

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки  
Институт космических исследований Российской академии наук

На правах рукописи



Пашинов Евгений Владимирович

**Восстановление трехмерных полей тропосферного водяного пара  
по данным многочастотных дистанционных радиометрических  
измерений**

Специальность: 1.3.4 — Радиофизика

Диссертация на соискание учёной степени  
кандидата физико-математических наук

Научный руководитель: д-р физ.-мат. наук, профессор Шарков Е.А.

Москва 2021

## Оглавление

<b>ВВЕДЕНИЕ</b> .....	3
<b>ГЛАВА 1. Дистанционное зондирование влажности атмосферы с помощью микроволновых радиометрических средств космического базирования</b> .....	16
1.1. Глобальные трёхмерные поля атмосферного водяного пара как объект атмосферных и климатических исследований.....	16
1.2. Развитие средств и методов микроволнового радиометрического зондирования профиля влажности из космоса.....	20
1.3. Космический эксперимент «Конвергенция» .....	39
1.4. Выводы по главе 1.....	42
<b>ГЛАВА 2. Исследование особенностей формирования радиотеплового излучения нижними слоями атмосферы</b> .....	44
2.1. Синтез модели переноса излучения для решения прямой задачи ДЗЗ.....	46
2.2. Анализ статистических свойств вертикальных распределений физических параметров безоблачной тропосферы .....	52
2.3. Оценка чувствительности радиотепловых измерений к изменению профиля влажности .....	64
2.4. Выводы по главе 2.....	75
<b>ГЛАВА 3. Обоснование подхода к выбору радиотепловых каналов для дистанционных измерений трёхмерных полей водяного пара в тропосфере Земли</b> .....	77
3.1. Дифференциальные радиотепловые измерения профиля влажности тропосферы с поверхности Земли.....	81
3.2. Экспериментальное исследование радиотеплового метода зондирования профиля влажности атмосферы с поверхности Земли .....	88
3.3. Дифференциальные радиотепловые измерения профиля влажности нижней тропосферы из космоса .....	100
3.4. Выводы по главе 3.....	108
<b>ГЛАВА 4. Восстановление глобальных трёхмерных полей водяного пара в тропосфере Земли на основе моделей и данных радиотеплового зондирования из космоса</b> .....	110
4.1. Восстановление профиля влажности в тропосфере Земли на основе модельных данных КЭ «Конвергенция».....	113
4.2. Восстановление глобальных трёхмерных полей водяного пара в тропосфере Земли на основе данных МТВЗА-ГЯ «Метеор-М» № 2.....	126
4.3. Выводы по главе 4.....	137
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ</b> .....	140
<b>СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ</b> .....	144
<b>ПРИЛОЖЕНИЕ 1. Кадры анимированных полей абсолютной влажности на различных уровнях тропосферы, восстановленных по данным МТВЗА-ГЯ «Метеор-М» № 2</b> .....	156

## ВВЕДЕНИЕ

### **Актуальность исследования**

В настоящее время одно из главных мировых научных направлений — наблюдение за изменением климата и изучение климатообразующих процессов. Многолетние исследования в области климатологии показали, что огромную важность в формировании климата имеют процессы переноса тепла и влаги в системе океан – атмосфера. Результаты исследований этих процессов позволяют лучше понять механизмы и спрогнозировать глобальные изменения климата в широком диапазоне пространственно-временных масштабов. Наиболее сильно и динамично процессы переноса тепла и влаги в атмосфере происходят над тропическими районами океана. В этих районах зарождаются и развиваются мощные атмосферные вихри — тропические циклоны. Взаимодействие океана и атмосферы в зоне действия тропических циклонов резко усиливается. Воздушные массы с высокой влажностью приобретают огромную энергию, а при выходе на сушу наносят огромный ущерб и приводят к человеческим жертвам. Таким образом, возникает необходимость постоянного мониторинга атмосферы, особенно в тропической зоне, и прогноза интенсивности и траектории тропических циклонов.

Чтобы установить общие закономерности эволюции процессов, влияющих на формирование климата, следует анализировать не результаты измерений тех или иных геофизических параметров в отдельных точках или сильно усреднённые глобальные или полушарные параметры, а их распределение в виде полей. Для этого необходимо иметь данные наблюдений на больших временных и пространственных масштабах с хорошей регулярностью и плотностью покрытия.

Длительное время экспериментальные исследования климата Земли проводились в основном при помощи зондирования контактными способами с поверхности Земли (и соответственно накопление информации происходило весьма длительное время), а также дистанционными спутниковыми методами в инфракрасном (ИК) и оптическом диапазонах. Если первые обеспечивали только

точечные измерения с длительным временем накопления (месяцы и годы), то вторые давали информацию о верхней тропосфере, стратосфере и, частично, в мезосфере и, в первую очередь, о содержании парниковых газов. А самая насыщенная и деятельная часть атмосферы — нижняя и средняя тропосфера, где происходит наиболее интенсивный тепло- и влагообмен, в глобальном аспекте практически не затрагивалась.

