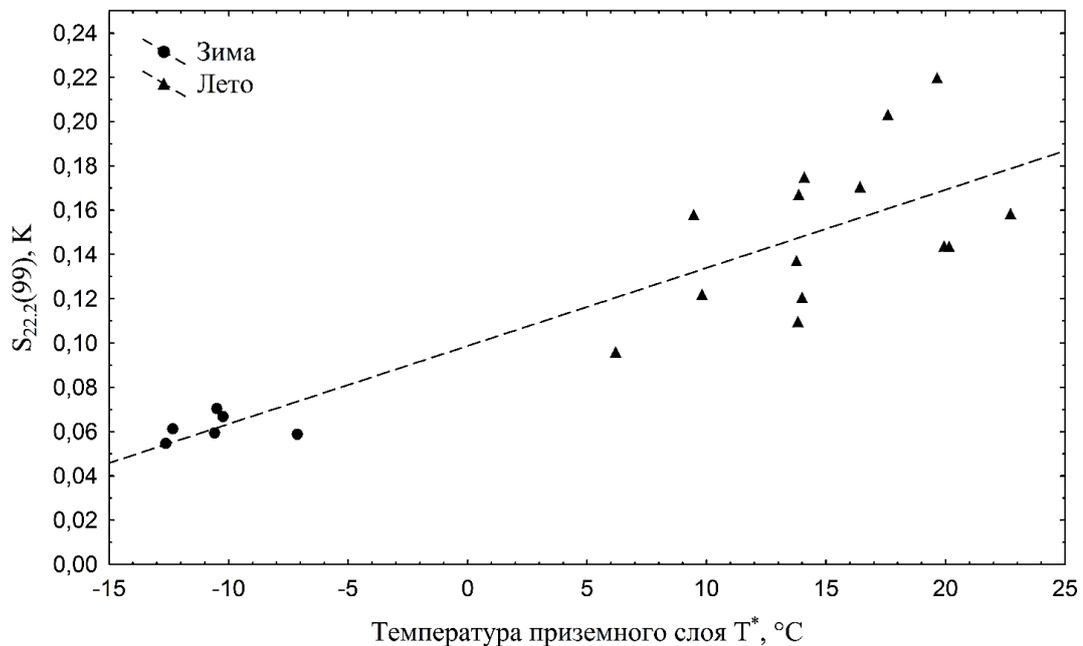


Рисунок 2.11 — Линейная регрессия флуктуаций яркостной температуры при $\tau = 99$ сек. и $\nu = 22.2$ ГГц по температуре приземного слоя атмосферы T^* ($^\circ\text{C}$)

С ростом значений ρ^* и T^* наблюдается рост интенсивности флуктуаций радиояростной температуры. Эта взаимосвязь имеет место и для других временных интервалов τ на всех частотах диапазона 18–27.2 ГГц. Заметим, однако, большой разброс значений $S_\nu(\tau)$ для наблюдений летнего периода (Рисунки 2.10-2.11). Такой разброс обусловлен изменчивостью температурно-влажностных профилей атмосферы и возникает по причине отсутствия полной корреляции между приповерхностным значением параметра и высотным распределением того же параметра. Кроме того, на Рисунках 2.10-2.11 учитывается влияние лишь одного метеорологического фактора, тогда как на самом деле значение структурной функции отражает влияние всех метеопараметров одновременно.

При наличии облачности на интенсивность флуктуаций яростной температуры оказывает влияние не только водяной пар, но и содержание в облаках воды в её жидко-капельной фазе. Поскольку природа поглощения в водяном паре и мелких каплях воды сильно различна, спектры как самой яростной температуры, так и её структурных функций могут претерпевать значительные изменения (относительно случая безоблачной атмосферы). В случае слабых, неразвитых по вертикали облаков *Cu fra* интенсивность флуктуаций яростной температуры увеличивается, но незначительно. Из-за этого структурные функции принимают немногим более высокие значения, но ведут себя в целом так же, как и в случае безоблачной погоды. Поэтому наибольший интерес здесь представляют кучевые облака вертикального развития, начиная с *Cu hum* и заканчивая *Cu cong* и *Cb*, в которых присутствуют мощные потоки воздушных масс.

На Рисунке 2.12 изображен временной ход яростных температур по данным сеанса от 03 августа 2019 г., 12:00 – 15:00 по московскому времени (UTC+3), кучевые облака «хорошей погоды» *Cu hum*. Зависимость квадратного корня структурной функции $S_\nu(\tau)$ яростной температуры от временного интервала τ приведена на Рисунке 2.13.

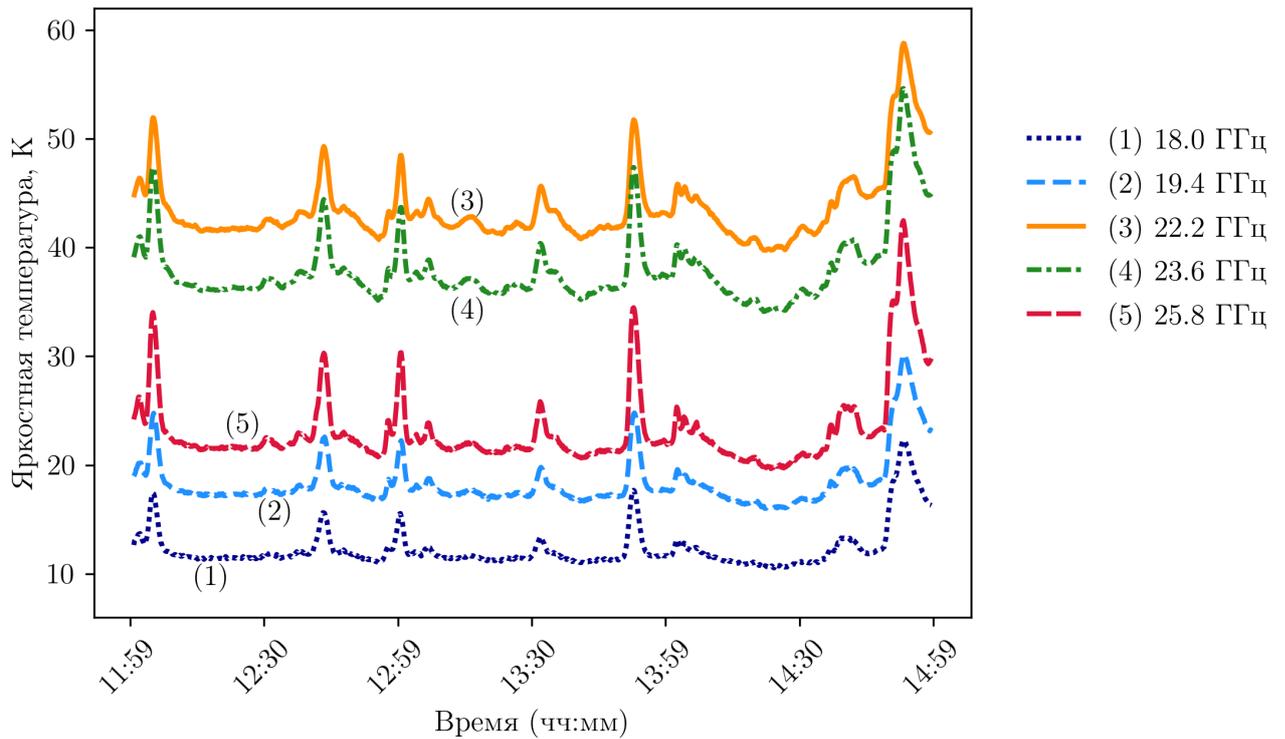


Рисунок 2.12 — Временной ход яркостной температуры. Сеанс от 03 августа 2019 г., облака Cu hum

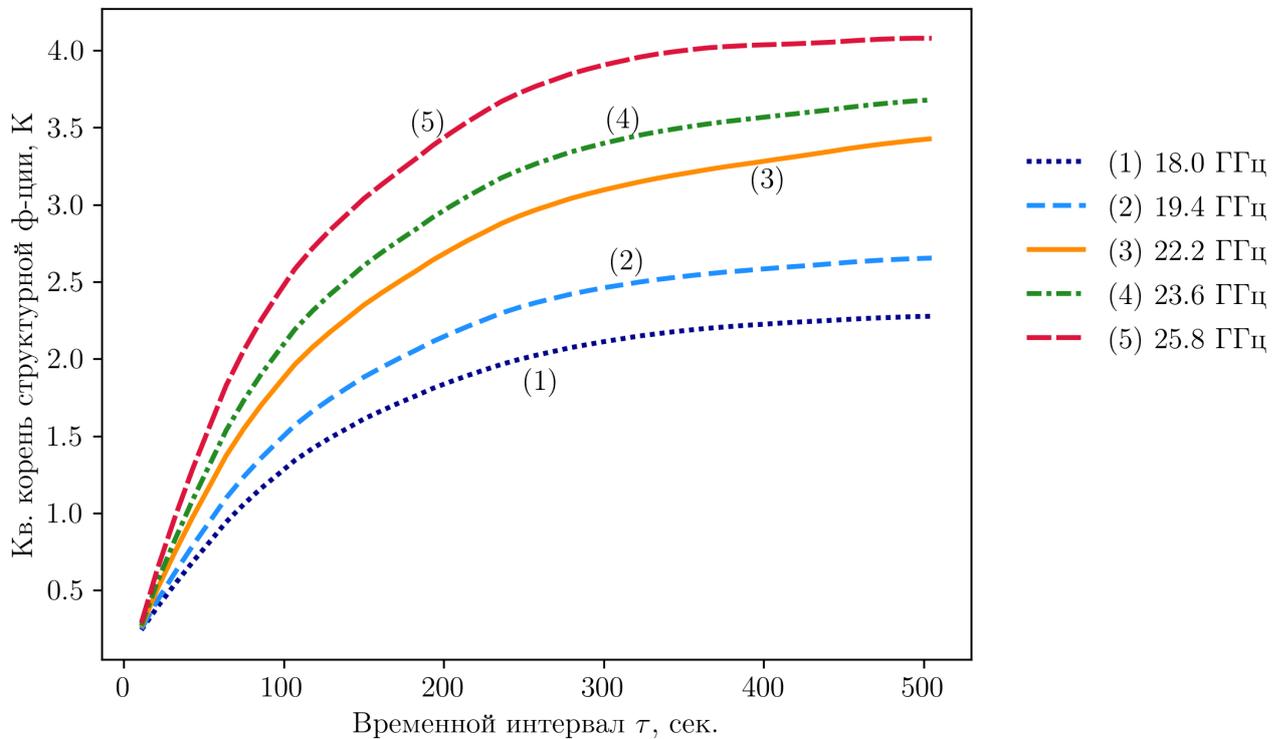


Рисунок 2.13 — Зависимость флуктуаций яркостной температуры $S_V(\tau)$ от временного интервала τ . Сеанс от 03 августа 2019 г., облака Cu hum

Уже в случае облаков «хорошей погоды» *Cu hum* поглощение и уровень яркостной температуры за счет жидких капель заметно возрастают. Характер кривых $S_\nu(\tau)$ как в зависимости от временного интервала τ , так и от частоты ν существенно отличается от случая ясного неба. Интенсивность флуктуаций яркостной температуры также растет. При этом вклад облаков увеличивается с ростом частоты, что приводит к смещению максимума $S_\nu(\tau)$ в сторону более высокой частоты 27.2 ГГц.

В то же время на Рисунке 2.12 максимальное значение яркостной температуры сохраняется в канале 22.2 ГГц. Дальнейший анализ случаев облачности *Cu med/cong* показал, что смещение максимума самой яркостной температуры в сторону наибольшей частоты с ростом водозапаса и вертикальной протяженности облаков происходит несколько позже, чем смещение максимума ее структурной функции.

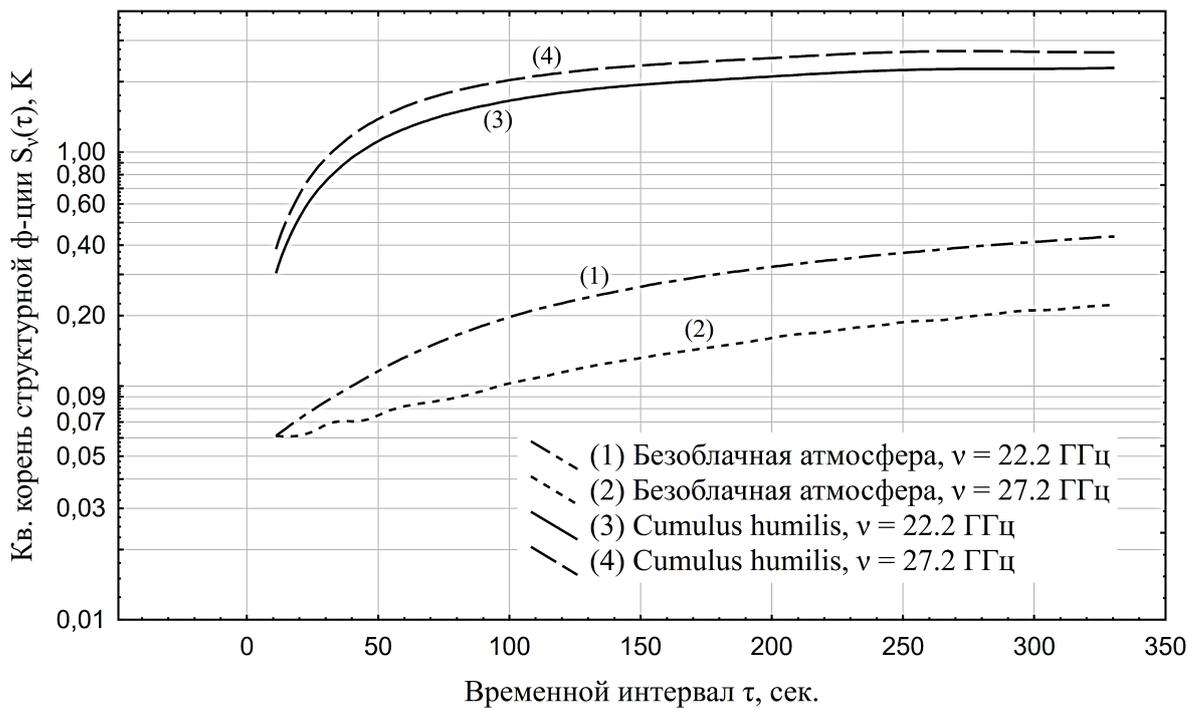


Рисунок 2.14 — Сравнение интенсивностей флуктуаций яркостной температуры $S_\nu(\tau)$ в зависимости от временного интервала τ при $\nu = 22.2, 27.2$ ГГц для условий ясного неба (кривые 1 и 2) и кучевой облачности типа *humilis* (кривые 3 и 4). Ось ординат имеет логарифмический масштаб

Монотонный и медленный (без насыщения) рост $S_\nu(\tau)$ (Рисунок 2.14, кривые 1 и 2) с увеличением временного интервала τ , который может быть аппроксимирован, к примеру, степенной зависимостью, свидетельствует о наличии в безоблачной атмосфере крупномасштабных горизонтально

вытянутых неоднородностей – «блинов». Кривые 3 и 4 на Рисунке 2.14, напротив, показывают быстрый рост до величины $\tau \sim 25$ сек., но в дальнейшем, при $\tau \sim 50$ – 100 сек., рост существенно замедляется. Принимая гипотезу Тейлора и горизонтальную составляющую скорости ветра в тропосфере равной 10 м/с, имеем неоднородности размером в 0.5 – 1 км, что соответствует горизонтальной протяженности кучевых облаков типа *cumulus humilis*.

2.6 Классификация облачности по спектрам структурной функции

Зафиксируем временной интервал и ограничимся рассмотрением спектров $S_\nu(\tau)$ при $\tau = 99$ с как наиболее показательных. Из всего имеющегося множества сеансов СВЧ-радиометрических измерений выберем только летние. Поскольку между измерительными сеансами возможны перерывы, расчет значений структурных функций будем проводить в рамках каждого сеанса по-отдельности. Причем, если длительность одного сеанса составляет более 2.5 часов, будем рассматривать его как два и более последовательных, каждый с перекрытием в 1.5 часа с близлежащими (аугментация). Таким образом, из одного сеанса длительностью в 3 часа получим три двухчасовых сеанса измерений, в каждом по 654 спектра яркостной температуры. Для каждого из таких двухчасовых сеансов произведем расчет значений квадратного корня структурной функции $S_\nu(\tau)$ на всех 47 частотах ν при фиксированном $\tau = 99$ сек. Обозначим $S_\nu^* = S_\nu(99)$.

Решим задачу автоматической кластеризации множества спектров $\Omega = \{S_\nu^*\}$. Как показывает предварительный анализ, Ω отличается близким расположением выделяемых кластеров. Исходя из этого, для решения задачи выбран алгоритм иерархической (агломеративной) кластеризации, использующий метод Уорда для оценки расстояний между кластерами. Спектры S_ν^* необходимо прологарифмировать перед применением алгоритма. При итеративном изменении порогового расстояния d , по достижению которого алгоритм прекращает объединение кластеров и завершает работу, найдено множество интервалов I значений d , в которых изменение d не

приводит к изменению количества выделенных кластеров. Эти интервалы соответствуют относительно устойчивым разбиениям Ω на непересекающиеся подмножества.

В предыдущем разделе упомянуто пять категорий кучевой (cumulus) облачности по степени ее вертикального развития: fractus, humilis, humilis/mediocris, mediocris и congestus. Показания отдельных сеансов сравниваются с данными еще одной категории – «безоблачная атмосфера». Ввиду этого выберем из числа устойчивых разбиение Ω на шесть непересекающихся подмножеств. Из списка сеансов, соответствующих каждому подмножеству, путем просмотра и GLCM-анализа [76; 77] связанного видеоряда, были исключены все, кроме тех, на всем протяжении которых наблюдалась безоблачная атмосфера, либо на фоне ясного неба сохранялась кучевая облачность. Также исключены сеансы со смешанной облачностью. Подход с предварительной кластеризацией Ω и последующим исключением нежелательных сеансов на практике оказался более эффективным, чем прямая разметка видеозаписей без предварительной кластеризации.

Пусть S_i – центры полученных кластеров после исключения неподходящих сеансов. Упорядочим кластеры в порядке возрастания нормы $\|S_i\|$. В результате, как и предполагалось, сеансы ясного неба были сгруппированы в первом кластере с минимальной нормой $\|S_i\|$, тогда как сеансы с кучевой облачностью – в кластерах 2-6, причем, в порядке от cumulus fractus до cumulus congestus, т.е. по степени вертикального развития.

На Рисунках 2.15 и 2.16 приведены частотные спектры S_i , отражающие среднюю интенсивность временных флуктуаций яркостной температуры летней атмосферы на временном интервале $\tau = 99$ при безоблачной погоде и при наличии кучевой облачности различного вертикального развития (шкала слева). Закрашенные области показывают интервал значений квадратного корня структурной функции между теми S_v^* из данного кластера, которые имеют минимальную и максимальную нормы $\|S_v^*\|$. Кривые интерполированы сплайнами со сглаживанием. Для сравнения на Рисунке 2.15 приведен спектр полного поглощения в водяном паре (шкала справа), рассчитанного согласно модели стандартной атмосферы при $T_0 = 15^\circ\text{C}$, $P_0 = 1013$ мбар, $\rho_0 = 7.5$ г/м³.

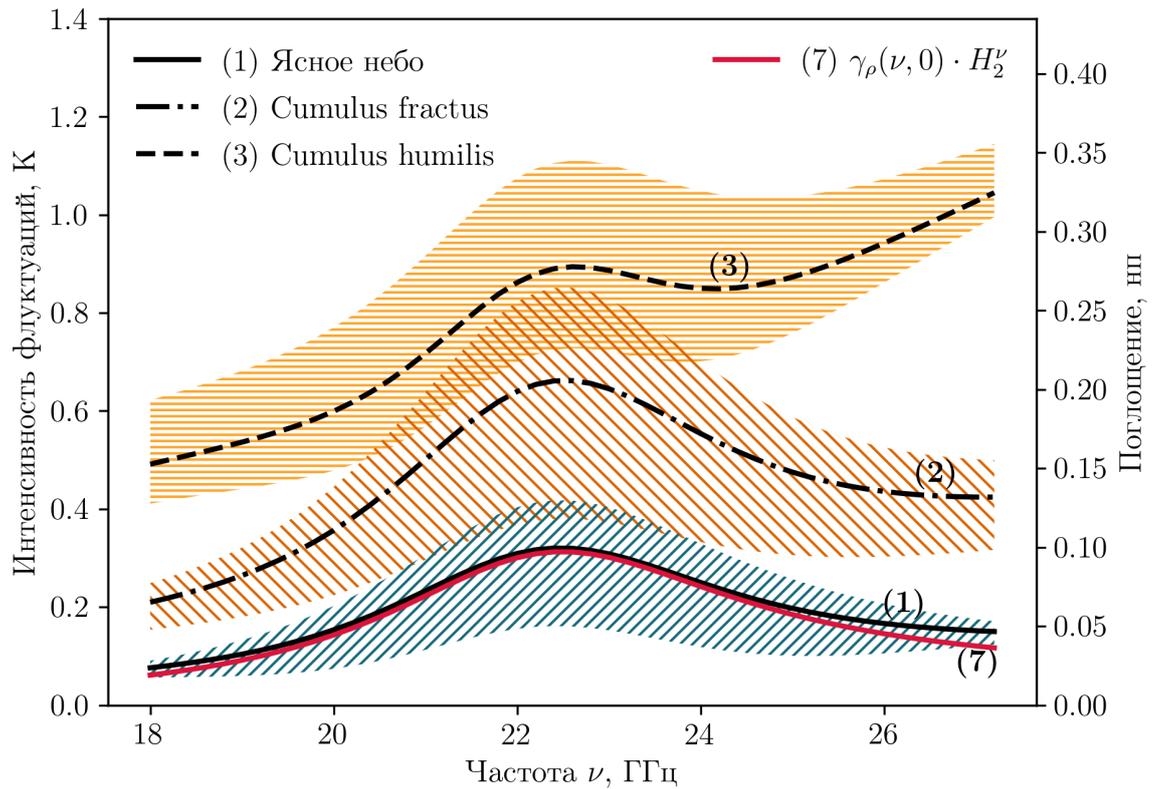


Рисунок 2.15 — Спектры квадратного корня структурной функции $S_\nu(\tau)$ яркостной температуры для фиксированного временного интервала $\tau = 99$ с (шкала слева), летняя атмосфера, 2018-2020 гг., и модель частотного спектра полного поглощения в водяном паре (красная кривая) для условий стандартной атмосферы (шкала справа). Черные кривые отражают среднюю интенсивность временных флуктуаций яркостной температуры при безоблачной погоде (кривая 1); при слабой разорванной облачности cumulus fractus (кривая 2); при облачности, состоящей только из облаков «хорошей погоды» cumulus humilis (кривая 3). Закрашенные области показывают разброс между минимальной и максимальной интенсивностью временных флуктуаций при заданных условиях

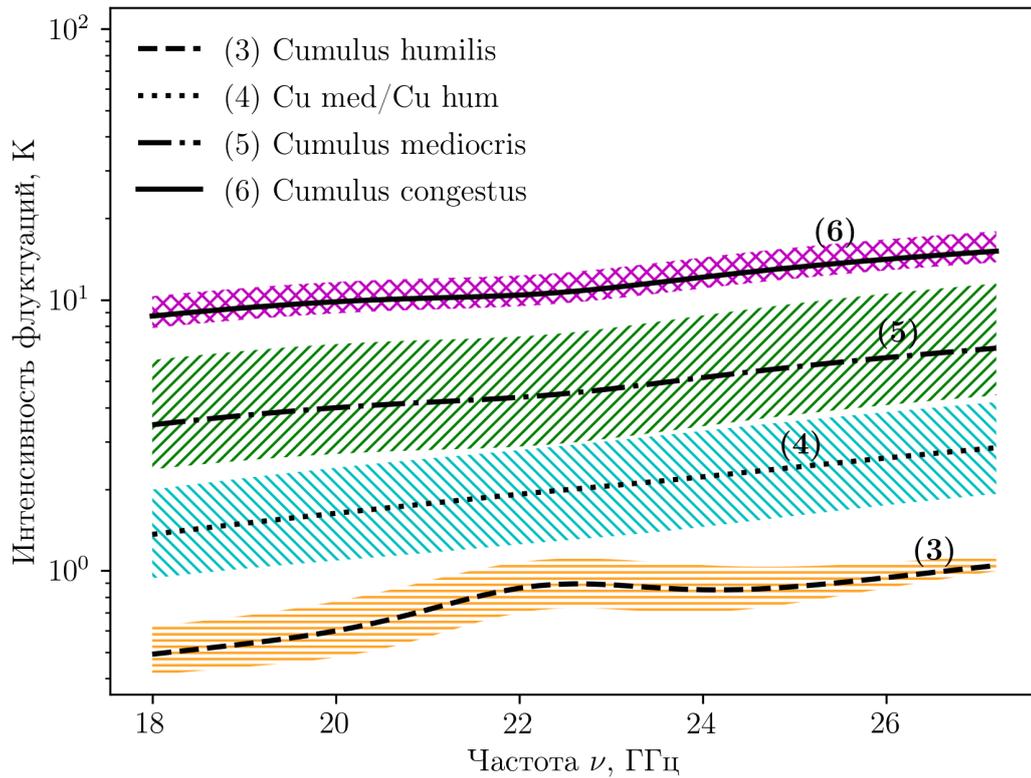


Рисунок 2.16 — Спектры квадратного корня структурной функции $S_\nu(\tau)$ яркостной температуры для фиксированного временного интервала $\tau = 99$ с, летняя атмосфера, 2018-2020 гг. Ось ординат имеет логарифмический масштаб. Закрашенные области показывают разброс между минимальной и максимальной интенсивностью временных флуктуаций яркостной температуры при заданных условиях. Кривые отражают среднюю интенсивность временных флуктуаций при данном типе облачности. Кривая 3 – облачность cumulus humilis; кривая 4 – облака humilis за время наблюдений переходят в cumulus mediocris или наоборот; кривая 5 – кучевые облака средней степени развития cumulus mediocris; кривая 6 – мощная кучевая облачность – облака cumulus congestus, сильно развитые по вертикали

Из Рисунка 2.15 можно видеть, что линия резонансного поглощения водяного пара 22.235 ГГц хорошо просматривается на кривой 1, соответствующей безоблачной атмосфере. При рассмотрении отдельных сеансов ясного неба в предыдущем разделе уже отмечалась схожесть спектров флуктуаций $S_\nu(\tau)$ и погонного коэффициента поглощения водяного пара $\gamma_\rho(\nu, 0)$, рассчитанного по средним за сеанс значениям T_0 , P_0 и ρ_0 в приземном слое атмосферы. В свою очередь, спектр $\gamma_\rho(\nu, 0)$ подобен спектру полного поглощения $\gamma_\rho^*(\nu)$ в водяном паре, если предположить, что профили $T(h)$, $P(h)$ и $\rho(h)$ распределены по экспоненциальному закону и близки к стандартным. Таким образом, можно записать $\gamma_\rho^*(\nu) = \gamma_\rho(\nu, 0) \cdot H_2^y$, где H_2^y – коэффициент подобия. В работах [1; 8], к примеру, H_2^y принят равным $H_\rho = 2.1$ км, однако, при дальнейшем рассмотрении [12] появляется зависимость от частоты $H_2^y = H_2(\nu)$.

Усредненный по целому ряду сеансов летней безоблачной погоды частотный спектр временных флуктуаций S_i яркостной температуры, согласно полученным данным, совпадает с точностью до практически постоянного множителя с модельным спектром полного поглощения $\gamma_\rho^*(\nu)$ (в предположении стандартной атмосферы). Это подтверждает результаты теоретических [83–85] и последующих экспериментальных [22; 23; 35] исследований: пространственно-временная изменчивость поля водяного пара ответственна за флуктуации радиоизлучения безоблачной атмосферы в миллиметровом диапазоне длин волн. Более того, это свидетельствует об отсутствии (при безоблачной погоде или же очень слабой облачности) значительного влияния высоты на относительные флуктуации влажности. Действительно, если бы величина $\Delta\rho/\rho$ значительно менялась с высотой, на формировании спектров полного поглощения и яркостной температуры ощутило сказывались бы различия в весовых функциях Стилина при разных ν , см. (1.33).

Заметим (см. Рисунок 2.15-2.16), что мощные облака вертикального развития *cumulus mediocris* и *cumulus congestus* оказывают большее влияние на интенсивность флуктуаций яркостной температуры (относительно случаев безоблачной атмосферы и *cumulus humilis*). Линия резонансного поглощения либо плохо прослеживается, либо вовсе перестает просматриваться. Максимум структурной функции постепенно смещается в сторону наиболее высокой частоты 27.2 ГГц. Уменьшение наклона кривых 5-6 на

Рисунке 2.16) ниже частоты 22.2 ГГц и последующее его увеличение выше этой частоты, возможно, связано с эффектом частичного «экранирования» флуктуаций яркостной температуры водяным паром, расположенным ниже слоя облачности.

Глава 3. Восстановление интегральных параметров влаго- и водосодержания

3.1 Двухчастотный метод

Двухчастотный радиометрический метод определения интегральных параметров влаго- и водосодержания представлен в [1; 2; 34; 53]. Он позволяет по яркостной температуре атмосферы, измеренной всего на двух частотах ν_i , $i = 1, 2$, оценить значения полной массы водяного пара Q и водозапаса облаков W . Пусть в некоторый момент времени измерена яркостная температура нисходящего излучения атмосферы $T_m^\downarrow(\nu_i)$, $i = 1, 2$, а также известны приповерхностные значения метеорологических параметров T_0^* , P_0^* и ρ_0^* в месте расположения наземного радиометра. Проведем «корректировку» априорных или стандартных высотных профилей термодинамической температуры $T(h)$, атмосферного давления $P(h)$ и абсолютной влажности $\rho(h)$, см. (1.11), (1.13)–(1.15), с учетом имеющихся значений T_0^* , P_0^* и ρ_0^* . Например, корректировка стандартного вертикального профиля абсолютной влажности (1.11) будет заключаться в простой подстановке измеренного ρ_0^* вместо $\rho_0 = 7.5 \text{ г/м}^3$ и получении $\rho_*(h)$ вместо $\rho(h)$.

Пользуясь скорректированными профилями, следуя (1.5) и (1.7), произведем в предположении нулевой водности расчет модельных значений полного поглощения $\gamma_*(\nu_i)$ и яркостной температуры $T_*^\downarrow(\nu_i)$, соответственно. Подставив эти значения в (1.4), получим оценку на среднюю абсолютную температуру $T_{av}^*(\nu_i)$ атмосферы при заданных T_0^* , P_0^* и ρ_0^* .

Аналогичным образом получим оценку на коэффициент полного поглощения в кислороде

$$\gamma_O^*(\nu_i) = \int_0^\infty \gamma_O(\nu_i, h) dh, \quad (3.1)$$

где γ_O – погонный коэффициент поглощения в кислороде, полученный путем прямого расчета по (1.17) или (1.29)–(1.31) с учетом обозначенных корректировок.

Введем весовую функцию поглощения в водяном паре $k_\rho(\nu)$ как

$$k_\rho(\nu) = \left(\int_0^\infty \gamma_\rho(\nu, h) dh \right) \cdot \left(\int_0^\infty \rho_*(h) dh \right)^{-1}, \quad (3.2)$$

где γ_ρ – погонный коэффициент поглощения в водяном паре, полученный из (1.18) или (1.32) также путем подстановки скорректированных вертикальных профилей.

Оценка на полное поглощение $\gamma_e(\nu_i)$ в зените с учетом измеренной радиометром яркостной температуры $T_m^\downarrow(\nu_i)$ может быть получена следующим образом

$$\gamma_e(\nu_i) = (\ln(T_{av}^*(\nu_i) - T_C) - \ln(T_{av}^*(\nu_i) - T_m^\downarrow(\nu_i))) \cdot \cos \theta, \quad (3.3)$$

где T_C – температура космического фона, θ – зенитный угол наблюдения.

Полное поглощение в случае облачной атмосферы без осадков аналогично (1.34) представимо в виде суммы коэффициентов полного поглощения в кислороде γ_O^* , водяном паре γ_ρ^* и облачном слое γ_w^* . Эта взаимосвязь и позволяет определить значения интегральных параметров Q и W .

Двухчастотный метод восстановления интегральных параметров заключается в решении следующей системы линейных уравнений относительно неизвестных Q и W

$$\gamma_e(\nu_i) = \gamma_O^*(\nu_i) + k_\rho(\nu_i) \cdot Q + k_w(\nu_i, t_w) \cdot W = 0, \quad i = 1, 2, \quad (3.4)$$

где γ_e – оценка на полное поглощение атмосферы (3.3), γ_O^* – модель полного поглощения в кислороде (3.1), $k_\rho(\nu)$ – весовая функция поглощения в водяном паре (3.2), $k_w(\nu, t_w)$ – весовая функция поглощения в облачном слое, рассмотренная в разделе 1.3 (см. соотношения (1.45)–(1.48)), а t_w – оценка на среднюю эффективную температуру облачного слоя (1.47). Отметим, что параметр t_w может быть определен по типу наблюдаемой облачности из усредненных табличных значений [1; 53] или ИК-методами.

Относительную погрешность определения полной массы водяного пара Q и водозапаса облаков W с помощью двухчастотного метода можно рассчитать по следующим формулам [86; 87]

$$\frac{\delta Q}{Q} = \frac{\sqrt{k_w^2(\nu_2, t_w) \cdot \delta\gamma^2(\nu_1) + k_w^2(\nu_1, t_w) \cdot \delta\gamma^2(\nu_2)}}{\Delta\gamma(\nu_1) \cdot k_w(\nu_2, t_w) - \Delta\gamma(\nu_2) \cdot k_w(\nu_1, t_w)}, \quad (3.5)$$

$$\frac{\delta W}{W} = \frac{\sqrt{k_p^2(\nu_2) \cdot \delta\gamma^2(\nu_1) + k_p^2(\nu_1) \cdot \delta\gamma^2(\nu_2)}}{\Delta\gamma(\nu_1) \cdot k_p(\nu_2) - \Delta\gamma(\nu_2) \cdot k_p(\nu_1)}. \quad (3.6)$$

Здесь $\Delta\gamma(\nu_i) = \gamma_*(\nu_i) - \gamma_O^*(\nu_i)$, и для случая наблюдения с поверхности Земли

$$\delta\gamma(\nu_i) = \frac{1}{T_{av}^* - T_{\nu_i}} \delta T_{\nu_i} + \frac{T_{\nu_i}}{T_{av}^* (T_{av}^* - T_{\nu_i})} \delta T_{av}^*, \quad (3.7)$$

где δT_{ν_i} – ошибка при измерениях радиояркостной температуры $T_{\nu_i} = T_m^\downarrow(\nu_i)$, а δT_{av}^* – ошибка при оценке средней эффективной температуры атмосферы $T_{av}^* = T_{av}^*(\nu_i)$.

Рассмотрим данные сеанса СВЧ-радиометрических измерений от 1-го августа 2017 года, 05:10 – 07:10 UTC+3, К-диапазон, безоблачная погода сменяется развитой облачностью. Средние значения метеорологических параметров за время наблюдения: $T_0^* = 17.3^\circ\text{C}$, $P_0^* = 748$ мм.рт.ст., $\rho_0^* = 13.4$ г/м³. Среднюю эффективную температуру облачного слоя t_w примем равной -2°C . Ниже представлены результаты расчета значений полной массы водяного пара (Рисунки 3.1-а, 3.2-а) и водозапаса облаков (Рисунки 3.1-б, 3.2-б). При решении системы (3.4) выбраны следующие пары частот: 18 и 21 ГГц, 18 и 22 ГГц (Рисунок 3.1); 21 и 27 ГГц, 22 и 27 ГГц (Рисунок 3.2).

Значения погрешностей приведены из расчета, что ошибка определения яркостных температур δT_ν составляет 1 К, а ошибка определения средней абсолютной температуры атмосферы δT_{av}^* составляет 3 К. Наименьшая относительная погрешность в определении значений интегральных параметров достигается при выборе пары частот 22 и 27 ГГц (средняя ошибка по Q – 0.098 г/см², по W – 0.054 кг/м²). Наибольшая относительная погрешность достигается при выборе пары 18 и 21 ГГц (средняя ошибка по Q – 0.26 г/см², по W – 0.17 кг/м²). Такая тенденция обусловлена тем, что при $\nu_1 = 18$, $\nu_2 = 21$ ГГц определитель системы (3.4) принимает наиболее близкие к нулю значения $\det(A_{\nu_1, \nu_2}) \rightarrow 0$, тогда как $|\det(A_{27,22})| > |\det(A_{27,21})| > |\det(A_{18,22})| > |\det(A_{\nu_1, \nu_2})| = |\det(A_{18,21})|$.