Благодаря появлению новых космических комплексов, проводящих измерения в микроволновом диапазоне длин волн, ситуация в корне изменилась. Радиотепловой диапазон имеет ряд преимуществ перед остальными при решении задачи дистанционного мониторинга климатических процессов. Прежде всего — это всепогодность и независимость от времени суток. Волны микроволнового диапазона обладают меньшим поглощением, чем волны оптического и инфракрасного диапазона. Высокая проникающая способность радиоволн дала возможность по спутниковым данным радиотеплового зондирования Земли восстанавливать поля интегральных по высоте геофизических характеристик нижней и средней тропосферы не зависимо от наличия облачности. В настоящее время на орбите присутствует порядка 30 радиотепловых комплексов, запущенных мировыми космическими агентствами, что показывает интерес крупнейших стран к проблеме глобального изменения климата и важную роль радиотепловых спутниковых систем в её решении.

Неуклонное развитие микроволновой аппаратуры позволило в конце XX — начале XXI века достичь высокой чувствительности измерений на верхних частотных границах микроволнового диапазона. Такие измерения, совместно с развитием теоретической и вычислительной базы, позволили получать оценки вертикального распределения параметров атмосферы по радиотепловым измерениям из космоса. Эта информация в виде глобальных трёхмерных полей может дать существенно более качественное понимание процессов, происходящих в атмосфере. Восстановление глобальных трёхмерных полей водяного пара по данным спутникового радиотеплового зондирования — довольно сложная задача как с технической, так и с математической точки зрения.



На данный момент в мире существуют только четыре спутниковые микроволновые миссии, основная цель которых состоит в восстановлении детальных профилей влажности атмосферы.

Один из перспективных проектов в данном направлении — разрабатываемый в отделе исследования Земли из космоса Института космических исследований Российской академии наук (ИКИ РАН) космический эксперимент (КЭ) «Конвергенция», который планируется провести на российском сегменте Международной космической станции (РС МКС). Полное название проекта: «Определение детальных профилей температуры и влажности атмосферы при исследовании генезиса атмосферных катастроф». Основным продуктом этого эксперимента станут глобальные трёхмерные поля температуры и влажности тропической и среднеширотных зон планеты. Для обеспечения наилучшей детальности восстанавливаемых глобальных трёхмерных полей водяного пара в ходе эксперимента проводился поиск новых методов и подходов к решению данной задачи.

Существующими микроволновыми миссиями уже накоплены некоторые объёмы данных радиотепловых измерений, по которым при применении соответствующей методики обработки могут быть восстановлены глобальные трёхмерные поля атмосферного водяного пара.

Таким образом, задача исследования новых методов и алгоритмов восстановления глобальных трёхмерных полей водяного пара атмосферы по данным радиотепловых спутниковых измерений, особенно в нижней её части, где происходит большая часть термодинамических процессов, является важной и актуальной научной задачей.

### **Цель диссертационной работы**

Исследование и обоснование новых методов повышения точности восстановления вертикальных профилей влажности тропосферы по данным радиотепловых спутниковых измерений и создание алгоритмов восстановления глобальных трёхмерных полей водяного пара в атмосфере Земли.

Для достижения поставленной цели потребовалось проведение целого ряда теоретических исследований и экспериментальных работ.

### **Конкретные задачи, решённые в диссертации**

1. На основе научной литературы и специализированных интернет-ресурсов проведён анализ современных методов измерений, посвящённых задачам восстановления вертикального распределения влажности атмосферы Земли по данным спутниковых радиотепловых измерений.

2. Проведены компьютерные расчёты чувствительности классического набора радиометрических каналов, которые в настоящее время широко используются на практике, к вариациям профиля влажности на различных высотах, показана их низкая чувствительность и невысокая пространственная избирательность в слое 1–5 км.

3. Детально исследован теоретически и обоснован результатами компьютерного моделирования подход дифференциальных радиотепловых измерений в полосе 22,235 ГГц, обеспечивающий улучшение чувствительности и высотной избирательности к изменению профиля влажности в нижней тропосфере в слое 1–5 км. Предложен и обоснован набор частот, обеспечивающий повышение качества восстановления профиля водяного пара.

4. Проведён натурный эксперимент по восстановлению профиля влажности тропосферы при зондировании с поверхности Земли на основе дифференциальных радиотепловых измерений, который подтвердил эффективность подхода и возможность восстановления сложных профилей с инверсией.

5. Разработан и опробован путем численного моделирования нейросетевой алгоритм, улучшающий точность восстановления вертикального распределения влажности атмосферы на основе данных радиотеплового спутникового зондирования с дополнительным использованием радиометрических каналов в полосе 22,235 ГГц. Алгоритм проверен на практике: восстановлены глобальные трёхмерные поля водяного пара за 1,5 года на основе данных измерений

спутникового микроволнового сканера/зондировщика МТВЗА-ГЯ «Метеор-М» № 2 (модуль температурно-влажностного зондирования атмосферы, ГЯ — в память о Геннадии Яковлевиче Гуськове (1918–2002), конструкторе бортовых космических приборов).

### **Объект исследования**

Трёхмерные поля водяного пара в атмосфере Земли.

### **Предмет исследования**

Вертикальное распределение абсолютной влажности тропосферы.