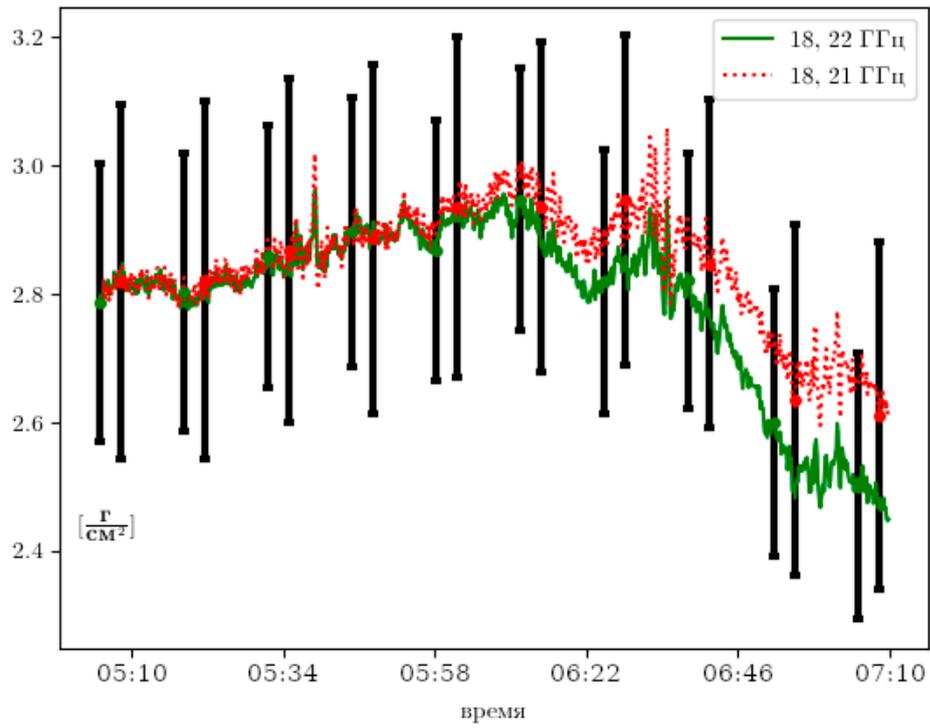
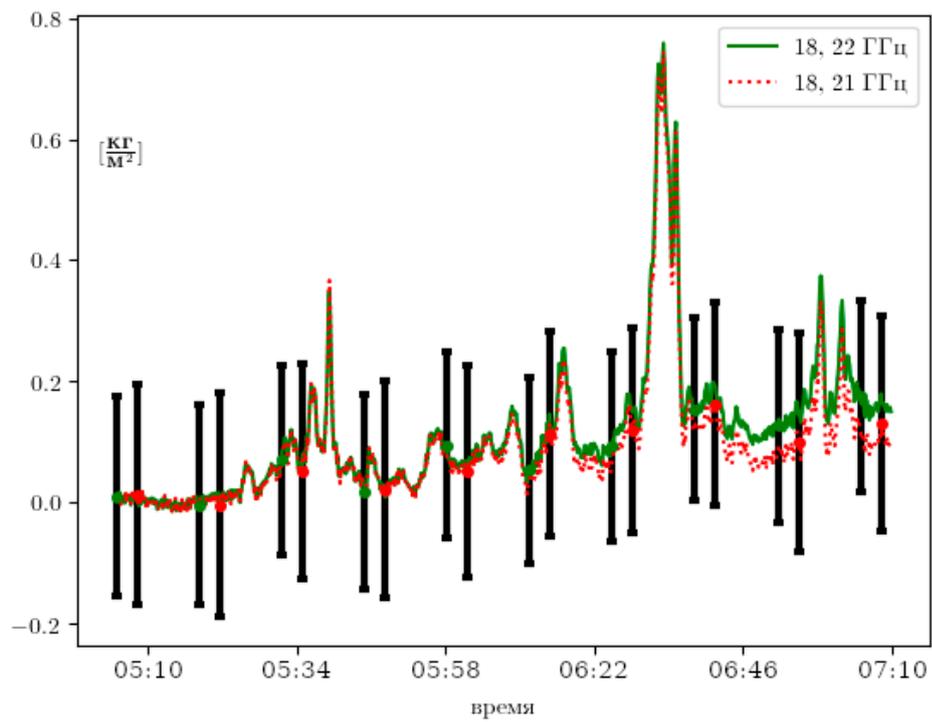
а) полная масса водяного пара Q б) водозапас облаков W

Рисунок 3.1 — Двухчастотный метод. Сплошная линия — $\nu_1 = 18$ ГГц, $\nu_2 = 22$ ГГц. Пунктирная линия — $\nu_1 = 18$ ГГц, $\nu_2 = 21$ ГГц

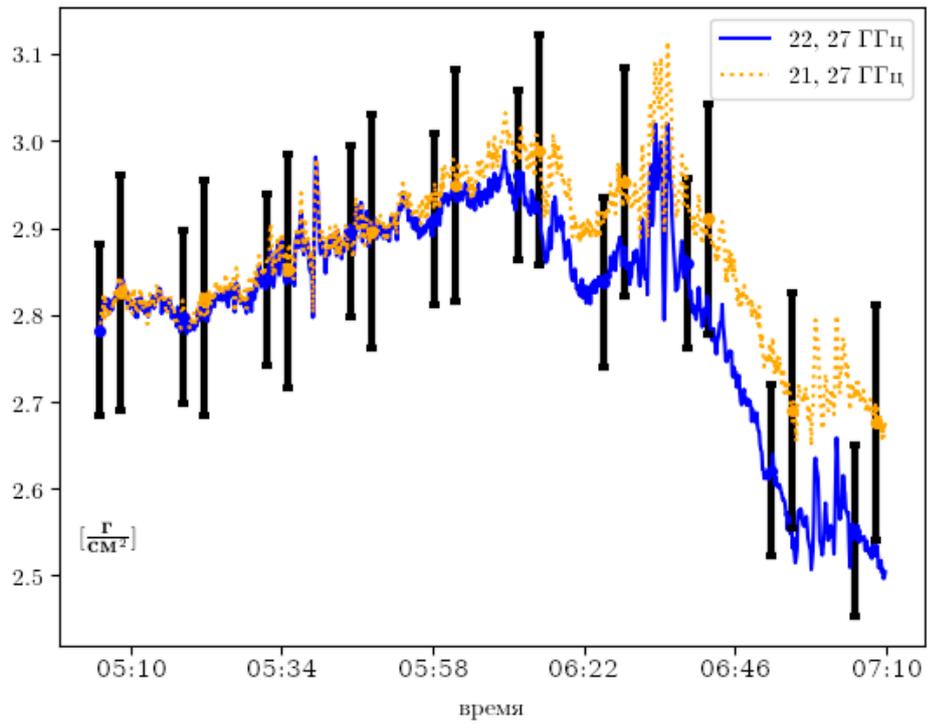
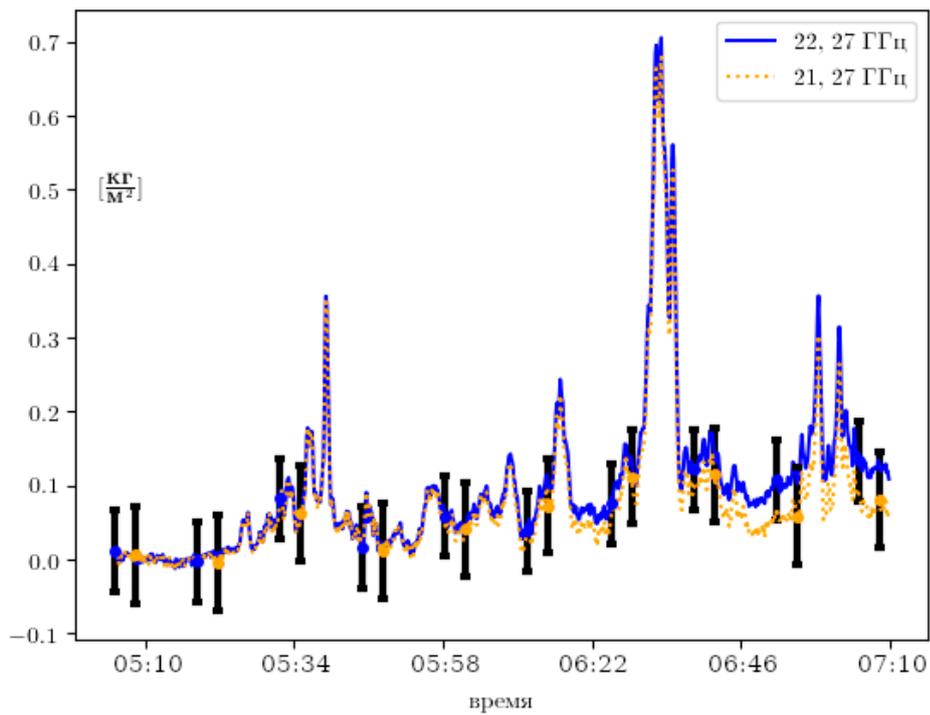
а) полная масса водяного пара Q б) водозапас облаков W

Рисунок 3.2 — Двухчастотный метод. Сплошная линия — $\nu_1 = 22$ ГГц, $\nu_2 = 27$ ГГц. Пунктирная линия — $\nu_1 = 21$ ГГц, $\nu_2 = 27$ ГГц

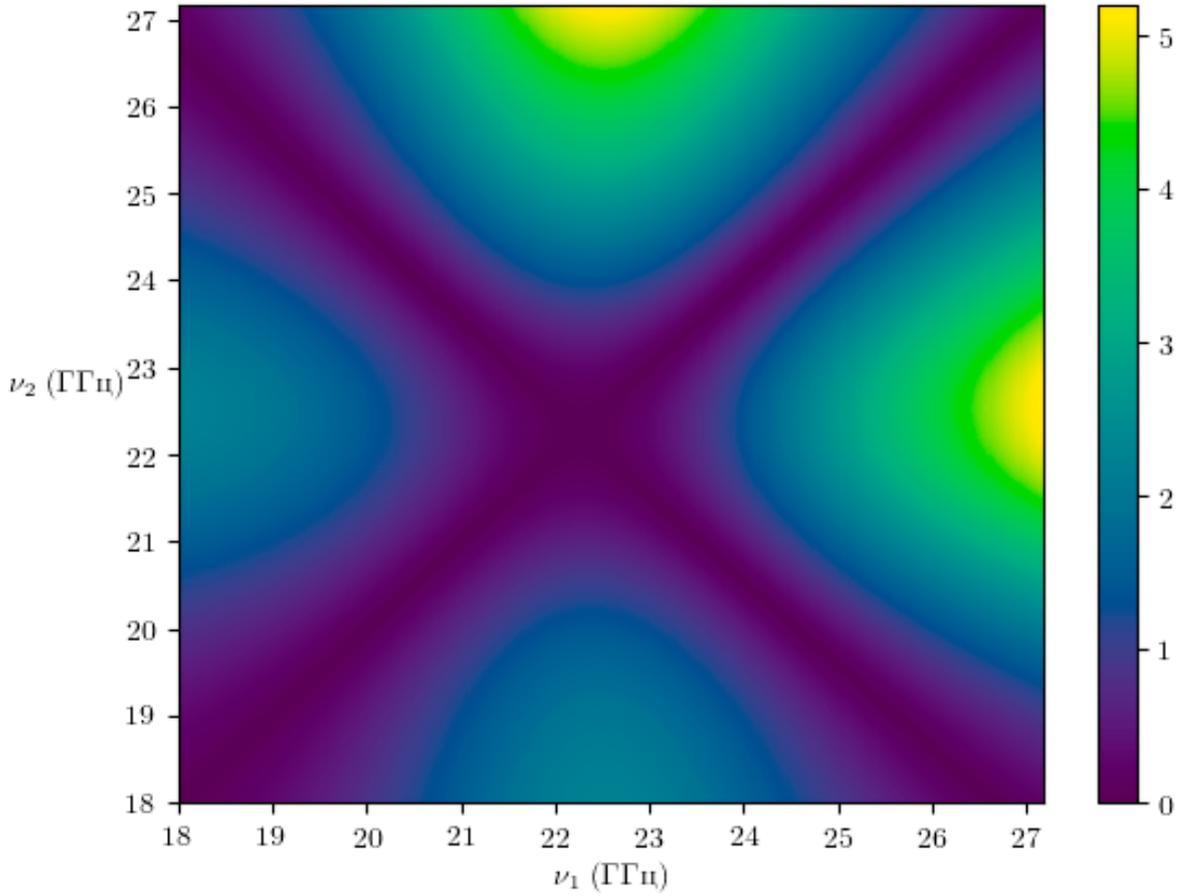


Рисунок 3.3 — Модуль определителя системы (3.4). Значения умножены на 10^3

Значения модуля определителя $\det(A_{\nu_1, \nu_2})$ системы (3.4) для всех ν_1 , ν_2 из рабочего диапазона частот 18–27.2 ГГц при условиях стандартной атмосферы и $t_w = -2^\circ\text{C}$ приведены на Рисунке 3.3. Результаты расчетов показывают, что при $22 < \nu_1 < 23$ и $26.5 < \nu_2 < 27.2$ ($\det(A_{\nu_1, \nu_2}) \sim 5 \cdot 10^{-3}$) относительные погрешности при определении значений интегральных параметров минимальны.

Рассмотрим теперь случай зондирования с орбиты Земли. Для упрощения записи выражений примем $\theta = 0$. Приведем следующие выражения в качестве аппроксимаций для яркостных температур восходящего $T^\uparrow(\nu)$ и нисходящего $T^\downarrow(\nu)$ излучения

$$T^\uparrow(\nu) = T_{\text{av}}^\uparrow(\nu) \cdot (1 - e^{-\gamma_*(\nu)}), \quad T^\downarrow(\nu) = T_{\text{av}}^\downarrow(\nu) \cdot (1 - e^{-\gamma_*(\nu)}), \quad (3.8)$$

где $\gamma_*(\nu)$ — коэффициент полного поглощения, $T^\uparrow(\nu)$ и $T^\downarrow(\nu)$ — средние эффективные (абсолютные) температуры для восходящего и нисходящего излучения атмосферы, соответственно.

Используя эти аппроксимации, перепишем (1.9). Заметим, что получившееся уравнение является квадратным относительно $e^{-\gamma_*(\nu)}$. Примем полное поглощение $\gamma_*(\nu)$ за неизвестную величину, тогда

$$\gamma_* = \ln \left(\frac{2 \cdot a}{-b + \sqrt{D}} \right), \quad (3.9)$$

где $a = (T_{\text{av}}^{\downarrow} - T_C) \cdot R$; $b = T_{\text{av}}^{\uparrow} - T_{\text{av}}^{\downarrow} \cdot R - T_s \cdot \varkappa$, а $D = b^2 - 4 \cdot a \cdot (T_b^{(\xi)} - T_{\text{av}}^{\uparrow})$. Здесь опущена частота ν .

Двухчастотный метод восстановления интегральных параметров влагосодержания Q и W по уходящему излучению системы «атмосфера – подстилающая поверхность» заключается в подстановке коэффициента $\gamma_*(\nu_k)$ из (3.9), рассчитанного на основе измеренной в некоторой подспутниковой точке ξ яркостной температуры $T_b^{(\xi)}$ с учетом оценок на модельные параметры $T_{\text{av}}^{\uparrow}(\nu_k)$, $T_{\text{av}}^{\downarrow}(\nu_k)$, T_s , $R(\nu_k)$ и $\varkappa(\nu_k)$, $k = 1, 2$, вместо $\gamma_e(\nu_k)$ в (3.4) и решении полученной системы линейных уравнений.

Таким образом, в реальном эксперименте для получения оценки на полное поглощение γ_e в зените необходимо в начале оценить средние эффективные температуры T_{av}^{\uparrow} и $T_{\text{av}}^{\downarrow}$, а также коэффициенты отражения R , излучения \varkappa и температуру T_s подстилающей поверхности. Погрешности, допущенные при оценке этих пяти параметров, ведут к ошибке в определении полного поглощения и поэтому влияют на точность восстановления Q и W . Также на точность восстановления интегральных параметров оказывают влияние ошибки расчета γ_O^* и k_p из-за расхождения между модельными профилями $T_*(h)$, $P_*(h)$, $\rho_*(h)$ и имеющими место в действительности. Дополнительное влияние оказывает погрешность, допущенная при оценке средней эффективной температуры наблюдаемой облачности t_w .

3.2 Использование многочастотных измерений

Если величина $T_m^{\downarrow}(\nu_j)$ измерена сразу в нескольких частотных каналах ν_j , $j = 1, \dots, N$ (многочастотный метод), то для расчета Q и W решим

следующую задачу минимизации

$$\text{RSS}(Q, W) = \sum_{j=1}^N (\gamma_e(\mathbf{v}_j) - f(\mathbf{v}_j, Q, W))^2 \rightarrow \min_{Q, W}, \quad (3.10)$$

где

$$f(\mathbf{v}_j, Q, W) = \gamma_O^*(\mathbf{v}_j) + k_p(\mathbf{v}_j) \cdot Q + k_w(\mathbf{v}_j, t_w) \cdot W.$$

Необходимо найти стационарные точки функции $\text{RSS}(Q, W)$ (Residual Sum of Squares), продифференцировав ее по неизвестным параметрам, приравняв производные к нулю и решив полученную систему уравнений (3.11) любым из доступных способов (метод наименьших квадратов)

$$\begin{aligned} \sum_{j=1}^N (\gamma_e(\mathbf{v}_j) - f(\mathbf{v}_j, Q, W)) \frac{\partial f(\mathbf{v}_j, Q, W)}{\partial Q} &= 0, \\ \sum_{j=1}^N (\gamma_e(\mathbf{v}_j) - f(\mathbf{v}_j, Q, W)) \frac{\partial f(\mathbf{v}_j, Q, W)}{\partial W} &= 0. \end{aligned} \quad (3.11)$$

Рассмотрим искомые интегральные параметры Q и W как косвенно измеряемые величины, на погрешность измерения которых оказывают влияние ошибки в оценках на средние эффективные температуры $T_{av}^v = T_{av}^*(\mathbf{v})$ и t_w , а также ошибки при измерении (и калибровке) спектров яркостной температуры $T_m^v = T_m^\downarrow(\mathbf{v})$. Таким образом, например, $t_w = \bar{t}_w + \Delta t_w$, где \bar{t}_w – среднее значение, а Δt_w – случайная ошибка. Для упрощения будем считать, что $T_m^v = \bar{T}_m^v + \Delta T_m$, а $T_{av}^v = \bar{T}_{av}^v + \Delta T_{av}$, т.е., что случайные ошибки ΔT_m и ΔT_{av} не зависят от частоты. Заметим, что под ΔT_m здесь понимается именно ошибка измерения уровня яркостной температуры, а не ее флуктуация. Аналогично можем записать для искомым параметров $Q = \bar{Q} + \Delta Q$ и $W = \bar{W} + \Delta W$. Средние значения \bar{Q} и \bar{W} для ряда типов облачности [53] представлены в Таблице 8.

Если известны средние значения \bar{Q} и \bar{W} , то максимально возможные ΔQ и ΔW найдем по методу оценки максимальных погрешностей

$$\Delta Q = \pm \bar{Q} \cdot \sqrt{A + B + C}, \quad (3.12)$$

где

$$A = \sum_{j=1}^N \left(\left. \frac{\partial \ln Q}{\partial T_m^\downarrow(\mathbf{v}_j)} \right|_{\star} \Delta T_m^\downarrow \right)^2, \quad B = \sum_{j=1}^N \left(\left. \frac{\partial \ln Q}{\partial T_{av}^*(\mathbf{v}_j)} \right|_{\star} \Delta T_{av}^* \right)^2,$$

$$C = \left(\frac{\partial \ln Q}{\partial t_w} \Big|_{\star} \Delta t_w \right)^2.$$

Для ΔW аналогично (3.12). Здесь Q , W – общее решение задачи (3.10) относительно параметров T_m^\downarrow , T_{av}^* и t_w , а также T_0^* , P_0^* и ρ_0^* . Символом \star обозначается список выбранных числовых значений этих параметров, подставляемых в общее решение.

Таблица 8 – Усредненные интегральные параметры \bar{Q} и \bar{W} ряда форм облаков

	St, Sc Теплое полугодие	St, Sc Холодное полугодие	Ac	As	Cu hum	Cu med	Cu cong
\bar{Q} , г/см ²	1.44	0.66	1.38	1.44	1.71	1.99	2.28
\bar{W} , кг/м ²	0.1	0.08	0.06	0.3	0.15	0.52	4.7

Таблица 9 – Модули величин максимальных погрешностей ΔQ и ΔW при $\Delta T_m^\downarrow = \pm 3$ К, $T_{av}^* = 0 \pm 5^\circ\text{C}$ и $t_w = -2 \pm 5^\circ\text{C}$ в различных условиях облачности

Условия	\bar{Q} , г/см ²	\bar{W} , кг/м ²	$\gamma_*(22.2)$, нп	$\gamma_*(27.2)$, нп	$ \Delta Q $, г/см ²	$ \Delta W $, кг/м ²
(1)	1.58	0.01	0.14	0.07	0.08	0.03
(2)	1.71	0.15	0.17	0.10	0.09	0.04
(3)	1.99	0.52	0.23	0.17	0.10	0.08
(4)	2.28	4.70	0.73	0.87	0.17	0.71

В Таблице 9 представлен анализ максимальных погрешностей ΔQ и ΔW в диапазоне частот ν от 18 до 27.2 ГГц (шаг по ν составляет 0.2 ГГц) при $T_0 = 15^\circ\text{C}$, $P_0 = 1013$ мбар, $\rho_0 = 7.5$ г/м³ для различных условий облачности: 1 – отсутствие облачности; 2 – облака cumulus humilis, слабо развитые по вертикали; 3 – кучевые облака cumulus mediocris; 4 – мощные кучевые облака cumulus congestus, сильно развитые по вертикали. Ошибка измерения яркостной температуры принята равной ± 3 К вне зависимости от частоты. При этом оценка на $T_{av}^* = 0 \pm 5^\circ\text{C}$, а $t_w = -2 \pm 5^\circ\text{C}$. Для справки приведены оптические толщины атмосферы (модельные коэффициенты полного поглощения в зените) на частотах 22.2 и 27.2 ГГц –

$\gamma_*(22.2)$ и $\gamma_*(27.2)$, соответственно. Из Таблицы 9 видно, что при увеличении средних значений \bar{Q} и \bar{W} и, следовательно, оптической толщины γ_* , растут и погрешности определения полной массы водяного пара ΔQ и водозапаса ΔW . При очень больших \bar{W} , например, 8-9 кг/м² ($\gamma_*(27.2) \sim 1.5$), погрешность определения водозапаса ΔW составит уже 1.2-1.4 кг/м². Этим определяются границы применимости многочастотного метода при зондировании с наземных пунктов наблюдения.

3.3 Устойчивость методов к естественной изменчивости высотных профилей метеорологических параметров

Воспользуемся имеющимися сеансами радиозондовых (р/з) измерений [79] для исследования методической ошибки радиометрического восстановления полной массы водяного пара Q , связанной с неточным знанием высотных профилей температуры, давления и влажности воздуха в ходе решения обратной задачи. Для этого сначала решим прямую задачу и произведем расчет спектров яркостной температуры по известным р/з профилям метеорологических параметров согласно (1.7). При моделировании яркостной температуры водность $w(h)$ будем считать равной нулю при любых h . На Рисунке 3.4 изображены профили абсолютной влажности (а) и термодинамической температуры (б) воздуха для высот до 20 км, измеренные радиозондом 24 августа 2019 г. в первой половине дня (сплошная линия). Пунктирными линиями показаны приближенные стандартные профили, «скорректированные» на значения ρ_0^* и T_0^* , соответственно.

Полученные модельные спектры яркостной температуры используем теперь для решения обратной задачи с помощью как двух-, так и многочастотного подходов. Следуя методике, изложенной в предыдущем разделе, для каждого сеанса радиозондовых измерений вычислим оценки на среднюю абсолютную температуру $T_{av}^*(\nu)$, коэффициент поглощения в кислороде $\gamma_O^*(\nu)$ и полное поглощение в атмосфере $\gamma_e(\nu)$ при известных T_0^* , P_0^* , ρ_0^* и $T_m^\downarrow(\nu)$. Эффективную температуру слоя облачности примем равной -2°C . Выполним также перерасчет значений весовых функций $k_p(\nu)$ и $k_w(\nu, t_w)$.

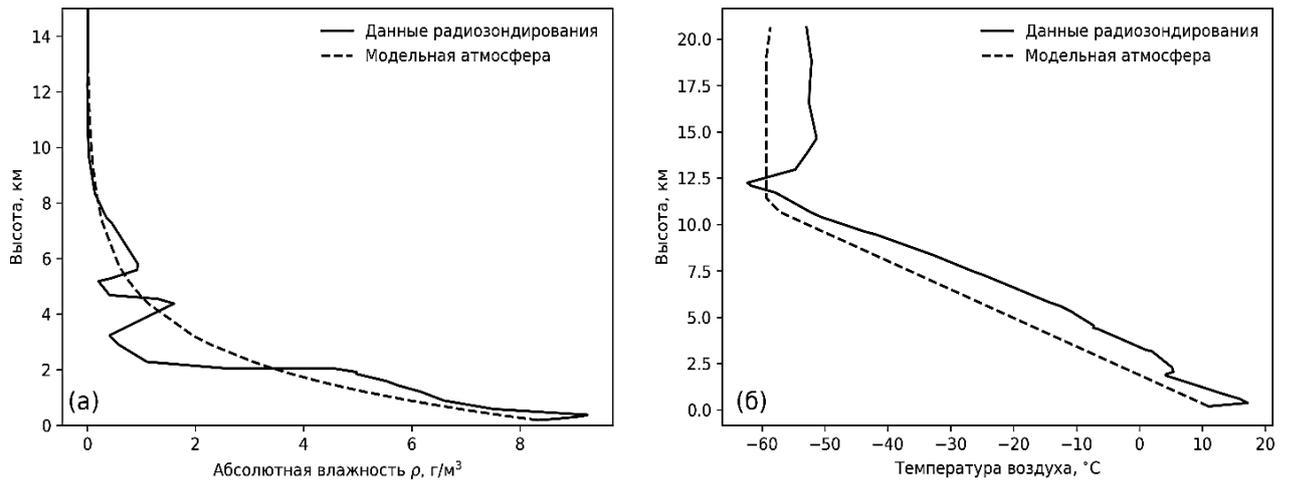


Рисунок 3.4 — Сеанс от 24 августа 2019 г. Сплошными линиями изображены измеренные радиозондом высотные профили абсолютной влажности (а) и температуры (б) воздуха. Пунктирной линией показаны соответствующие профили для стандартной атмосферы, скорректированные на приповерхностные значения метеопараметров

Для восстановления интегральных параметров с помощью двухчастотного метода зафиксируем комбинацию частот 22.2 и 27.2 ГГц (метод 1). При расчете Q и W многочастотным методом (метод 2) будем использовать 47 значений яркостной температуры из диапазона ν от 18 до 27.2 ГГц с шагом по частоте $\Delta\nu = 0.2$ ГГц. Восстановленные таким образом для различных сеансов радиозондовых измерений значения Q сравним со значениями полной массы водяного пара Q^* , рассчитанными прямым интегрированием измеренного радиозондом профиля абсолютной влажности по высоте. Также сравним восстановленные значения Q со значениями Q_{std} , полученными интегрированием $\rho_*(h)$ по h , где $\rho_*(h)$ — это стандартный профиль абсолютной влажности $\rho(h)$ после коррекции на значение ρ_0^* .

Из Рисунка 3.5 можно видеть, что многочастотный метод оказывается довольно устойчивым к естественной изменчивости реальных высотных профилей термодинамической температуры, атмосферного давления и абсолютной влажности воздуха. Восстановленные с помощью этого метода значения полной массы водяного пара Q заведомо точнее оценки Q_{std} (опровержение нулевой гипотезы). К примеру, для $Q^* = 1$ г/см² (размах $\Delta Q^* = 0.1$ г/см², стандартное отклонение $\sigma(Q^*) = 0.03$ на 100 измерений) размах восстановленных значений ΔQ составляет 0.41 г/см² при доверительном интервале среднего значения $\delta Q = \pm\sigma(Q) \cdot 100^{-0.5} \cdot 2.58 = \pm 0.02$ г/см², где

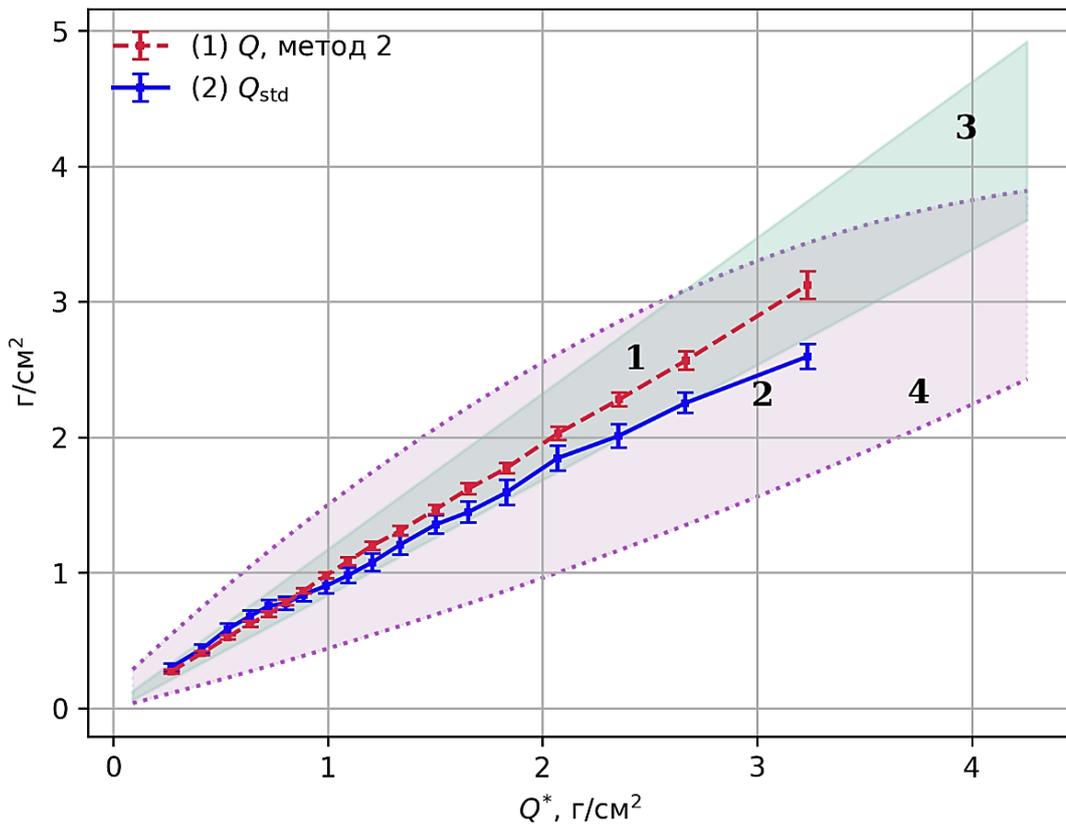


Рисунок 3.5 — По оси Ox отложены значения Q^* , рассчитанные прямым интегрированием измеренного радиозондом высотного профиля абсолютной влажности. Кривая 1 – средние при данных Q^* значения Q , восстановленные многочастотным методом. Кривая 2 – средние при данных Q^* значения Q_{std} , полученные интегрированием стандартного распределения абсолютной влажности (скорректированного на ρ_0^*). Для кривых 1 и 2 показаны доверительные интервалы среднего значения (на 100 измерений). Области 3 и 4 отражают соответствующий размах по Q и Q_{std}

$\sigma(Q) = 0.09$ (на те же 100 измерений), тогда как размах $\Delta Q_{\text{std}} = 0.9$ г/см², а доверительный интервал $\delta Q_{\text{std}} = \pm 0.05$ г/см² при $\sigma(Q_{\text{std}}) = 0.21$. При увеличении Q^* ситуация аналогичная, таким образом, $\delta Q \leq \delta Q_{\text{std}}$ и ΔQ всегда меньше ΔQ_{std} . В то же время ошибка восстановления интегрального водозапаса облаков ($W^* \equiv 0$) при $Q^* \sim 1$ г/см² не превышает $\Delta W < 0.03$ кг/м², при $Q^* \sim 2$ г/см² не превосходит $\Delta W < 0.06$ кг/м², а при $Q^* \sim 3$ г/см² остается в пределах $\Delta W < 0.1$ кг/м².

При восстановлении Q и W с помощью двухчастотного метода были получены схожие результаты с той разницей, что размах $\Delta Q(Q^*)$ оказался всего на $\sim 3\%$ шире, чем соответствующий размах при рассмотрении многочастотного метода.

Глава 4. СВЧ-радиометрическое зондирование облачной атмосферы из космоса

В настоящее время границы применимости двухчастотного метода при решении обратной задачи восстановления интегральных параметров влаго- и водосодержания атмосферы в заданной подспутниковой точке определяются преимущественно выбором пары частот и оптической толщиной γ_*^v наблюдаемой атмосферы, которая, по довольно грубой оценке, должна быть не более чем ~ 1.5 нп (при бóльших значениях поглощения точность двухчастотного метода значительно ухудшается). Погрешность измерения яркостной температуры уходящего излучения при этом должна быть минимальной, что, однако, не является проблемой для современной аппаратуры с уровнем флуктуационной чувствительности меньше десятых долей градуса [72]. Проведение модельного расчета по методу максимальных погрешностей, изложенному в разделе 3.3, например, показывает, что при использовании комбинации частотных каналов 22.2 и 36 ГГц, на уровне атмосферного поглощения $\gamma_*^{36} = 0.7$ нп (около 3 дБ) в последнем, даже при значительных ошибках, допущенных в таких модельных параметрах как средняя абсолютная температура атмосферы T_{av} ($\pm 10^\circ\text{C}$) и эффективная температура слоя облачности t_w ($\pm 5^\circ\text{C}$), двухчастотный метод позволяет оценить Q и W в пределах 15% точности, если яркостная температура в этих каналах измерена с минимальной погрешностью. Это подтверждает результаты, полученные в [88]. Предполагая, что температура воздуха, давление и водяной пар в атмосфере распределены по высоте стандартным образом, оптическая толщина 0.7 нп на частоте 36 ГГц будет соответствовать величине водозапаса около 1.95 кг/м^2 . Согласно (1.53) и данным, приведенным в Таблице 3, для кучевого облака с таким водозапасом его высота составит в среднем ~ 3.2 км. Такие характеристики имеют мощные, развитые по вертикали облака *Cu cong*, достигающие в диаметре до 3 км и более.

При дистанционном зондировании атмосферы с поверхности Земли обычно элемент пространственного разрешения СВЧ-радиометра намного меньше размера облака. Однако действующие спутниковые радиометры в диапазоне длин волн 0.3-4.5 см обладают [38; 41; 42] пространственным разрешением от 5 до 60 км (в зависимости от длины волны), что

значительно больше горизонтальных размеров облаков кучевого типа, основных переносчиков воды в ее жидкокапельной фазе, в т.ч. даже больше горизонтальных размеров *Cu cong.* Из-за нелинейности взаимосвязи яркостной температуры с водностью и термодинамической температурой облаков «усреднение» их собственного излучения в элементе разрешения антенны СВЧ-радиометра и, как следствие, потеря информации о характере их пространственного распределения должны приводить к систематическим для случая разрывной облачности ошибкам восстановления средних по площади элемента разрешения интегральных величин Q и W .

4.1 О пространственном распределении кучевых облаков

Для оценки влияния характера пространственного распределения кучевых облаков в поле зрения антенны спутникового СВЧ-радиометра на точность восстановления усредненных по этому полю зрения интегральных параметров влагосодержания Q и W вначале необходимо выяснить, что понимается под «характером» распределения и каким оно может быть в принципе. Действительно, формирование облачных масс, их перемещение и динамика в целом – в известной степени случайный процесс, однако сбор статистики о размерах кучевых облаков над обширными (от 250 кв. км) территориями и акваториями всё же позволяет выявить довольно четкие закономерности. Одной из известных работ здесь является [89]. Основываясь на результатах обработки накопленной базы стереоскопических фотографий облачности в районе полуострова Флорида, США, автор (В.Г. Планк) заключает, что количественное распределение облаков по их эквивалентным, или эффективным диаметрам может быть описано кумулятивно и вводит соответствующую модель

$$N(D) = K \cdot e^{-\alpha D}, \quad D_{\min} < D < D_{\max}, \quad (4.1)$$

где D – эквивалентный диаметр облака (км), N – количество облаков с диаметрами в интервале от D до $D + dD$ (км⁻¹), D_{\min} и D_{\max} – минимальный и максимальный диаметры облаков в ансамбле (км), K – нормировочный

коэффициент (км^{-1}), α – параметр, зависящий от времени суток и различных локальных климатических условий (км^{-1}).

Таким образом, общее количество облаков n_t в ансамбле может быть найдено как

$$n_t = \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} N \, dD = \frac{K}{\alpha} (e^{-\alpha D_{\min}} - e^{-\alpha D_{\max}}). \quad (4.2)$$

Пусть $n_t^*(D_i, \varepsilon) = K \cdot \alpha^{-1} \cdot \exp(-\alpha D_i) \cdot (1 - \exp(\alpha \varepsilon))$, тогда n_t представимо в виде

$$n_t = \sum_{D_i \geq D_{\min}}^{D_i < D_{\max}} n_t^*(D_i, \varepsilon), \quad (4.3)$$

где D_i выбирается из полуоткрытого интервала $[D_{\min}, D_{\max})$ с некоторым предустановленным шагом ε .

Найдем суммарную площадь облаков S_T (км^2)

$$S_T = \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} \frac{\pi D^2}{4} N \, dD = \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} \frac{\pi K D^2}{4} e^{-\alpha D} \, dD. \quad (4.4)$$

Можно показать, что

$$S_T = \frac{\pi K \chi}{2\alpha^3}, \quad (4.5)$$

где (в предположении $\alpha D_{\min} \rightarrow 0$)

$$\chi \simeq 1 - e^{-\alpha D_{\max}} \left[\frac{(\alpha D_{\max})^2}{2} + \alpha D_{\max} + 1 \right].$$

Параметры S_T и K оказываются взаимосвязанными. Пусть A – общая площадь некоторой области атмосферы с облачностью, а $S_T = p \cdot A$, где p – доля неба, покрытого облаками, $0 \leq p \leq 1$. Тогда (4.4) можно переписать в виде

$$K = \frac{2\alpha^3 p \cdot A}{\pi \chi}. \quad (4.6)$$

Заметим, что аналогично n_t параметр S_T представим в виде

$$S_T = \sum_{D_i \geq D_{\min}}^{D_i < D_{\max}} S_T^*(D_i, \varepsilon). \quad (4.7)$$

Анализ накопленной базы снимков позволил также выявить взаимосвязь между эквивалентным диаметром облака D и его мощностью

(вертикальной протяженностью) H в км

$$H = \eta \cdot D \cdot \left(\frac{D}{D_{\max}} \right)^{\beta}, \quad (4.8)$$

где η и β – безразмерные параметры, зависящие от текущих погодных условий. Эти параметры в некотором смысле отражают динамику восходящих потоков воздушных масс, которая, вообще говоря, может быть очень разной. Согласно [89], параметры η и β колеблются в довольно широких интервалах значений: от 0.53 до 1.3 и от -0.44 до 0.56, соответственно.