### **Научная новизна**

На основе компьютерного моделирования прямых и обратных задач впервые обоснована эффективность использования дополнительного набора радиометрических каналов в полосе 22,235 ГГц при восстановлении профиля водяного пара в тропосфере Земли по данным радиометрических измерений из космоса.

Проведён натурный эксперимент по восстановлению профиля влажности тропосферы при зондировании с поверхности Земли на основе подхода дифференциальных радиотепловых измерений, который подтвердил эффективность подхода и возможность восстановления сложных профилей с инверсией.

Отработан и подтверждён результатами компьютерного моделирования нейросетевой алгоритм, обеспечивающий повышение точности восстановления вертикального распределения влажности атмосферы на основе данных радиотеплового спутникового зондирования с дополнительным использованием радиотепловых каналов в полосе 22,235 ГГц. Алгоритм проверен на практике: восстановлены глобальные трёхмерные поля водяного пара за 1,5 года на основе данных измерений МТВЗА-ГЯ «Метеор-М» № 2.

### **Положения, выносимые на защиту**

1. Результаты компьютерного моделирования прямой и обратной задач подтвердили улучшение высотной избирательности и повышение чувствительности спутниковых радиометрических измерений к вариациям профиля влажности в тропосфере Земли при использовании дополнительных радиотепловых каналов в полосе 22,235 ГГц.

2. Результаты натурального наземного эксперимента на базе перестраиваемого радиометра P22M (18–27,2 ГГц) доказали, что предложенный и развитый в диссертации подход с использованием оптимизированного набора радиометрических каналов позволяет восстанавливать на высотах от 1,5 до 6,5 км с высотным разрешением 1 км не только стандартные профили влажности, но и профили с инверсией.

3. Обосновано использование дополнительных частот и реализован соответствующий нейросетевой алгоритм, обеспечивающие повышение точности восстановления профиля влажности на высотах от 1,5 до 4,5 км при наблюдении со спутников за счёт использования оптимизированного набора радиометрических каналов в интервале 18–27 ГГц, а именно, каналов: 18,7 ГГц; 24,0 ГГц; 24,5 ГГц; 25,5 ГГц; 26,5 ГГц.

4. На основе данных фактических наблюдений МТВЗА-ГЯ («Метеор-М» № 2) построены глобальные трёхмерные поля влажности атмосферы на высотах от 0,6 до 8,6 км за 1,5 года; показано, что дополнительное использование радиометрических каналов 18,7 ГГц, 23,8 ГГц, 31,5 ГГц на вертикальной поляризации уменьшило погрешности восстановления профиля влажности на высотах 1,5–4 км на 12–29 %.

### **Научная и практическая ценность работы**

Диссертационная работа выполнялась в соответствии с научными планами ИКИ РАН в рамках государственного задания Федерального агентства научных организаций РФ по теме «Мониторинг» «Разработка методов технологий спутникового мониторинга для научных исследований глобальных изменений и обеспечения безопасности» (Гос. рег. № 01.20.0.2.00164). Автор принимал также

участие в выполнении работ в рамках проектов Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ) № 14-02-00839-а, 15-05-08401-а, 18-02-01009-а, подготовке эскизного проекта СЧ ОКР «Конвергенция».

В работе теоретически и экспериментально продемонстрирована возможность применения дифференциальных радиотепловых измерений в полосе 22,235 ГГц для восстановления профиля влажности нижней тропосферы и разработаны методики обработки как наземных, так и спутниковых дифференциальных радиотепловых измерений. Было показано преимущество применения дополнительных радиотепловых каналов в полосе 22,235 ГГц совместно с традиционным набором каналов в полосе 183,31 ГГц при восстановлении профиля влажности. Были разработаны методики, которые могут быть применены для потоковой обработки данных наземного перестраиваемого радиометра Р22М и результатов спутниковых измерений радиотепловыми комплексами МТВ3А-ГЯ и разрабатываемого прибора МИРС, входящего в состав научной аппаратуры космического эксперимента «Конвергенция».

### **Степень достоверности результатов проводимых исследований**

Подтверждается применением современных методов математического моделирования задач, анализа информационной ёмкости (степеней свободы) предложенных наборов частотных каналов, хорошим совпадением результатов, полученных в ходе наземного эксперимента и обработки спутниковых данных с результатами моделирования, данными реанализа и радиозондовыми измерениями.

### **Соответствие диссертации паспорту специальности**

Диссертация соответствует формуле специальности 1.3.4 — Радиофизика и относится к области исследования, указанной в паспорте специальности под номером 5 в части «Разработка научных основ и принципов активной и пассивной дистанционной диагностики окружающей среды, основанных на современных

методах решения обратных задач. Создание систем дистанционного мониторинга гео-, гидросферы, ионосферы, магнитосферы и атмосферы».

### **Апробация результатов**

Результаты, вошедшие в диссертацию, получены автором в период с 2013 по 2020 г. Они докладывались на следующих отечественных и международных конференциях:

- 11-я Всероссийская открытая ежегодная конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» (Москва, 2013 г.);
- 10-я Конференция молодых учёных «Фундаментальные и прикладные космические исследования», посвящённая Дню космонавтики (Москва, 2013 г.);
- 12-я Всероссийская открытая ежегодная конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» (Москва, 2014 г.);
- 11-я Конференция молодых учёных «Фундаментальные и прикладные космические исследования», посвящённая Дню космонавтики (Москва, 2014 г.);
- 13-я Всероссийская открытая ежегодная конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» (Москва, 2015 г.);
- 12-я Конференция молодых учёных «Фундаментальные и прикладные космические исследования», посвящённая Дню космонавтики (Москва, 2015 г.);
- 3-я Всероссийская Микроволновая конференция (Москва, 2015 г.);
- 14-я Всероссийская открытая ежегодная конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» (Москва, 2016 г.);

- 13-я Конференция молодых учёных «Фундаментальные и прикладные космические исследования», посвящённая Дню космонавтики (Москва, 2016 г.);
- 12-я Международная научная конференция «Физика и радиоэлектроника в медицине и экологии» с элементами научной молодёжной школы ФРЭМЭ'2016 (Суздаль, 2016 г.);
- 14-я Конференция молодых учёных «Фундаментальные и прикладные космические исследования», посвящённая Дню космонавтики (Москва, 2017 г.);
- 15-я Всероссийская открытая ежегодная конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» (Москва, 2017 г.);
- 38<sup>th</sup> Progress in Electromagnetics Research Symposium (Санкт-Петербург, 2017 г.);
- 15-я Конференция молодых учёных «Фундаментальные и прикладные космические исследования», посвящённая Дню космонавтики (Москва, 2018 г.);
- 16-я Всероссийская открытая ежегодная конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» (Москва, 2018 г.);
- 13-я Международная научная конференция «Физика и радиоэлектроника в медицине и экологии» с элементами научной молодёжной школы ФРЭМЭ'2018 (Суздаль, 2018 г.);
- 16-я Конференция молодых учёных «Фундаментальные и прикладные космические исследования», посвящённая Дню космонавтики (Москва, 2019 г.);
- 17-я Всероссийская открытая ежегодная конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» (Москва, 2019);

- Семинары отдела 55 ИКИ РАН «Физические основы микроволнового зондирования» (Москва, 2013, 2014, 2015, 2016, 2017 гг.).

### **Публикации по теме работы**

Результаты, вошедшие в диссертацию, получены автором в период с 2013 по 2019 г. Основные результаты работы опубликованы, также они были представлены на российских и международных конференциях и отражены в 36 публикациях, среди которых 8 входят в перечень журналов, рекомендованных ВАК, из них 8 работ индексируются в РИНЦ, 8 — в Scopus. Общий объём опубликованных работ составляет 15,7 печатных листов, из них 11 печатных листов принадлежат соискателю лично. Индекс Хирша в РИНЦ — 4.

### **Личный вклад автора**

Результаты, изложенные в диссертации, получены диссертантом самостоятельно или на равных правах с соавторами. Диссертант принимал участие в постановке и проведении натурных экспериментов; в обработке экспериментальных данных; в обработке данных спутниковых измерений. Автору принадлежат: разработка программного комплекса для моделирования собственного радиотеплового излучения системы океан – атмосфера и проведение модельных расчётов с использованием разработанного программного комплекса; оптимизация набора дополнительных частотных каналов в полосе 22,235 ГГц для уточнения профиля влажности в нижней тропосфере при измерениях из космоса; разработка программного комплекса, позволяющего проводить восстановление профиля влажности атмосферы при экспериментальных измерениях с поверхности Земли многоканальным микроволновым радиометром Р22М с использованием подхода дифференциальных радиотепловых измерений в полосе 22,235 ГГц; идея применения радиотепловых измерений на частотах 18,7 – 31,5 ГГц при восстановлении профиля влажности тропосферы на основе данных спутникового радиотеплового комплекса МТВЗА-ГЯ «Метеор-М» № 2; разработка алгоритмов восстановления профиля влажности тропосферы на основе



искусственных нейронных сетей по модельным данным МИРС КЭ «Конвергенция» и реальным данным спутникового радиотеплового комплекса МТВЗА-ГЯ «Метеор-М» № 2.

### **Благодарности**

Диссертант выражает глубокую признательность Евгению Александровичу Шаркову за научное руководство диссертационной работой. Автор выражает благодарность Стерлядкину Виктору Вячеславовичу за помощь и поддержку в теоретических исследованиях на всех этапах диссертации, а также за первоначальную идею применения дифференциальных радиотепловых каналов для измерений профиля влажности атмосферы. Автор признателен Смирнову Михаилу Тимофеевичу за предоставление многоканального микроволнового радиометра P22M для проведения натурных экспериментов. Автор выражает особую благодарность Черному Игорю Владимировичу за предоставление архива данных измерений спутникового радиотеплового комплекса МТВЗА-ГЯ. Автор признателен Кузьмину Алексею Владимировичу, Садовскому Илье Николаевичу и Селунскому Александру Борисовичу за обсуждение и оценку результатов диссертационной работы. Автор выражает благодарность Комаровой Наталии Юрьевне за оказание помощи в оформлении диссертации и автореферата, а также всем сотрудникам отдела № 55 «Отдел исследования Земли из космоса» ИКИ РАН за поддержку в течение всего периода работы над диссертацией.