Таблица 10 – Параметры облачных полей

Код	α , км	D_{\max} , км	D_{\min} , км	η , безразм.	β , безразм.	H_{\min} , км	p , %
T1	9.07	0.805	0.015	0.89	0.0	0.671	6.2
T2	4.412	1.126	0.015	0.97	0.0	0.701	18
T3	2.361	2.092	0.015	0.93	-0.1	0.823	26.2
T4	2.703	2.094	0.023	0.8	0.0	0.914	30.9
T5	2.051	2.574	0.023	0.85	-0.13	1.113	34.9
T6	1.398	3.376	0.030	0.93	-0.1	1.067	47.7
T7	1.350	3.733	0.046	1.2	0.0	1.250	30.9
T8	1.485	4.020	0.061	1.2	0.4	1.372	18.5
T9	2.485	2.656	0.046	1.3	0.3	1.402	7.2
L1	3.853	1.448	0.015	0.98	0.0	0.549	42.1
L2	1.411	4.026	0.023	0.93	0.3	1.219	64.2
L3	1.485	4.020	0.030	0.76	-0.3	1.372	29

В конечном счете вместе с другими модельными параметрами, такими как α , D_{\min} , D_{\max} и S_T , параметры η и β фактически определяют «характер» распределения облачности в некоторой области атмосферы. В Таблице 10 приведены конкретные числовые значения указанных параметров, соответствующие некоторым показательным случаям из [89]. Здесь H_{\min} – нижняя граница облаков.

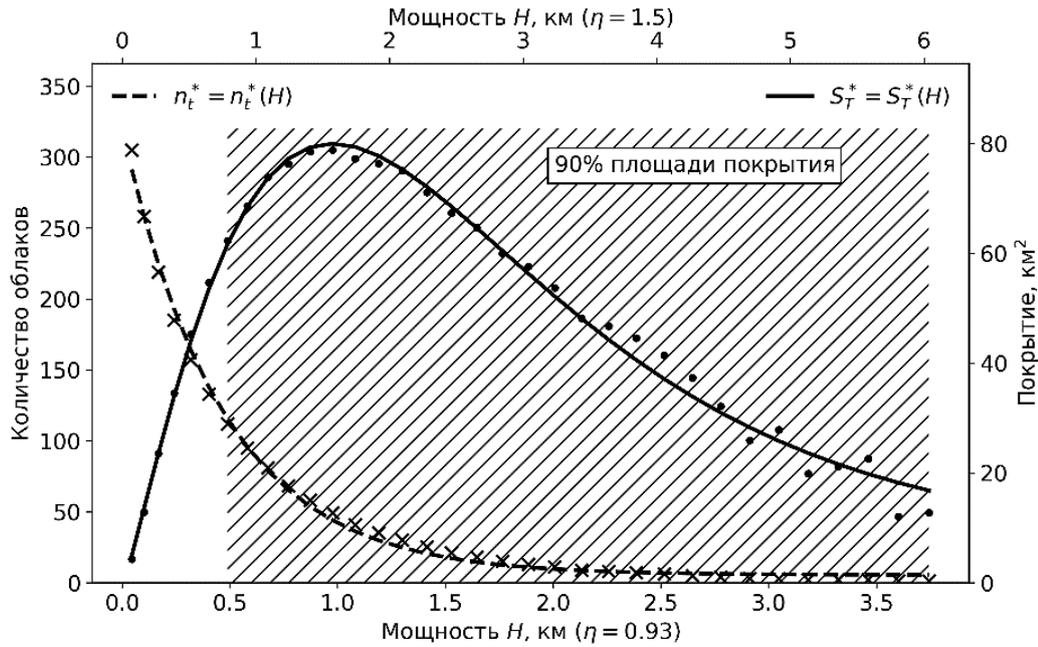
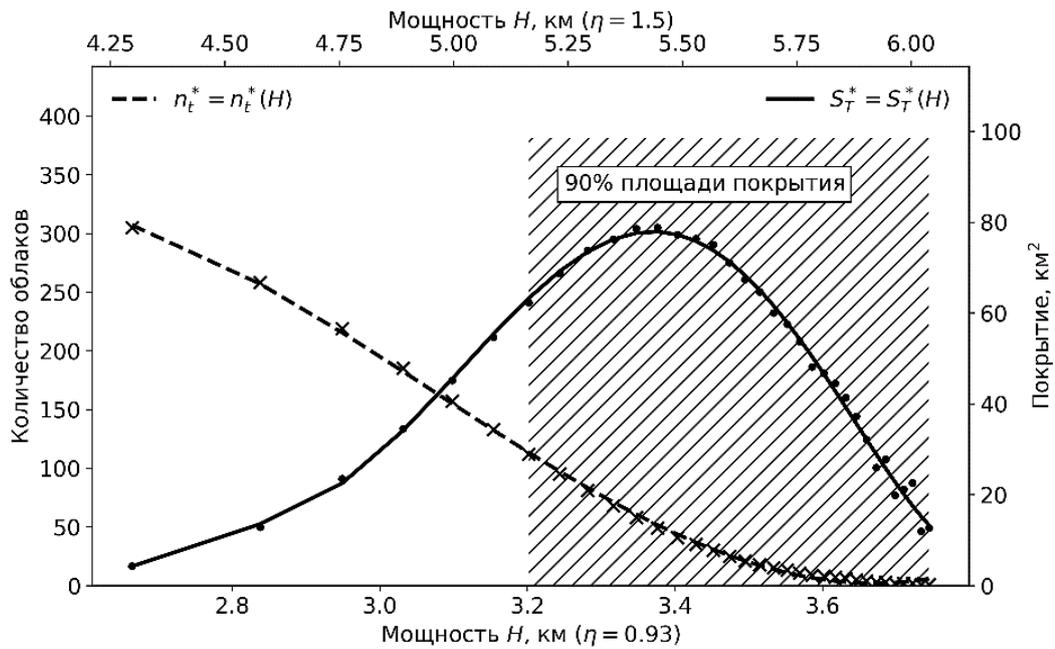
а) $\beta = 0.3$ б) $\beta = -0.9$

Рисунок 4.1 — Случай «L2» и его модификации. Количественное распределение облаков по их вертикальной протяженности (шкала слева) и вклад облаков различной вертикальной протяженности в суммарную площадь покрытия облаками неба (шкала справа)

Рассмотрим область 50×50 км, т.е. площадь $A = 2500$ кв. км (без учета кривизны поверхности). Из Таблицы 10 выберем случай «L2» с $\alpha = 1.411$, $p \approx 0.65$ и, следуя (4.6), найдем соответствующее выбранному A значение нормировочного коэффициента K . Далее, начиная с $D_i = D_{\max} = 4.026$ км будем двигаться в сторону D_{\min} с шагом, например, $\varepsilon = (D_{\max} - D_{\min})/2^5$. Таким образом, найдем $n_t^*(D_i, \varepsilon)$ и $S_T^*(D_i, \varepsilon)$ для всех возможных i . Полученные значения n_t^* округлим до целых. Проверим, что полученное в результате расчета по (4.3) количество n_t примерно соответствует (4.2). Также проверим, что величина S_T , полученная в результате (4.7) соответствует (4.5).

Поскольку при $D > 0$ и при фиксированных $\eta > 0$, $\beta > -1$ выражение (4.8) есть взаимно однозначное соответствие между D и H , для большей наглядности представим найденные n_t^* и S_T^* в зависимости именно от H , то есть для выбранного ε обозначим $n_t^* = n_t^*(H)$ и $S_T^* = S_T^*(H)$. На Рисунке 4.1 зависимости $n_t^*(H)$ (шкала слева) и $S_T^*(H)$ (шкала справа) приведены для случая «L2» и нескольких его модификаций: 1) $\eta = 0.93$, $\beta = 0.3$ – Рисунок 4.1-а, соответствующие значения H указаны снизу; 2) $\eta = 1.5$, $\beta = 0.3$ – Рисунок 4.1-а, соотв. значения H приведены сверху; 3) $\eta = 0.93$, $\beta = -0.9$ – Рисунок 4.1-б, значения H приведены снизу; 4) $\eta = 1.5$, $\beta = -0.9$ – Рисунок 4.1-б, значения H указаны сверху.

4.2 Уходящее излучение разорванных облачных полей

Зададим трехмерную расчетную область $Oxyz$ с сеткой $I \times J \times K = 300 \times 300 \times 100$ узлов, имитирующую область атмосферы площадью 50×50 км (в проекции на плоскость Oxy) и высотой 20 км (по оси Oz), соответственно. Восстановим распределение «L2» в 3D. Форму облаков будем считать цилиндрической. Положение облака будем задавать координатами центра его нижнего основания (x_c, y_c, z_c) , при этом x_c и y_c будем выбирать случайно и таким образом, чтобы основания цилиндров не имели пересечений, а z_c установим равным H_{\min} (случай многослойной облачности для упрощения не рассматривается). Шаг ε свяжем с подробностью имеющейся расчетной сетки, $\varepsilon = (D_{\max} - D_{\min})/r$. При этом $r = \sqrt{i_m^2 + j_m^2}$, где i_m и j_m – число узлов

сетки, приходящихся на расстояние D_{\max} в километрах по направлениям Ox и Oy , соответственно.

Высотный профиль водности внутри отдельного облака будем аппроксимировать согласно модели Мазина (1.52), предполагая, что интегральный водозапас облака связан с его мощностью как (1.53). В свою очередь, связь мощности и эффективного диаметра задается уравнением (4.8). Пусть для каждого D_i найдено количество $n_i^*(D_i, \varepsilon)$ облаков данного диаметра и каждому такому облаку присвоено подходящее случайное расположение $(x_c, y_c, z_c = H_{\min})$ внутри моделируемой области атмосферы. Определим в каждой точке плоскости Oxy профиль водности $w(h)$ такой, что $w(h) = w_*((h - H_{\min})/H_c)$, если h попадает внутрь какого-либо облака с мощностью H_c , и $w(h) = 0$, если h лежит вне слоя облачности. Другими словами, примем, что вне облаков водность равна нулю. Высотные распределения метеорологических параметров $T(h)$, $P(h)$ и $\rho(h)$ в моделируемой области зададим в соответствии с моделью среднегодовой глобальной стандартной атмосферы [62]. В качестве подстилающей рассмотрим гладкую водную поверхность при температуре 15°C с нулевой соленостью воды.

Для решения прямой задачи расчета яркостной температуры $T_b^{ij}(\nu)$, $i \in I$, $j \in J$, уходящего в направлении зенита излучения моделируемой области атмосферы достаточно в каждой подспутниковой точке ξ^{ij} из Oxy воспользоваться выражением (1.9), подставляя в него соответствующие вертикальные профили метеопараметров и полагая $\theta = 0$. Для ненулевых углов θ , ввиду как горизонтальной, так и вертикальной неоднородности рассматриваемых облачных полей, вычисление интегралов для нисходящего излучения (1.7), восходящего излучения (1.8) и полного поглощения (1.5) следует проводить вдоль некоторой наклонной траектории, выбранной из пучка прямых, проходящих через рассматриваемую подспутниковую точку $\xi^{ij} \subset Oxy$ и соответствующих заданному значению $\theta > 0$, с учетом увеличенной длины пути.

При получении «карты» яркостных температур $T_b^{ij}(\nu, \theta)$, представленной на Рисунке 4.2, для каждой подспутниковой точки ξ^{ij} из Oxy в качестве такой траектории выбиралась прямая, параллельная плоскости Oyz и образующая угол $90^\circ - \theta$ с положительным направлением горизонтальной оси Oy , при этом $\theta = 51^\circ$.

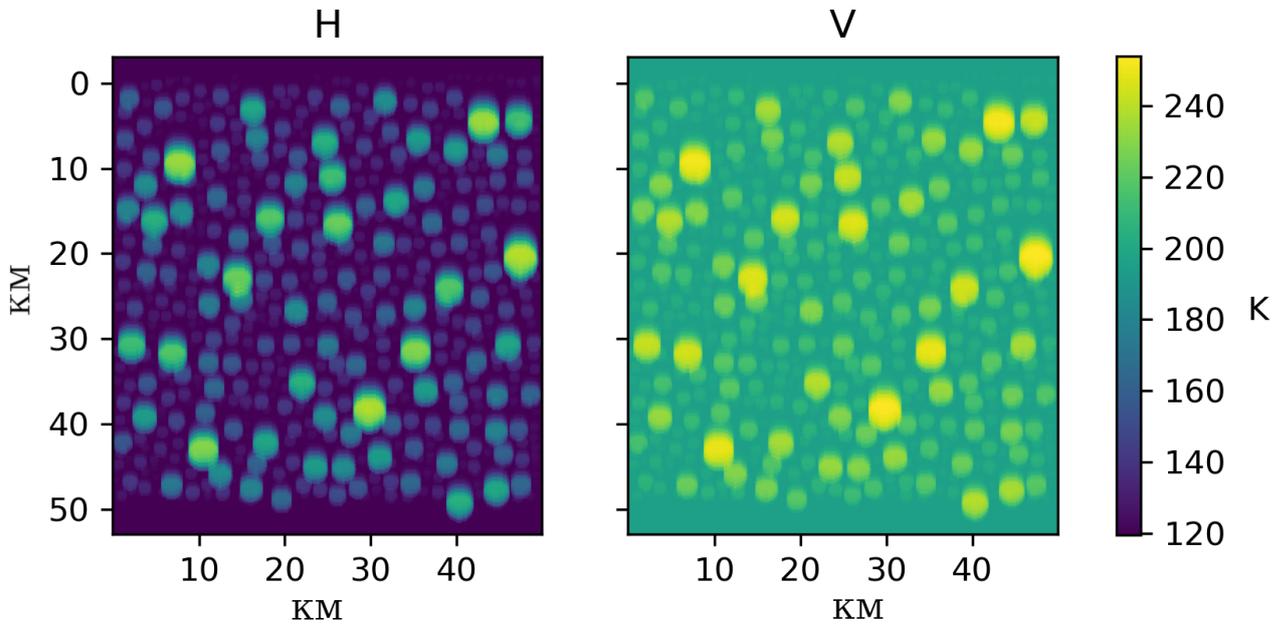


Рисунок 4.2 — Яркостная температура уходящего в направлении зенитного угла $\theta = 51^\circ$ излучения рассматриваемой области атмосферы с гладкой водной поверхностью при температуре 15°C в качестве подстилающей, стандартными высотными профилями метеопараметров и добавленной облачностью типа «L2». Частота $\nu = 36$ ГГц, (H) – горизонтальная поляризация, (V) – вертикальная поляризация

Далее ограничимся рассмотрением случая $\theta = 0$, т.е. строго вертикального зондирования с космического аппарата. Согласно введенной ранее расчетной сетке на каждый узел i или j приходится расстояние в $0.16(6)$ км по направлениям Ox или Oy , соответственно. Заметим, что в таком случае при пролете космического аппарата над некоторой заданной точкой ξ^{ij} спутниковый радиометр с элементом разрешения размером $m \times m = 5 \times 5$, 10×10 км (или более) будет регистрировать яркостную температуру $T_b^{ij}(\nu)$, полученную не строго «из» точки ξ^{ij} , а как некую усредненную по области $m \times m$ характеристику, причем центром этой области будет являться точка ξ^{ij} . Таким образом, если предварительно для каждого $i \in I$, $j \in J$, аналогично Рисунку 4.2, величина яркостной температуры $T_b^{ij}(\nu)$ получена без учета элемента разрешения, то введение элемента разрешения размером $n \times n$ узлов ($m \times m = 6n \times 6n$) равносильно применению к уже рассчитанной дискретной карте $T_b^{ij}(\nu)$ операции свертки (*) с некоторым ядром $\Omega^{n \times n}$ (при этом ядро свертки не может выходить за границы карты). Поскольку диаграмма направленности антенны радиометра обладает относительно широким главным лепестком, в первом приближении можно принять, что

$\Omega^{n \times n}$ – обычное окно усреднения. С другой стороны, в компонентах матрицы $\Omega^{n \times n}$ могут быть отражены и более тонкие характерные особенности формы главного лепестка, а также боковые лепестки.

Вернемся к разбору случая «L2» и его модификаций. Наряду с картами яркостных температур $T_b^{ij}(\nu)$ и полного поглощения $\gamma_{\text{ист}}^{ij}(\nu)$ (по 300×300 точек), рассчитанных для $\theta = 0$, путем прямого интегрирования ранее заданных высотных распределений абсолютной влажности $\rho(h)$ и водности $w(h)$ в моделируемой области атмосферы по вертикали получим массивы $Q_{\text{ист}}^{ij}$ и $W_{\text{ист}}^{ij}$, соответственно, также по 300×300 точек в каждом. Отметим, что поскольку профиль $\rho(h)$ одинаковый для всех точек ξ^{ij} и соответствует стандартному [62], то $Q_{\text{ист}}^{ij} \equiv 1.575 \text{ г/см}^2$. Рассмотрим элемент разрешения $n \times n$ узлов. Результат свертки карты $T_b^{ij}(\nu)$ с ядром усреднения $\Omega^{n \times n}$ обозначим как $T_b^\ell(\nu)$, $\ell = 1, \dots, (I - n) \cdot (J - n)$. Аналогично, $\gamma_{\text{ист}}^\ell(\nu) = \gamma_{\text{ист}}^{ij}(\nu) * \Omega^{n \times n}$, $Q_{\text{ист}}^\ell = Q_{\text{ист}}^{ij} * \Omega^{n \times n}$, а $W_{\text{ист}}^\ell = W_{\text{ист}}^{ij} * \Omega^{n \times n}$.