### **Структура и объём диссертации**

Диссертация состоит из введения, четырёх глав, заключения, приложения и библиографии. В ней содержится 162 страницы, в том числе 68 рисунков, 16 таблиц. Библиография включает 96 наименований.

Во *введении* обоснована актуальность темы диссертационной работы, сформулированы её цели и приведены основные научные положения и результаты, выносимые на защиту.

*Первая глава* носит обзорный характер. В ней кратко описывается текущее состояние исследований глобального распределения водяного пара в атмосфере Земли и какие временные и пространственные разрешения глобальных полей водяного пара считаются в настоящий момент приемлемыми для разного рода климатических исследований. Приводится анализ развития методов пассивного микроволнового дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) и существующих приборов, позволяющих восстанавливать профиль влажности атмосферы Земли, в том числе — в КЭ «Конвергенция».

*Вторая глава* посвящена исследованию проблематики существующих радиофизических подходов радиотеплового зондирования профиля влажности атмосферы. Для этого описана модель формирования излучения системы океан – атмосфера и проведено исследование профилей влажности атмосферы различных географических зон на основе данных корабельного радиозондирования. В результате на основе моделирования показано, что наиболее энергетическая и изменчивая часть профиля влажности атмосферы (1,5–4,5 км) не может быть хорошо прозондирована из космоса имеющимися радиотепловыми приборами и методами ДЗЗ.

*Третья глава* посвящена описанию и доказательству возможности применения дифференциальных радиотепловых измерений для более точного восстановления профиля влажности нижней тропосферы 0–5 км как с поверхности Земли, так и из космоса. Метод заключается в одновременном измерении яркостной температуры атмосферы на нескольких близких парах частот на склоне слабой линии поглощения водяного пара 22,235 ГГц. Теоретически показано, что такие измерения имеют высотную избирательность к профилю влажности нижней тропосферы при зондировании с поверхности Земли. Для проверки теории был проведён эксперимент с использованием перестраиваемого радиометра P22M (18–27,2 ГГц), который подтвердил возможности дифференциальных радиотепловых измерений и показал, что с его помощью можно восстанавливать профили влажности тропосферы с высотным разрешением 1 км. Также было теоретически показано, что дифференциальные

радиотепловые измерения в полосе 22,235 ГГц могут быть применены при зондировании из космоса на примере КЭ «Конвергенция», где применение дополнительных каналов в полосе 22,235 ГГц каналов совместно с каналами в области 183,31 ГГц может существенно улучшить восстановление профиля влажности на высотах от 0 до 4,5 км.

*Четвёртая глава* посвящена разработке методики восстановления глобальных трёхмерных полей влажности с использованием дополнительных частот, требуемых для дифференциальных измерений, которая позволяет оперативно и качественно обрабатывать как данные КЭ «Конвергенция», так и данные существующих спутников, на примере МТВЗА-ГЯ «Метеор-М» № 2. Показана возможность и целесообразность использования искусственных нейронных сетей (ИНС) для восстановления глобальных трёхмерных полей влажности по спутниковым данным. На основе модельных данных КЭ «Конвергенция» разработана топология ИНС для восстановления трёхмерных полей влажности, которая была применена для обработки реальных данных МТВЗА-ГЯ «Метеор-М» № 2. С помощью разработанного нейросетевого алгоритма были восстановлены глобальные трёхмерные поля влажности по данным МТВЗА-ГЯ за 1,5 года и показано хорошее соответствие результатов восстановления с радиозондовыми измерениями.

*Заключение* содержит основные результаты работы.

В *приложении 1* приводятся примеры восстановленных полей влажности на различных атмосферных уровнях по данным МТВЗА-ГЯ «Метеор-М» № 2.

## **ГЛАВА 1. Дистанционное зондирование влажности атмосферы с помощью микроволновых радиометрических средств космического базирования**

### **1.1. Глобальные трёхмерные поля атмосферного водяного пара как объект атмосферных и климатических исследований**

Климатические изменения и влияние на них человеческой деятельности вызывают всё большую озабоченность у мирового сообщества [Climate change, 2014]. Поэтому мониторинг изменений климата будет иметь всё большее значение в ближайшие десятилетия. Из-за важности атмосферы в климатической системе изменения в её составе неизменно будут влиять на климат Земли. Водяной пар — ключевая составляющая атмосферы Земли [Chahine, 1992]. Это основной элемент в термодинамике атмосферы, он способствует поглощению и излучению в микроволновом и инфракрасном диапазонах электромагнитного излучения. На радиационный энергетический баланс напрямую влияют отражение и поглощение излучения в облаках, которые, в свою очередь, определяются распределением, переносом и конвергенцией водяного пара. Выступая основным парниковым газом, водяной пар влияет на климат в различных временных и пространственных масштабах, образуя сильные обратные связи. Повышение температуры поверхности океана приводит к увеличению испарения воды, что может усиливать парниковый эффект и создавать фактор к дальнейшему потеплению поверхности.

Ещё один важный, но сложный аспект — обратная связь водяного пара с облаками. Водяной пар, конденсированный в капли воды или кристаллы льда, создаёт дополнительное рассеяние и отражение излучения, влияя на радиационный баланс. Таким образом, информация о глобальном распределении атмосферной влаги становится одним из ключевых факторов для развития климатологии и климатических моделей.

Помимо общих исследований о влиянии водяного пара на климатические изменения, актуальность задачи заключается в исследовании динамики водяного пара в атмосфере на синоптических и мезомасштабах, особенно в её тропической

зоне. Система океан – атмосфера тропической зоны Земли обладает совершенно уникальным свойством генерации достаточно организованных и устойчивых мезомасштабных вихревых структур — тропических циклонов (ТЦ) — из атмосферного турбулентного хаоса в системе глобальной циркуляции. Внимание к исследованию таких систем объясняется целым рядом обстоятельств. В первую очередь эти атмосферные процессы представляют собой непосредственную физическую опасность для человека и сопровождаются значительным материальным ущербом, а также возникающими при этом административно-хозяйственными проблемами [Шарков, 2010].

Важная научная задача — поиск механизмов и признаков генезиса и интенсификации ТЦ. В полной мере таких признаков пока не существует, поскольку не ясен источник «быстрой» и мощной энергии, которая позволит интенсифицировать (или диссипировать за счёт отбора энергии) ТЦ за сравнительно короткий промежуток времени (5–8 ч) [Шарков и др., 2012].

В последних исследованиях был обнаружен фундаментальный вклад малоинерционного источника энергии — поля водяного пара повышенной концентрации, в процессы генезиса первичных форм ТЦ и затем формирования зрелых форм ТЦ, и горизонтального переноса водяного пара глобальной циркуляцией и джетовыми потоками для поддержания функционирования зрелых форм ТЦ [Шарков, 2010; Шарков и др., 2008, 2011а, б]. Также есть основания полагать, что к генезису ТЦ может приводить неустойчивость, вызванная особенностями вертикального распределения водяного пара в атмосфере [Руткевич, Шарков, 2005].

Кроме того, сформированный ТЦ сам становится переносчиком связанных с ним полей водяного пара в средние и высокие широты. Таким образом, этот процесс оказывается достаточно сильным и быстрым механизмом выноса скрытой энергии и влаги из экваториального пояса в средние широты, что влияет на выравнивание воздействия парникового эффекта на термический режим атмосферы планеты, а также в определённой мере формирует региональный климат арктического региона в северном полушарии и приантарктической зоны в

южном полушарии [Ермаков и др., 2007; 2012а, б; Шарков, 2010; Шарков и др., 2008, 2011а–г; Sharkov, 1998; 2000; 2012].

Существенный интерес представляет климатология так называемых атмосферных рек. Атмосферные реки — нитевидные структуры в поле атмосферного водяного пара, обеспечивающие быстрый перенос влаги из тропиков в средние и высокие широты. Систематические исследования атмосферных рек выявили их существенную роль в меридиональном транспорте атмосферного скрытого тепла. Начинаясь во внутритропической зоне конвергенции и преодолевая границы ячеек Хэдли, атмосферные реки часто достигают полярных областей и могут существенно влиять на климатические параметры последних. Особенно выраженное влияние атмосферные реки могут оказывать в северном полушарии, где отсутствует постоянный блокирующий эффект, связанный с циркумполярным течением.

Установлено, что атмосферные реки тихоокеанского бассейна стали причиной значительного числа экстремальных погодных явлений на западном побережье Северной Америки. Атмосферные реки над Атлантикой могут оказывать аналогичное воздействие на регионы Западной Европы [Ермаков, 2017а, б].

Исследования во всех вышеперечисленных направлениях требуют качественной информации о глобальном распределении водяного пара не только в интегральном виде, но и по высоте. Всемирной метеорологической организацией (ВМО) сформирован ряд требований, задающий предельно допустимые погрешности, с которыми необходимо знать вертикальное распределение атмосферной влажности для решения таких задач как исследование химического состава атмосферы, метеорологическое обеспечение космонавтики и авиации, исследование и моделирование климатических процессов, глобальные численные прогнозы погоды, численные прогнозы погоды высокого разрешения и прогнозирование на сверхкороткие временные периоды (<https://www.wmo-sat.info/oscar/variables/view/161>). Согласно этим требованиям, необходимо обеспечить соответствующие измерения в глобальном масштабе с погрешностью

от 20 до 5 % с вертикальным разрешением от 3 до 0,6 км от поверхности до верхней границы тропосферы и горизонтальным разрешением до 20 км для различных задач. Также необходимо обеспечение цикличности наблюдений порядка 3 ч.

Наиболее протяжённые временные ряды измерений влажности атмосферы в настоящее время предоставляются радиозондовыми измерениями. Радиозонды обеспечивают измерение вертикальных профилей водяного пара до высот порядка 30 км, но они имеют существенные ограничения. В частности, над океаном сеть радиозондов редка, а в верхней тропосфере датчики влажности становятся всё более ненадёжным [Miloshevich et al., 2006].