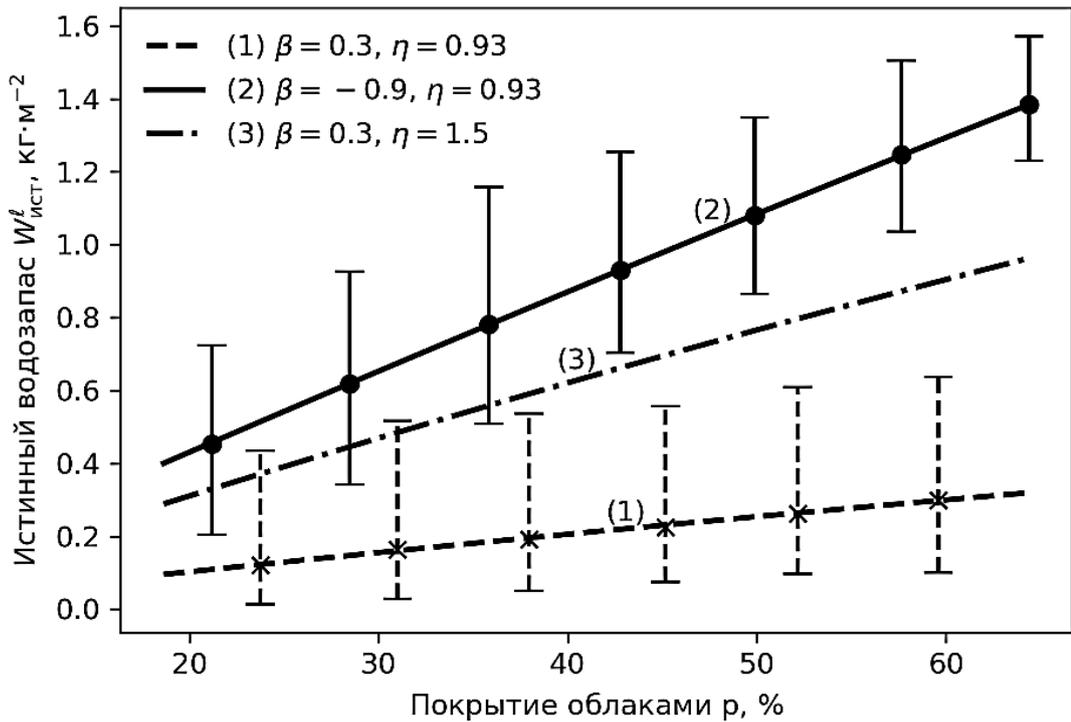


Рисунок 4.3 — Случай «L2» и его модификации. Элемент разрешения 10×10 км (60×60 узлов). Колебания истинного водозапаса $W_{\text{ист}}^\ell$ при различных η и β в зависимости от покрытия p в %

Таким образом, величины $T_b^\ell(\nu)$, $\gamma_{\text{ист}}^\ell(\nu)$ и $W_{\text{ист}}^\ell$ оказываются зависимыми от характера пространственного распределения облаков в моделируемой области в целом (от параметров α , β , η , p и др.), от размеров используемого элемента разрешения $n \times n$, а также от текущего положения ℓ самого

спутника. В то же время средние $T_b^{\text{cp}}(\nu) = \langle T_b^\ell(\nu) \rangle_\ell$, $W_{\text{ист}}^{\text{cp}} = \langle W_{\text{ист}}^\ell \rangle_\ell$, максимальные и минимальные (по всем возможным положениям окна $\Omega^{n \times n}$) значения этих величин от положения спутника ℓ уже не зависят. На Рисунке 4.3 для элемента разрешения размером 10×10 км ($n \times n = 60 \times 60$ узлов) рассмотрена зависимость $W_{\text{ист}}^{\text{cp}}$ от параметра p в % при различных η и β , причем α и другие модельные параметры не варьируются и выбираются в соответствии с пунктом «L2» из Таблицы 10. Доверительные интервалы отражают размах по $W_{\text{ист}}^\ell$ при данном p .

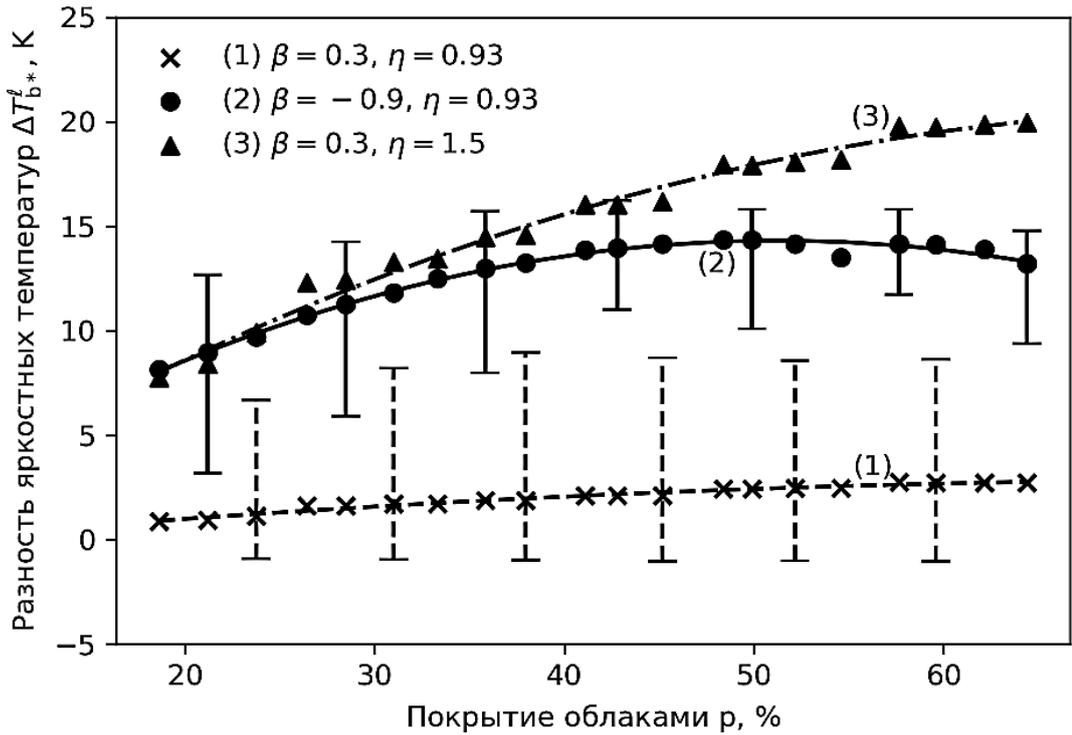


Рисунок 4.4 — Разность яркостных температур ΔT_{b*}^ℓ в зависимости от покрытия p в % при различных η и β . Элемент разрешения 10×10 км (60×60 узлов), $\theta = 0$. Частота $\nu = 36$ ГГц

На данном этапе легко продемонстрировать, что в контексте решения обратной задачи приближение поля разрывной и неоднородной кучевой облачности горизонтально-однородными слоями может оказаться несостоятельным. В рамках данного приближения предполагается, что величина водозапаса равномерно распределена по площади элемента разрешения (в проекции на плоскость Oxy). Для каждого ℓ при некотором фиксированном n , рассчитав средний в элементе разрешения $\Omega^{n \times n}$ водозапас $W_{\text{ист}}^\ell$, найдем высоту $H_{\text{ЭКВ}}^\ell$ эквивалентного по водозапасу горизонтально-однородного облачного слоя, см. (1.53). Пользуясь (1.9) и (1.52), также предполагая, что

профили метеопараметров $T(h)$, $P(h)$ и $\rho(h)$ являются стандартными, выполним расчет яркостной температуры $T_{b^*}^\ell(\nu)$ уходящего в направлении зенита собственного излучения такого слоя. Сравним яркостную температуру сплошного слоя $T_b^\ell(\nu)$ со средней по области $\Omega^{n \times n}$ яркостной температурой $T_{b^*}^\ell(\nu)$ при данном ℓ . Запишем $\Delta T_{b^*}^\ell(\nu) = T_{b^*}^\ell(\nu) - T_b^\ell(\nu)$, а $\Delta T_{b^*}^{\text{cp}}(\nu) = \langle \Delta T_{b^*}^\ell(\nu) \rangle_\ell$.

На Рисунке 4.4 для $n = 60$ узлов приведена зависимость $\Delta T_{b^*}^{\text{cp}}(\nu)$, $\nu = 36$ ГГц, от параметра p в % при различных η и β . Остальные модельные параметры выбираются аналогично Рисунку 4.3. Доверительные интервалы отражают размах по $\Delta T_{b^*}^\ell$ при данном p . При $\eta = 0.93$, $\beta = 0.3$ (кривая 1) величина $\Delta T_{b^*}^{\text{cp}}$ в среднем по элементу разрешения 10×10 км не превышает 4 К, тогда как средний водозапас $W_{\text{ист}}^{\text{cp}}$ (см. Рисунок 4.3) колеблется в пределах от 0.1 до 0.3 кг/м². Однако уменьшение β (кривая 2) или увеличение η (кривая 3) приводят к росту водозапаса $W_{\text{ист}}^{\text{cp}}$ до 0.5 кг/м² и более. При таком среднем по элементу разрешения уровне водозапаса разность яркостных температур $\Delta T_{b^*}^\ell$ для $\nu = 36$ ГГц достигает еще большей величины 7-15 К. Отметим, что яркостная температура $T_{b^*}^\ell(\nu)$ эквивалентного по водозапасу горизонтально-однородного облачного слоя оказывается больше средней яркостной температуры $T_b^\ell(\nu)$. По-видимому, использование приближения однородного сплошного слоя или же горизонтально-однородной плоскостлой модели в ходе решения обратной задачи, т.е. неучет реальной структуры облачного поля в элементе разрешения антенны будет приводить к систематическому занижению восстанавливаемой величины среднего по полю зрения водозапаса относительно его истинного значения $W_{\text{ист}}$.

4.3 Оценка систематических ошибок восстановления влаги и водосодержания

В рамках проводимых далее вычислительных экспериментов профили метеопараметров $T(h)$, $P(h)$, $\rho(h)$ приняты стандартными, а все оценки в (3.4) и (3.9), кроме t_w , либо известны заранее (T_s , R , κ и T_C), либо опреде-

ляются с машинной точностью по результатам решения прямой задачи для случая стандартной безоблачной атмосферы (T_{av}^\uparrow и T_{av}^\downarrow).

Пусть для рассмотренной в предыдущем разделе области атмосферы в каждой точке ξ^{ij} , $i \in I$, $j \in J$, решена прямая задача и т.о. получены «карты» яркостных температур $T_b^{ij}(\nu_k)$ уходящего излучения для некоторой пары частот ν_k , $k = 1, 2$. С использованием $T_b^{ij}(\nu_k)$ и сделанных оценок на модельные параметры в результате решения теперь уже обратной задачи в каждой точке ξ^{ij} (двухчастотным методом) получим массивы значений Q_I^{ij} и W_I^{ij} . Далее произведем свертку полученных массивов Q_I^{ij} и W_I^{ij} с окном усреднения $\Omega^{n \times n}$, получим Q_I^ℓ и W_I^ℓ . Заметим, что в таком случае вначале следует решение обратной задачи, а затем свертка.

Изменим теперь порядок операций и будем сначала выполнять свертку $T_b^{ij}(\nu_k)$ с $\Omega^{n \times n}$, а затем с использованием $T_b^\ell(\nu_k)$ производить решение обратной задачи. Полученные таким образом величины интегральных параметров обозначим как Q_{II}^ℓ и W_{II}^ℓ . Такой порядок операций в большей степени соответствует реальному положению вещей при ДЗА и, по существу, реализует приближение однородного или горизонтально-однородного сплошного слоя, т.к. переход от полной карты $T_b^{ij}(\nu_k)$ к среднему значению $T_b^\ell(\nu_k)$ в $\Omega^{n \times n}$ в ходе решения обратной задачи равносильно предположению о равномерном распределении водозапаса по элементу разрешения.

Поскольку для любого ℓ известны истинные значения $Q_{ист}^\ell$ и $W_{ист}^\ell$, можем записать

$$\Delta Q_{I,II}^\ell = Q_{ист}^\ell - Q_{I,II}^\ell, \quad \Delta W_{I,II}^\ell = W_{ист}^\ell - W_{I,II}^\ell, \quad (4.9)$$

где $\ell = 1, \dots, (I - n) \cdot (J - n)$, а $n \times n$ – размер элемента разрешения.

Отметим, что как ΔQ_I^ℓ , ΔW_I^ℓ , так и ΔQ_{II}^ℓ , ΔW_{II}^ℓ отражают ошибки двухчастотного метода при восстановлении средних по области $n \times n$ интегральных параметров (для данного ℓ), однако, в отличие от ΔQ_I^ℓ и ΔW_I^ℓ , ΔQ_{II}^ℓ и ΔW_{II}^ℓ содержат дополнительную величину ошибки, обусловленную потерей информации о пространственной структуре облачности вследствие усреднения поля яркостной температуры в элементе разрешения.

Ошибки ΔQ_{II}^ℓ и ΔW_{II}^ℓ также связаны с α , β , η , p и другими модельными параметрами, определяющими общий характер пространственного распределения облаков в моделируемой области атмосферы. Чтобы исследовать эту взаимосвязь, фиксируем $n = 60$ узлов и рассмотрим динамику средних

$\Delta Q_{\text{II}}^{\text{CP}} = \langle \Delta Q_{\text{II}}^{\ell} \rangle_{\ell}$, $\Delta W_{\text{II}}^{\text{CP}} = \langle \Delta W_{\text{II}}^{\ell} \rangle_{\ell}$, а также максимальных и минимальных по всем положениям ℓ величин.

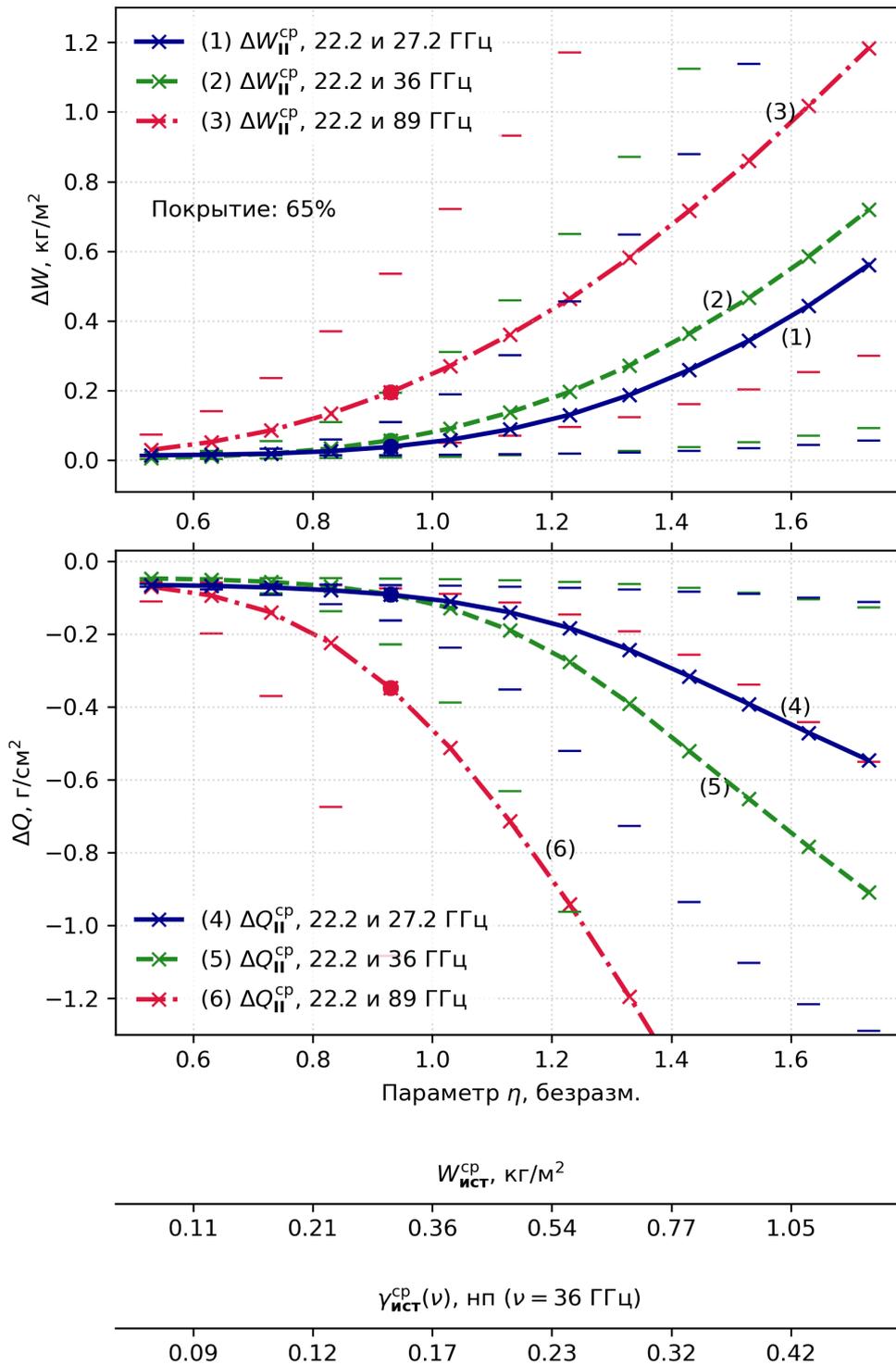


Рисунок 4.5 — Ошибки восстановления средних в элементе разрешения 10×10 км параметров влаго- и водосодержания $\Delta Q_{\text{II}}^{\text{CP}}$ и $\Delta W_{\text{II}}^{\text{CP}}$ в зависимости от параметра η

На Рисунке 4.5 для элемента разрешения размером 10×10 км (60×60 узлов) приведены результаты расчета ошибок $\Delta Q_{\text{II}}^{\text{cp}}$ (рисунок снизу) и $\Delta W_{\text{II}}^{\text{cp}}$ (верхний рисунок) в зависимости от параметра η . При этом значения α , β , H_{min} , D_{min} , D_{max} и p фиксированы и соответствуют упомянутому выше случаю «L2» (см. Таблицу 10), а η варьируется в пределах от 0.53 до 1.73. Цвет кривых отражает выбранную комбинацию частот, а горизонтальные отметки соответствующего цвета – максимальные и минимальные по ℓ величины ошибок $\Delta Q_{\text{II}}^{\ell}$ и $\Delta W_{\text{II}}^{\ell}$. Отдельно обозначен случай $\eta = 0.93$. На дополнительных горизонтальных осях для соответствующих η приведены истинные значения водозапаса $W_{\text{ист}}^{\text{cp}}$ и полного поглощения $\gamma_{\text{ист}}^{\text{cp}}(\nu)$, $\nu = 36$ ГГц. Расчет $\Delta Q_{\text{II}}^{\ell}$ и $\Delta W_{\text{II}}^{\ell}$ выполнен в предположении, что средняя эффективная температура слоя облачности t_w постоянна и составляет 0°C . В качестве подстилающей рассмотрена гладкая водная поверхность при температуре 15°C . Угол наблюдения $\theta = 0$. Можно видеть, что с увеличением η , т.е., по существу, с ростом вертикальной протяженности облаков (см. (4.8)), растут как средние, так и максимальные по модулю ошибки восстановления интегральных параметров влаго- и водосодержания. Отметим, что при любых η имеет место занижение W_{II}^{ℓ} и завышение Q_{II}^{ℓ} относительно истинных значений $W_{\text{ист}}^{\ell}$ и $Q_{\text{ист}}^{\ell}$, соответственно.

Рассмотрим средние по ℓ величины ошибок $\Delta Q_{\text{II}}^{\text{cp}}$ и $\Delta W_{\text{II}}^{\text{cp}}$ в сравнении с $\Delta Q_{\text{I}}^{\text{cp}} = \langle \Delta Q_{\text{I}}^{\ell} \rangle_{\ell}$, $\Delta W_{\text{I}}^{\text{cp}} = \langle \Delta W_{\text{I}}^{\ell} \rangle_{\ell}$. С целью охвата как можно большего разнообразия возможных вариантов распределения облачности, введем ряд модификаций для каждого из 12-ти случаев, перечисленных в Таблице 10, по очереди варьируя η в пределах от 0.53 до 1.3 с шагом 0.1, параметр β в интервале от -0.44 до 0.54 с шагом 0.1 и долю покрытого облаками неба p в пределах от 0.2 до 0.6 с шагом 0.02, оставаясь при этом в границах предполагаемых интервалов допустимых для η , β и p значений. Для каждой такой модификации при фиксированном n произведем расчет ошибок $\Delta Q_{\text{I}}^{\text{cp}}$, $\Delta W_{\text{I}}^{\text{cp}}$, $\Delta Q_{\text{II}}^{\text{cp}}$, $\Delta W_{\text{II}}^{\text{cp}}$, а также истинных величин $Q_{\text{ист}}^{\text{cp}}$, $W_{\text{ист}}^{\text{cp}}$ при $t_w = 0^\circ\text{C}$ и $T_s = 15^\circ\text{C}$. Такой расчет предполагает последовательное решение на заданной сетке узлов сначала прямой, а затем обратной задачи в нескольких вариациях, что в совокупности по всем модификациям может потребовать значительного процессорного времени. Заметим, однако, что представленные алгоритмы решения прямой и обратной задач очевидно легко распараллеливаются по ξ^{ij} , $i \in I$, $j \in J$, что, в свою очередь,

предполагает наличие большого числа потоков, выполняющих однотипные операции. Ввиду этого использовалась технология неспециализированных вычислений на графических процессорах (GPU).