Глобальный мониторинг состояния атмосферы с приемлемой погрешностью, временным и пространственным разрешением в настоящий момент может быть обеспечен только средствами дистанционного зондирования Земли из космоса. Дистанционное исследование влажности атмосферы из космоса в настоящий момент обеспечивается пассивными ИК и микроволновыми радиометрами, при этом микроволновая радиометрия обладает рядом преимуществ, такими как всепогодность и независимость от времени суток. И если интегральные характеристики водяного пара в атмосфере с помощью микроволновых спутниковых систем ДЗЗ исследуются практически с самого начала их применения, то спутниковые наблюдения вертикального распределения атмосферного водяного пара с помощью микроволновой радиометрии ведутся сравнительно недавно и только начинают подбираться к необходимой точности и разрешению. Именно поэтому исследования, нацеленные на создание новых средств и методов получения глобальных трёхмерных полей водяного пара в атмосфере Земли средствами пассивного микроволнового ДЗЗ из космоса, имеют высокую актуальность в современной науке.

## **1.2. Развитие средств и методов микроволнового радиометрического зондирования профиля влажности из космоса**

Первые исследования атмосферы пассивными микроволновыми методами из космоса проведены в СССР. 23 сентября 1968 г. на орбиту был выведен спутник «Космос-243», на борту которого установлены четыре радиотелескопа, направленные в надир. Они измеряли тепловое радиоизлучение поверхности Земли и её атмосферы на длинах волн 0,8; 1,35; 3,4 и 8,5 см. Этот эксперимент показал чувствительность радиометрических измерений в центре линии поглощения водяного пара из космоса к интегральному паросодержанию атмосферы [Гурвич, Кутуза, 2010].

Позднее, в 1972 г. пассивным микроволновым комплексом NEMS на борту спутника США Nimbus-5 (Nimbus-E Microwave Spectrometer) было проведено измерение профиля температуры атмосферы с помощью многочастотных измерений в сильной полосе поглощения кислорода 50–70 ГГц [Waters et al., 1975]. Вдохновившись перспективами, открываемыми пассивными микроволновыми измерениями из космоса, учёными были предложены методы пассивного микроволнового зондирования профиля влажности атмосферы из космоса.

Впервые возможность зондирования профиля влажности атмосферы с борта космических аппаратов на частотах вблизи сильной линии поглощения водяного пара 183,31 ГГц была показана в работе [Shraerer, Wilheit, 1979]. В работе утверждается, что проводимые ранее измерения атмосферной влаги на частоте 22,235 ГГц не подходят для профилирования влажности атмосферы из-за слишком слабого поглощения в ней. Имея успешный опыт восстановления профиля температуры атмосферы [Waters et al., 1975] по данным микроволнового зондировщика NEMS (Nimbus-5), был предложен схожий подход для зондирования профиля влажности атмосферы на частотах вблизи линии поглощения водяного пара 183,31 ГГц. Авторами были рассчитаны весовые функции относительной влажности для частотных каналов, отстроенных от



центра линии поглощения 183,31 ГГц на 2, 4, 6, 10 и 18 ГГц для условий наблюдения над поверхностью океана и суши (рисунок 1.1) исходя из

линеаризованного уравнения переноса:  $\Delta T_{B\uparrow}(h) = \int_0^{\infty} G_R(h) \cdot \Delta R(h) \cdot dh$

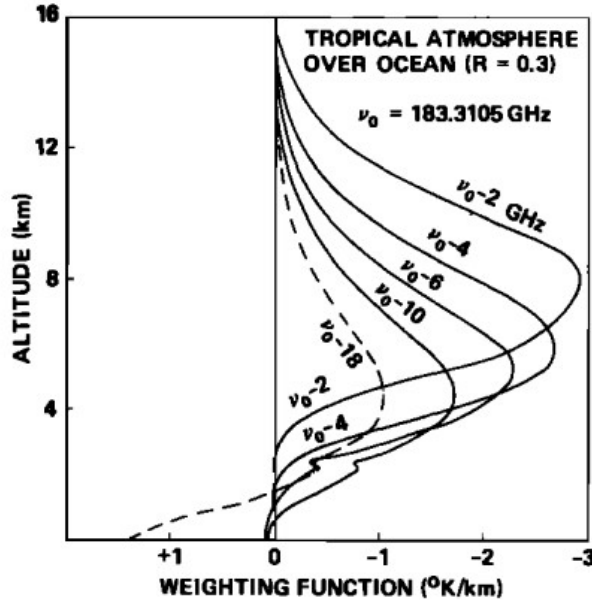


Рисунок 1.1 — Весовые функции относительной влажности атмосферы, показанные в работе [Shraeger, Wilheit, 1979]

Весовая функция профиля относительной влажности в данной работе имеет

следующий вид:  $G_R(h) = G(h) \frac{\partial \gamma(h)}{\partial \rho(h)} \cdot \frac{\partial \rho(h)}{\partial R(h)}$ , где

$G(h) = e^{-\tau'} [T(h) - T_{B\uparrow}(h)] + R \cdot e^{-2\tau} [T(h) - T_{B\downarrow}(h)]$ ;  $\gamma(h)$  — погонный коэффициент поглощения атмосферы;  $\rho(h)$  — профиль абсолютной влажности атмосферы;  $R(h)$  — профиль относительной влажности атмосферы;  $T(h)$  — профиль температуры атмосферы;  $R$  — коэффициент отражения поверхности;  $\tau$  — полное поглощение атмосферы,  $T_{B\uparrow}(h)$  и  $T_{B\downarrow}(h)$  восходящее и нисходящее излучение на высоте  $h$ .