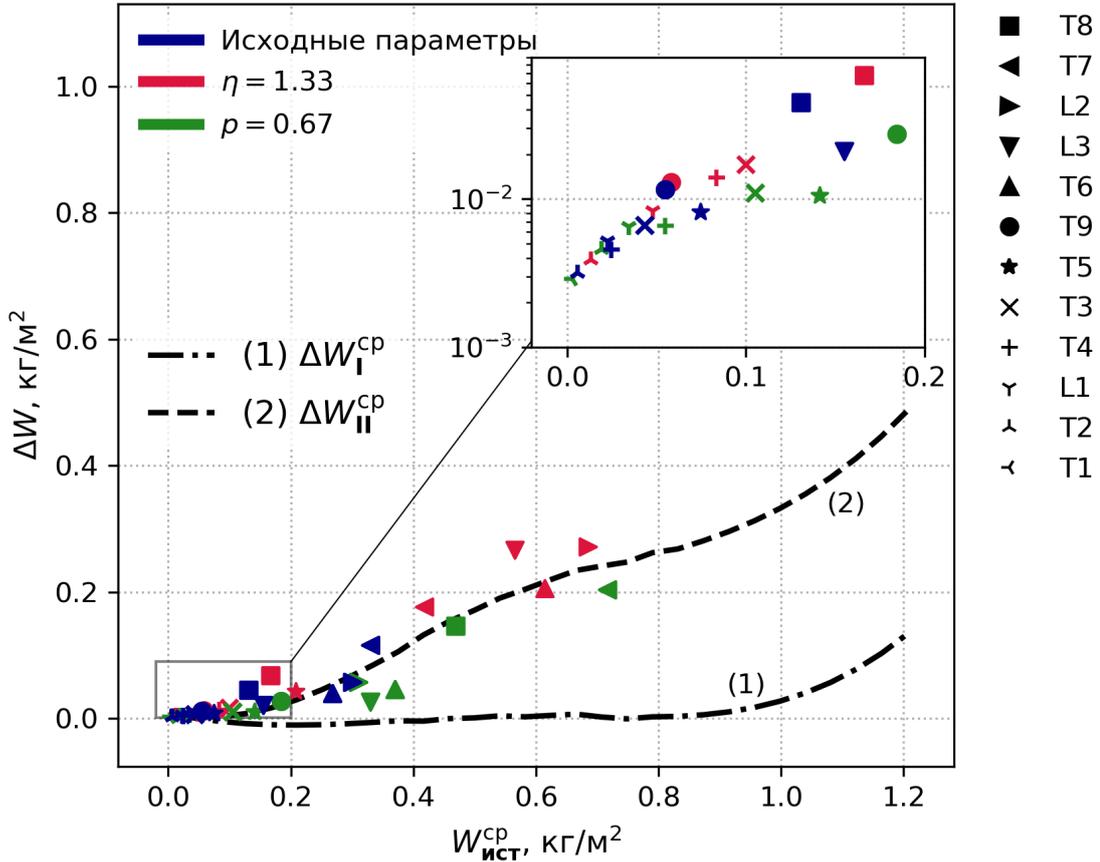


Рисунок 4.6 — Зависимость ошибок ΔW_I^{cp} (кривая 1) и $\Delta W_{II}^{\text{cp}}$ (кривая 2) от величины истинного водозапаса $W_{\text{ист}}^{\text{cp}}$. Элемент разрешения 10×10 км

На Рисунке 4.6 для $n = 60$ узлов (элемент разрешения 10×10 км) представлены рассчитанные ΔW_I^{cp} (кривая 1) и $\Delta W_{II}^{\text{cp}}$ (кривая 2) в зависимости от истинного водозапаса $W_{\text{ист}}^{\text{cp}}$. Кривые (1) и (2) получены в результате линейной интерполяции имеющегося набора точек и последующего сглаживания. Рассмотрена комбинация частотных каналов 22.2 и 36 ГГц. Маркерами синего цвета обозначены величины $\Delta W_{II}^{\text{cp}}$ для соответствующих случаев из Таблицы 10 без их предварительной модификации (см. расшифровку в правой части рисунка). Маркерами красного цвета обозначены $\Delta W_{II}^{\text{cp}}$ для тех же 12-ти случаев, но исходное табличное значение η заменено на 1.33. Зеленый цвет — исходное значение p заменено на 0.67.

Отметим, что при малых $W_{\text{ист}}^{\text{cp}}$ ошибки $\Delta W_{\text{II}}^{\text{cp}} \approx \Delta W_{\text{I}}^{\text{cp}} \approx 0$. С увеличением среднего водозапаса $W_{\text{ист}}^{\text{cp}}$ ошибка $\Delta W_{\text{II}}^{\text{cp}}$ начинает в значительной степени превышать $\Delta W_{\text{I}}^{\text{cp}}$, что объясняется систематическим занижением восстанавливаемой величины водозапаса W_{II}^{ℓ} из-за усреднения яркостной температуры в элементе разрешения 10×10 км. При этом $\Delta W_{\text{I}}^{\text{cp}}$ остается близкой к нулю вплоть до $W_{\text{ист}}^{\text{cp}} \sim 1$ кг/м², после чего ошибки резко возрастают. Такой рост вызван эффектом «насыщения» уровня яркостной температуры при больших значениях водозапаса.

Похожим образом при малых $W_{\text{ист}}^{\text{cp}}$ соответствующие $\Delta Q_{\text{I}}^{\text{cp}}$ и $\Delta Q_{\text{II}}^{\text{cp}}$ стремятся к нулю. При $W_{\text{ист}}^{\text{cp}} < 0.2$ кг/м² ошибка $\Delta Q_{\text{II}}^{\text{cp}}$ в среднем по модулю не превышает уровня 0.08 г/см², что составляет примерно 5% от $Q_{\text{ист}}^{\text{cp}} \equiv 1.575$ г/см², тогда как $|\Delta Q_{\text{I}}^{\text{cp}}|$ не превышает этого уровня вплоть до $W_{\text{ист}}^{\text{cp}} = 0.3$ кг/м². При дальнейшем увеличении $W_{\text{ист}}^{\text{cp}}$ наблюдается ускоренный рост $|\Delta Q_{\text{I}}^{\text{cp}}|$ и $|\Delta Q_{\text{II}}^{\text{cp}}|$, которые доходят до уровня 15% от величины $Q_{\text{ист}}^{\text{cp}}$ уже при $W_{\text{ист}}^{\text{cp}} = 0.53$ кг/м² и 0.68 кг/м², соответственно. Заметим, что $|\Delta Q_{\text{I}}^{\text{cp}}| < |\Delta Q_{\text{II}}^{\text{cp}}|$, но $\Delta Q_{\text{I}}^{\text{cp}} < 0$ и $\Delta Q_{\text{II}}^{\text{cp}} < 0$, поэтому $\Delta Q_{\text{I}}^{\text{cp}} > \Delta Q_{\text{II}}^{\text{cp}}$.

Детальный анализ случаев «L2», «L3», «T6», «T7» и «T8» позволил установить, что при увеличении размеров элемента разрешения от 10×10 км и далее до 50×50 км приведенные выше соотношения между $\Delta Q_{\text{I}}^{\text{cp}}$ и $\Delta Q_{\text{II}}^{\text{cp}}$, а также $\Delta W_{\text{I}}^{\text{cp}}$ и $\Delta W_{\text{II}}^{\text{cp}}$ сохраняются. Более того, при выборе любого $n > 60$ узлов $\Delta Q_{\text{II}}^{\text{cp}}$ и $\Delta W_{\text{II}}^{\text{cp}}$ принимают те же значения, что и при $n = 60$, в пределах около 5% погрешности. Однако выбор $n < 60$ узлов приводит к существенному снижению $|\Delta Q_{\text{II}}^{\text{cp}}|$ и $\Delta W_{\text{II}}^{\text{cp}}$ вплоть до $\Delta Q_{\text{II}}^{\text{cp}} = \Delta Q_{\text{I}}^{\text{cp}}$ и $\Delta W_{\text{II}}^{\text{cp}} = \Delta W_{\text{I}}^{\text{cp}}$ при $n = 1$. Таким образом, при $n > 60$ происходит насыщение ошибок $\Delta Q_{\text{II}}^{\text{cp}}$ и $\Delta W_{\text{II}}^{\text{cp}}$, тогда как при меньших n негативный эффект, вызванный использованием приближения сплошного слоя, постепенно теряет силу.

Вне зависимости от n завышенная оценка на t_w приводит к завышению восстанавливаемой величины среднего по элементу разрешения водозапаса. Поскольку использование приближения однородного сплошного слоя или горизонтально-однородной плоскостной модели, напротив, приводит к ее систематическому занижению, эти два эффекта могут частично или полностью компенсировать друг друга, что требует отдельного рассмотрения.

Достаточно сильное влияние на ошибки в интегральных параметрах оказывает выбор комбинации частотных каналов. На частоте 27.2 ГГц насыщение яркостной температуры с ростом водозапаса наступает позже, чем

для 36 ГГц, и значительно позже, чем для 89 ГГц, поэтому из трех рассмотренных комбинаций (22.2 и 27.2 ГГц, 22.2 и 36 ГГц, либо 22.2 и 89 ГГц) выбор 22.2 и 27.2 ГГц приводит к наименьшим ошибкам ΔQ_{II}^{ℓ} и ΔW_{II}^{ℓ} при больших $W_{ист}^{\ell}$ в элементе разрешения (при любых n). С другой стороны, канал 27.2 ГГц оказывается менее чувствительным к изменениям водозапаса при малых $W_{ист}^{\ell}$. Наибольшая чувствительность при $W_{ист}^{\ell} \approx 0$ должна наблюдаться в канале 89 ГГц, однако быстрое насыщение уровня яркостной температуры с ростом водозапаса приводит к невозможности использования комбинации 22.2 и 89 ГГц для облачности умеренного и сильного вертикального развития.

Результаты проведенного вычислительного эксперимента показывают, что в среднем неучет характера пространственного распределения облаков в элементе разрешения спутникового СВЧ-радиометра от 10×10 км и при использовании комбинации частотных каналов 22.2 и 36 ГГц может приводить к относительным ошибкам восстановления интегрального водозапаса $>15\%$ и полной массы водяного пара $< -10\%$ на уровне атмосферного поглощения лишь 0.15 нп во втором канале (см. Рисунки 4.5 и 4.6). Если бы элемент разрешения имел размеры 1×1 км, относительные ошибки восстановления интегральных параметров в среднем не превышали бы по модулю величины 5%. В то же время для сплошной облачности с оптической толщиной 0.15 нп на частоте 36 ГГц вне зависимости от размеров элемента разрешения относительные ошибки составляют всего $\pm 1-2\%$ (из-за неточного знания средней эффективной температуры облачности, которая в расчетах предполагается постоянной и равной 0°C).

Полученные оценки свидетельствуют о необходимости учета пространственной структуры облачности при обработке спутниковых микроволновых данных. Дополнительные количественные и качественные данные об облаках при этом могут быть получены с помощью совместных (и согласованных) спутниковых измерений в видимом, инфракрасном и терагерцовом диапазонах [90]. По оптическим приборам наблюдается верхний слой облачности, определяется ее маска и фазовый состав, высота и температура. Введение этих и других данных в имеющиеся расчетные модели, в т.ч. [91], могло бы значительно повысить точность СВЧ-радиометрического восстановления интегральных параметров влаго- и водосодержания атмосферы.

Заключение

Основные результаты диссертационного исследования заключаются в следующем:

- Получены новые данные, позволившие проследить для Московской области сезонную изменчивость яркостной температуры (18–27.2 ГГц) нисходящего излучения атмосферы и ее влагосодержания.
- В широком диапазоне временных интервалов τ от 1 до 15 минут для условий ясного неба и кучевой облачности различного вертикального развития впервые получены частотные спектры квадратного корня структурной функции яркостной температуры $S_\nu(\tau)$.
- Установлено, что в условиях отсутствия облачности или при наличии кучевых облаков слабого вертикального развития Cu fra частотная зависимость интенсивности флуктуаций $S_\nu(\tau)$ подобна спектру коэффициента поглощения в водяном паре приземного слоя атмосферы.
- Для условий ясной погоды обнаружен монотонный рост $S_\nu(\tau)$ с увеличением временного интервала τ до 600 секунд и более (без насыщения), что свидетельствует о наличии в безоблачной атмосфере крупномасштабных горизонтально вытянутых неоднородностей – «блинов» размером 6 км и более.
- Показано, что при появлении кучевых облаков умеренного (Cu med) и сильного (Cu cong) вертикального развития характер кривых $S_\nu(\tau)$ как в зависимости от временного интервала τ , так и от частоты ν существенно отличается от случая ясного неба.
- С ростом водозапаса облака наблюдается значительное увеличение интенсивности флуктуаций яркостной температуры, причем вклад облаков увеличивается с ростом частоты, что приводит к смещению максимума $S_\nu(\tau)$ по ν в сторону более высокой частоты 27.2 ГГц.
- Полученные для случая кучевой облачности зависимости $S_\nu(\tau)$ от временного интервала демонстрируют быстрый рост интенсивности флуктуаций до величины τ в среднем 75-100 сек., но затем существенное замедление при $\tau \sim 200-300$ сек. Принимая гипотезу Тейлора и горизонтальную составляющую скорости ветра в тропо-

сфере равной 10 м/с, имеем неоднородности размером 2-3 км, что соответствует средней протяженности кучевых облаков по горизонтали.

- Предложен новый подход к исследованию систематических ошибок восстановления влаго- и водосодержания атмосферы СВЧ-радиометрическим методом, возникающих за счет использования при решении обратной задачи однородной или горизонтально-однородной (плоскостистой) моделей облачности, которые игнорируют особенности пространственного распределения реальных облачных полей.
- Разработана и программно реализована [91] методика расчета радиационных характеристик пространственно неоднородных облачных полей в 3D с использованием программно-аппаратной архитектуры CUDA.
- Показано, что неучет характера пространственного распределения облаков в элементе разрешения спутникового СВЧ-радиометра от 10×10 км может приводить к относительным ошибкам более 10-15% в восстановленных значениях влаго- и водосодержания.

В заключение автор выражает благодарность и большую признательность научному руководителю Кутузе Борису Георгиевичу за поддержку, помощь, обсуждение результатов и научное руководство. Также автор благодарит Смирнова Михаила Тимофеевича и Аквилонову Анну Борисовну за помощь в работе с измерительной аппаратурой и ценные советы.

Список литературы

1. *Кутуза, Б. Г.* Спутниковый мониторинг Земли: Микроволновая радиометрия атмосферы и поверхности [Текст] / Б. Г. Кутуза, М. В. Данилычев, О. И. Яковлев. — М. : ЛЕНАНД, 2016. — 336 с.
2. *Ulaby, F. T.* Microwave Remote Sensing. Active and Passive. Volume 1. Microwave Remote Sensing Fundamentals and Radiometry [Text] / F. T. Ulaby, R. K. Moore, A. K. Fung. — Longman Higher Education, 1982. — 456 p.
3. *Татарский, В. И.* Распространение волн в турбулентной атмосфере [Текст] / В. И. Татарский. — М. : Наука, 1967. — 548 с.
4. Атмосфера. Справочник (справочные данные, модели) [Текст] / Ю. С. Седунов [и др.] ; под ред. Ю. С. Седунов [и др.]. — Л. : Гидрометеиздат, 1991. — 508 с.
5. *Van Vlek, J. H.* The Absorption of Microwaves by Oxygen [Text] / J. H. Van Vlek // Physical Review. — 1947. — Vol. 71, no. 7. — P. 413—424.
6. *Van Vlek, J. H.* The Absorption of Microwaves by Uncondensed Water Vapor [Text] / J. H. Van Vlek // Physical Review. — 1947. — Vol. 71, no. 7. — P. 425—433.
7. *Жевакин, С. А.* Радиоизлучение атмосферы и исследование поглощения сантиметровых радиоволн [Текст] / С. А. Жевакин, В. С. Троицкий, Н. М. Цейтлин // Известия высших учебных заведений. Радиофизика. — 1958. — Т. 1, № 2. — С. 19—26.
8. *Жевакин, С. А.* Поглощение сантиметровых волн в слоистой атмосфере [Текст] / С. А. Жевакин, В. С. Троицкий // Радиотехника и электроника. — 1959. — Т. 4, № 1. — С. 21—40.
9. *Жевакин, С. А.* К расчету коэффициента поглощения сантиметровых и миллиметровых радиоволн в атмосферном кислороде [Текст] / С. А. Жевакин, А. П. Наумов // Радиотехника и электроника. — 1965. — Т. 10, № 6. — С. 987—995.

10. *Жевакин, С. А.* Распространение сантиметровых, миллиметровых и субмиллиметровых радиоволн в земной атмосфере [Текст] / С. А. Жевакин, А. П. Наумов // Известия высших учебных заведений. Радиофизика. — 1967. — Т. 10, № 9/10. — С. 1213—1243.
11. *Кисляков, А. Г.* Исследование тропосферного поглощения радиоволн радиоастрономическими методами [Текст] / А. Г. Кисляков, К. С. Станкевич // Известия высших учебных заведений. Радиофизика. — 1967. — Т. 10, № 9/10. — С. 1244—1265.
12. Rec. ITU-R P.676-3. Attenuation by atmospheric gases [Электронный ресурс]. — 1997. — URL: https://www.itu.int/dms_pubrec/itu-r/rec/p/R-REC-P.676-3-199708-S!!PDF-E.pdf (дата обр. 20.08.2023).
13. Рекомендация МСЭ-R P.676-13. Затухание в атмосферных газах и связанное с ним воздействие [Электронный ресурс]. — 2022. — URL: https://www.itu.int/dms_pubrec/itu-r/rec/p/R-REC-P.676-13-202208-I!!PDF-R.pdf (дата обр. 20.08.2023).
14. *Башаринов, А. Е.* Исследование радиоизлучения и поглощения облачной атмосферы в миллиметровом и сантиметровом диапазонах волн [Текст] / А. Е. Башаринов, Б. Г. Кутуза // Труды Главной геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова. — 1968. — Вып. 222. — С. 110—110.
15. Особенности метода СВЧ радиометрического зондирования атмосферы с летательного аппарата [Текст] / А. Е. Башаринов [и др.] // Труды Главной геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова. — 1968. — Вып. 222. — С. 153—158.
16. *Basharinov, A. E.* Investigation of radiation and absorption of cloudy atmosphere in the microwave range [Text] / A. E. Basharinov, B. G. Kutuza // Bulletin of the American Meteorological Society. — 1968. — Vol. 40, no. 5. — P. 597—598.
17. *Авторское свидетельство 228096 (СССР) с приоритетом от 7 мая 1963 г.* Радиометрический способ обнаружения областей дождевых образований с летательных аппаратов [Текст] / А. Е. Башаринов [и др.].

18. *Гурвич, А. С.* «Космос-243» – первый в мире эксперимент по исследованию Земли из космоса [Текст] / А. С. Гурвич, Б. Г. Кутуза // Исследование Земли из космоса. — 2010. — № 2. — С. 14–25.
19. *Gorbunov, M. E.* Cosmos-243 as the starting point for the development of microwave radiometry methods of the Earth's atmosphere and surface [Text] / M. E. Gorbunov, B. G. Kutuza // Izvestiya Atmosphere and Ocean Physics. — 2018. — Vol. 54, no. 3. — P. 275–281.
20. *Кутуза, Б. Г.* Первый в мире эксперимент по микроволновому зондированию Земли из космоса на спутнике «Космос-243» [Текст] / Б. Г. Кутуза, Л. М. Митник, А. Б. Аквилонова // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. — 2019. — Т. 16, № 6. — С. 9–30.
21. Microwave spectrometer on the Nimbus-5 Satellite: Meteorological and geophysical data [Text] / D. Staelin [et al.] // Science. — 1973. — Vol. 182. — P. 1339–1341.
22. *Кутуза, Б. Г.* Исследование флуктуаций полной массы водяного пара в атмосфере радиоастрономическим методом [Текст] / Б. Г. Кутуза // Известия Академии наук СССР. Физика атмосферы и океана. — 1974. — Т. 10, № 11. — С. 1148–1156.
23. *Гагарин, С. П.* Самолетные измерения пространственных характеристик флуктуаций радиоизлучения атмосферы на волнах 0,8 и 1,35 см [Текст] / С. П. Гагарин, Б. Г. Кутуза // Известия Академии наук СССР. Физика атмосферы и океана. — 1977. — Т. 13, № 12. — С. 1307–1311.
24. *Гагарин, С. П.* Влияние флуктуаций радиотеплового излучения атмосферы на чувствительность радиотелескопа [Текст] / С. П. Гагарин, Б. Г. Кутуза // Известия высших учебных заведений. Радиоп физика. — 1976. — Т. 19, № 11. — С. 1636–1643.
25. Determination of oceanic total precipitable water from the SSM/I [Text] / J. C. Alishouse [et al.] // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. — 1990. — Vol. 28, no. 5. — P. 811–816.

26. *Alishouse, J. C.* Determination of cloud liquid water content using the SSM/I [Text] / J. C. Alishouse, J. B. Snyder, W. E. R. // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. — 1990. — Vol. 28, no. 5. — P. 817—822.
27. *Goodberlet, M. A.* Ocean surface wind speed measurements of the special sensor microwave imager (SSM/I) [Text] / M. A. Goodberlet, C. T. Swift, J. C. Wilkerson // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. — 1990. — Vol. 28, no. 5. — P. 823.
28. *Neale, C. M.* Land-surface-type classification using microwave brightness temperatures from the Special Sensor Microwave Imager [Text] / C. M. Neale, M. J. McFarland, K. Chang // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. — 1990. — Vol. 28, no. 5. — P. 829—838.
29. *McFarland, M. J.* Land surface temperature derived from the SSM/I [Text] / M. J. McFarland, R. L. Miller, C. M. Neale // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. — 1990. — Vol. 28, no. 5. — P. 839.
30. СВЧ радиометр МТВЗА спутника МЕТЕОР-3М [Текст] / И. В. Черный [и др.] // Исследования Земли из космоса. — 2003. — № 6. — С. 1—15.
31. *Parkinson, C. L.* Aqua: Earth-observing mission to examine water and other climate variables [Text] / C. L. Parkinson // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. — 2003. — Vol. 41, no. 2. — P. 173—183.
32. *Kawanishi, T.* The advanced microwave scanning radiometer for the Earth observing system (AMSR-E) [Text] / T. Kawanishi, T. Sezai, Y. Ito // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. — 2003. — Vol. 41, no. 2. — P. 184—194.
33. Результаты сопоставления данных измерений радиометра МТВЗА спутника МЕТЕОР-3М и радиометра SSM/I спутника DMSP в северной Атлантике [Текст] / А. Г. Гранков [и др.] // Радиотехника и электроника. — 2006. — Т. 51, № 2. — С. 168.
34. *Башаринов, А. Е.* Радиоизлучение Земли как планеты [Текст] / А. Е. Башаринов, А. С. Гурвич, С. Т. Егоров. — М. : Наука, 1974. — 187 с.

35. *Kutuza, B. G.* Spatial and temporal fluctuations of the atmospheric microwave emission [Text] / B. G. Kutuza // Radio Science. — 2003. — Vol. 38, no. 3. — P. 12-1—12-7.
36. *Кутуза, Б. Г.* Особенности флуктуаций микроволнового излучения атмосферы [Текст] / Б. Г. Кутуза // Успехи современной радиоэлектроники. — 2003. — № 1. — С. 36—43.
37. *Исимару, А.* Распространение и рассеяние волн в случайно неоднородных средах. Том 1 [Текст] / А. Исимару. — М. : МИР, 1981. — 280 с.
38. *Ermakov, D. M.* Satellite Radiothermvision of Atmospheric Processes: Method and Applications [Текст] / D. M. Ermakov. — Springer Nature, 2020. — 199 с.
39. Изучение характеристик облачной атмосферы по результатам измерений спектров ее нисходящего СВЧ-излучения в области резонансного поглощения водяного пара 18,0-27,2 ГГц [Текст] / А. Б. Аквилонова [и др.] // Метеорология и гидрология. — 2022. — № 12. — С. 66—77.
40. Studying Characteristics of the Cloudy Atmosphere Based on Measuring Its Downwelling Microwave Radiation Spectra in the 18.0–27.2 GHz Water Vapor Resonant Absorption Band [Text] / A. B. Akvilonova [et al.] // Russian Meteorology and Hydrology. — 2022. — Vol. 47, no. 12. — P. 953—961.
41. Возможности спутниковых радиометрических систем высокого разрешения для дистанционного зондирования лесных экосистем [Текст] / Ю. С. Галкин [и др.] // Лесной вестник. — 2007. — № 2. — С. 83—89.
42. Группировка малых космических аппаратов глобального метеорологического наблюдения на базе микроволнового радиометра-спектрометра [Текст] / А. В. Кузьмин [и др.] // Исследование Земли из Космоса. — 2020. — № 6. — С. 85—96.
43. *Dicke, R. H.* The Measurement of Thermal Radiation at Microwave Frequencies [Text] / R. H. Dicke // Review of Scientific Instruments. — 1946. — Vol. 17. — P. 268—275.
44. Atmospheric Absorption Measurements with a Microwave Radiometer [Text] / R. H. Dicke [et al.] // Physical Review. — 1946. — Vol. 70. — P. 340—349.

45. *Van Vlek, J. H.* On the shape of collision-broadened lines [Text] / J. H. Van Vlek, V. F. Weisskopf // Reviews of Modern Physics. — 1945. — Vol. 17, no. 4. — P. 227—236.
46. *Hogg, D. G.* Effective antenna temperatures due to oxygen and water vapor [Text] / D. G. Hogg // J. Appl. Phys. — 1959. — Vol. 30, no. 9. — P. 1417—1419.
47. *Hogg, D. G.* The effect of rain and water vapor on sky noise at centimeter wavelengths [Text] / D. G. Hogg, R. A. Semplak // The Bell System Technical Journal. — 1961. — Vol. 40, no. 5. — P. 1331—1348.
48. *Straiton, A. W.* Apparent temperatures of some terrestrial materials and the Sun at 4.3-millimeter wavelengths [Text] / A. W. Straiton, C. W. Tolbert, C. O. Britt // J. Appl. Phys. — 1958. — Vol. 29. — P. 776—782.
49. *Crawford, A. B.* Measurement of atmospheric attenuation at millimeter wavelengths [Text] / A. B. Crawford, D. G. Hogg // Bell System Techn. J. — 1956. — Vol. 35, no. 4. — P. 907—916.
50. *Саломонович, А. Е.* Развитие радиоастрономии в СССР [Текст] / А. Е. Саломонович. — М. : Наука, 1988. — 222 с.
51. *Степаненко, В. Д.* Радиолокация в метеорологии [Текст] / В. Д. Степаненко. — Л. : Гидрометеоиздат, 1966. — 350 с.
52. *Красюк, Н. П.* Корабельная радиолокация и метеорология [Текст] / Н. П. Красюк, В. И. Розенберг. — Л. : Судостроение, 1970. — 325 с.
53. *Аквилонова, А. Б.* Радиотепловое излучение облаков [Текст] / А. Б. Аквилонова, Б. Г. Кутуза // Радиотехника и электроника. — 1978. — Т. 23, № 9. — С. 1792—1806.
54. *Шметер, М. С.* Физика консервативных облаков [Текст] / М. С. Шметер. — Л. : Гидрометеоиздат, 1972. — 231 с.
55. Радиотеплолокация в метеорологии [Текст] / В. Д. Степаненко [и др.]. — Л. : Гидрометеоиздат, 1987. — 280 с.
56. *Кутуза, Б. Г.* Влияние облачности на усредненное радиотепловое излучение системы «атмосфера – поверхность океана» [Text] / Б. Г. Кутуза, М. Т. Смирнов // Исследования Земли из космоса. — 1980. — No. 3. — P. 76—83.

57. *Войт, Ф. Л.* Водность кучевых облаков [Текст] / Ф. Л. Войт, И. П. Мазин // Известия Академии наук СССР, физика атмосферы и океана. — 1972. — Т. 8, № 11. — С. 1166—1176.
58. *Гагарин, С. П.* Влияние морского волнения и неоднородностей атмосферы на СВЧ излучение системы «атмосфера – морская поверхность» [Текст] / С. П. Гагарин, Б. Г. Кутуза // Исследования Земли из космоса. — 1983. — № 3. — С. 88—99.
59. *Gagarin, S. P.* Influence of sea roughness and atmospheric inhomogeneities on microwave radiation of the atmosphere – ocean system [Text] / S. P. Gagarin, B. G. Kutuza // IEEE Journal of Oceanic Engineering. — 1983. — Vol. OE—8, no. 2. — P. 62—70.
60. Физика космоса. Маленькая энциклопедия [Текст] / Р. А. Сюняев [и др.] ; под ред. Р. А. Сюняев [и др.]. — М. : Советская энциклопедия, 1986. — 783 с.
61. ГОСТ 4401-81. Атмосфера стандартная. Параметры. Издание официальное [Текст]. — М. : ИПК Издательство стандартов, 2004. — 180 с.
62. Рекомендация МСЭ-R P.835-6. Эталонные стандартные атмосферы [Электронный ресурс]. — 2017. — URL: https://www.itu.int/dms_pubrec/itu-r/rec/p/R-REC-P.835-6-201712-I!!PDF-R.pdf (дата обр. 21.08.2023).
63. *Staelin, D. H.* Measurements and interpretation of the microwave spectrum of the terrestrial atmosphere near 1 centimeter wavelength [Text] / D. H. Staelin // Journal of Geophysical Research. — 1966. — Vol. 71, no. 12. — P. 2875—2881.
64. *Ван де Хюлст, Г.* Рассеяние света малыми частицами [Текст] / Г. Ван де Хюлст. — М. : Иностранная литература, 1961. — 536 с.
65. *Hulst, H. C.* Light Scattering by Small Particles [Text] / H. C. Hulst. — New York : Dover Publications Inc., 1981. — 185 p.
66. *Розенберг, В. И.* Рассеяние и ослабление электромагнитного излучения атмосферными частицами [Текст] / В. И. Розенберг. — Л. : Гидрометеоиздат, 1972. — 348 с.

67. *Башаринов, А. Е.* Определение температурной зависимости времени релаксации молекул воды в облаках и возможности оценки эффективной температуры капельных облаков по СВЧ радиометрическим измерениям [Текст] / А. Е. Башаринов, Б. Г. Кутуза // Известия высших учебных заведений. Радиофизика. — 1974. — Т. 17, № 1. — С. 52—57.
68. Рекомендация МСЭ-R P.840-8. Ослабление из-за облачности и тумана [Электронный ресурс]. — 2019. — URL: https://www.itu.int/dms_pubrec/itu-r/rec/p/R-REC-P.840-8-201908-I!!PDF-R.pdf (дата обр. 21.08.2023).
69. Кучевые облака и связанная с ними деформация полей метеоэлементов [Текст] // Труды ЦАО. Вып. 134 / под ред. И. П. Мазин, С. М. Шметер. — 1977.
70. *Мазин, И. П.* О деформации полей метеорологических элементов в зоне кучевого облака [Текст] / И. П. Мазин, С. М. Шметер // Вопросы физики облаков. — Л. : Гидрометеиздат, 1978. — С. 135—156.
71. *Рабинович, Ю. И.* Влияние температуры и солёности на излучение гладкой водной поверхности в сантиметровом диапазоне [Текст] / Ю. И. Рабинович, В. В. Мелентьев // Труды Главной геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова. — 1970. — Вып. 235. — С. 78—123.
72. Наземный СВЧ радиометр для исследования атмосферы и обеспечения подспутниковых экспериментов [Текст] / М. В. Данилычев [и др.] // Материалы 9-й Международной научно-технической конференции «Акустооптические и радиолокационные методы измерений и обработки информации». — НТОРЭС им. А.С. Попова. Суздаль, 2016. — С. 203—207.
73. *Егоров, Д. П.* Веб-портал банка данных СВЧ-радиометрического зондирования атмосферы в диапазоне резонансного поглощения водяного пара 18 – 27 ГГц [Текст] / Д. П. Егоров, Б. Г. Кутуза, М. Т. Смирнов // Материалы Всероссийской открытой научной конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования, радиолокации, распространения и дифракции волн». Всероссийские

- Армандовские чтения. — МИ ВлГУ. Муром : Полиграфический центр МИ ВлГУ, 2019. — С. 245—254.
74. *Egorov, D. P.* Web Portal for a Databank of Microwave Radiometric Measurements of the Atmosphere in Resonant Band of Water Vapor 18–27 GHz [Text] / D. P. Egorov, B. G. Kutuza, M. T. Smirnov // Proceedings of 2019 Photonics & Electromagnetics Research Symposium – Spring (PIERS-Spring). — University of Rome «La Sapienza», Italy, 2019. — P. 3421–3427.
 75. Processing of Radiometric Measurements of Atmospheric Microwave Emission 18–27.2 GHz. Author’s GitHub-page [Электронный ресурс]. — 2020. — URL: <https://github.com/dobribobri/meteo> - (дата обр. 21.08.2023).
 76. Cloud species classification from video recordings [Text] / D. P. Egorov [et al.] // Journal of Physics: Conf. Ser. (JPCS). — 2021. — Vol. 2127(1). — P. 012027.
 77. *Hall-Beyer, M.* GLCM Texture: A Tutorial v. 1.0 through 2.7 [Electronic Resource] / M. Hall-Beyer. — 2007. — URL: <http://hdl.handle.net/1880/51900> (visited on 08/20/2023).
 78. *Bradski, G.* Learning OpenCV: Computer vision with the OpenCV library [Text] / G. Bradski, A. Kaehler. — O’Reilly Media, 2008. — 571 p.
 79. Station Number 27713. Department of Atmospheric Science. University of Wyoming [Электронный ресурс]. — 2022. — URL: <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html> (дата обр. 05.05.2023).
 80. *Егоров, Д. П.* Многочастотные измерения радиоизлучения атмосферы в резонансной области водяного пара 18-27 ГГц и возможности восстановления интегральных параметров влагосодержания [Текст] / Д. П. Егоров // Сборник трудов XIV Всероссийской научно-технической конференции «Радиолокация и радиосвязь». — ИРЭ РАН. Москва, 2020. — С. 233—236.
 81. *Рабинович, Ю. И.* Определение водяного пара в атмосфере по измерениям радиотеплового излучения [Текст] / Ю. И. Рабинович, Г. Г. Щукин // Труды Главной геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова. — 1968. — Вып. 222. — С. 62—73.

82. *Кисляков, А. Г.* Эффективная длина пути и средняя температура атмосферы [Текст] / А. Г. Кисляков // Известия высших учебных заведений. Радиофизика. — 1966. — Т. 9, № 3. — С. 451—461.
83. *Гурвич, А. С.* О влиянии поглощения на флуктуации уровня сигнала при распространении в турбулентной атмосфере [Текст] / А. С. Гурвич // Радиотехника и электроника. — 1968. — Т. 13, № 11. — С. 1923—1930.
84. *Станкевич, К. С.* О флуктуациях радиоизлучения атмосферы [Текст] / К. С. Станкевич // Известия высших учебных заведений. Радиофизика. — 1960. — Т. 3, № 6. — С. 969—976.
85. *Арманд, Н. А.* Флуктуации теплового излучения атмосферы на сантиметровых и миллиметровых волнах [Текст] / Н. А. Арманд // Радиотехника и электроника. — 1961. — Т. 6, № 12. — С. 1961—1968.
86. *Казарян, Р. А.* О точности определения полной массы водяного пара и водозапаса облаков при двухчастотном измерении микроволнового излучения атмосферы [Текст] / Р. А. Казарян, Б. Г. Кутуза // IV Всероссийские Армандовские чтения «Радиофизические методы дистанционного зондирования сред». — МИ ВлГУ. Муром : Полиграфический центр МИ ВлГУ, 2014. — С. 41—46.
87. *Егоров, Д. П.* О точности определения влагосодержания при СВЧ-радиометрическом зондировании атмосферы в резонансной области поглощения водяного пара 18-27 ГГц [Текст] / Д. П. Егоров, Б. Г. Кутуза // Материалы XXVI Всероссийской открытой научной конференции «Распространение радиоволн» (РРВ-26). — КФУ. Казань, 2019. — С. 254—257.
88. *Westwater, E. R.* The accuracy of water vapor and cloud liquid determination by dual-frequency ground-based microwave radiometry [Text] / E. R. Westwater // Radio Science. — 1978. — Vol. 13, no. 4. — P. 677—685.
89. *Plank, V. G.* The Size Distribution of Cumulus Clouds in Representative Florida Populations [Text] / V. G. Plank // Journal of Applied Meteorology and Climatology. — 1969. — Vol. 8, no. 1. — P. 46—67.

90. Учет результатов спутникового ИК-зондирования при выборе СВЧ-модели облачной атмосферы [Текст] / Д. П. Егоров [и др.] // Сборник трудов XV Всероссийской конференции «Радиолокация и радиосвязь». — ИРЭ РАН. Москва, 2022. — С. 158—163.
91. A framework for solving forward and inverse problems of atmospheric microwave radiometry. Author's GitHub-page [Электронный ресурс]. — 2023. — URL: <https://github.com/dobribobri/atmrad> (дата обр. 21.08.2023).