Авторы показывают, что, согласно расчётам, максимумы весовых функций смещаются ниже по высоте при удалении частоты измерений от центра линии поглощения 183,31 ГГц. Яркостная температура на исследуемых частотных каналах должна уменьшаться при увеличении влажности. Кроме того, авторы

отмечают, что ниже 3 км весовые функции для частот, отстоящих от центра линии более чем на 10 ГГц, меняют знак и испытывают перегиб (crossover), чего не наблюдается для весовых функций температуры атмосферы. Также демонстрируется зависимость высоты максимума весовых функций в зависимости от удаления от центра линии (рисунок 1.2) для различных типов стандартных профилей, на которой видно, что эта зависимость испытывает перегиб при удалении частоты от центра линии более чем на 7 ГГц.

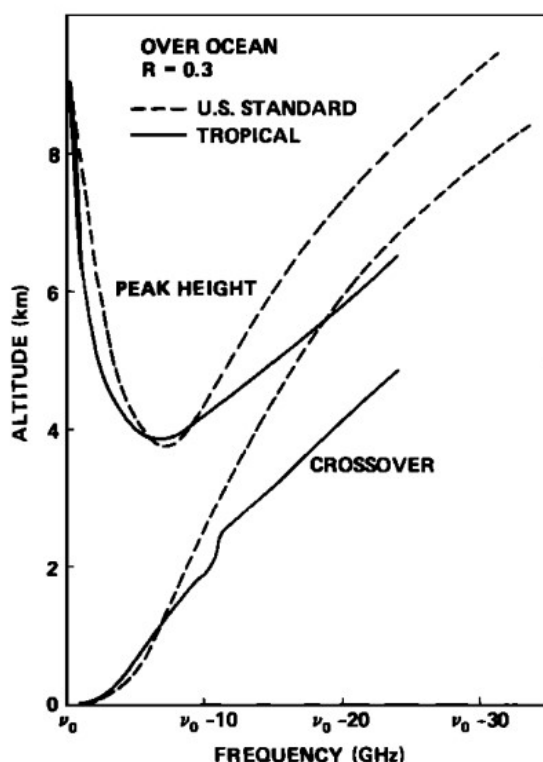


Рисунок 1.2 — Зависимости высоты максимума весовой функции от частоты [Shraerer, Wilheit, 1979]

В результате делается вывод, что в случае восстановления влажности для стандартного профиля влажности на территории США могут возникнуть проблемы с восстановлением ниже 4 км из-за отсутствия весовых функций в этой области. Над поверхностью океана таких проблем не должно возникнуть, поскольку часть отражённого от поверхности воды излучения создаёт весовые функции обратного знака, закрывающие область от 0 до 4 км.

Также авторы уделяют внимание проблеме зависимости весовых функций от влажности и показывают, что их максимум существенно смещается по высоте

(например, с 5 до 10 км для частоты 182 ГГц) при изменении относительной влажности всего атмосферного профиля от 10 до 100 %

На основе проделанных изысканий для восстановления профиля влажности атмосферы из космоса авторы предлагают набор из пяти частотных каналов: 183,30; 182,0; 180,0; 174,0 и 140,1 ГГц. Далее, авторы показывают, что при априорном знании профиля температуры атмосферы вполне возможно восстановить профиль влажности, который изменяется достаточно гладко относительно стандартного профиля. Резкие же изменения профиля влажности на каких-либо высотах могут быть существенно сложны для восстановления предложенным методом.

Следующая серьёзная работа в данной области была выпущена в 1982 г. [Rosenkranz et al., 1982]. В работе был подвергнут критике подход к расчёту весовых функций, предложенный в статье [Shraerer, Wilheit, 1979], из-за того, что они зависят только от влажности и делают задачу таким образом нелинейной. Авторами был предложен другой вид весовых функций:  $W(s) ds = \gamma \cdot \exp(-\tau)$ , позволяющий, по мнению авторов, лучше линеаризовать уравнение переноса излучения. Вместо параметра  $s$  в уравнении весовой функции предлагается использовать величину атмосферного давления для вычисления весовых функций профиля температуры и значение интегральной влажности от верхней границы атмосферы до текущего уровня для вычисления весовых функций влажности, поскольку эти величины изменяются с высотой по логарифмическому закону. Также авторами был предложен набор частотных каналов с наиболее оптимальными весовыми функциями, который и по сей день используется в многих спутниковых зондировщиках (SSM/I, MTB3A) (рисунок 1.3).

В качестве методики восстановления авторы предложили использовать метод линейных регрессий с использованием априорной статистической информации об атмосферном профиле влажности в районе наблюдений. Восстановление профиля интегральной влажности атмосферы от верхней границы до текущего слоя и относительной влажности проводилось на основе результатов моделирования яркостной температуры по зондовым данным для

поверхности океана и суши. Всего использовалось 206 зондовых профилей, собранных в летнее время в областях Южной и Северной Америки, близких к экватору.

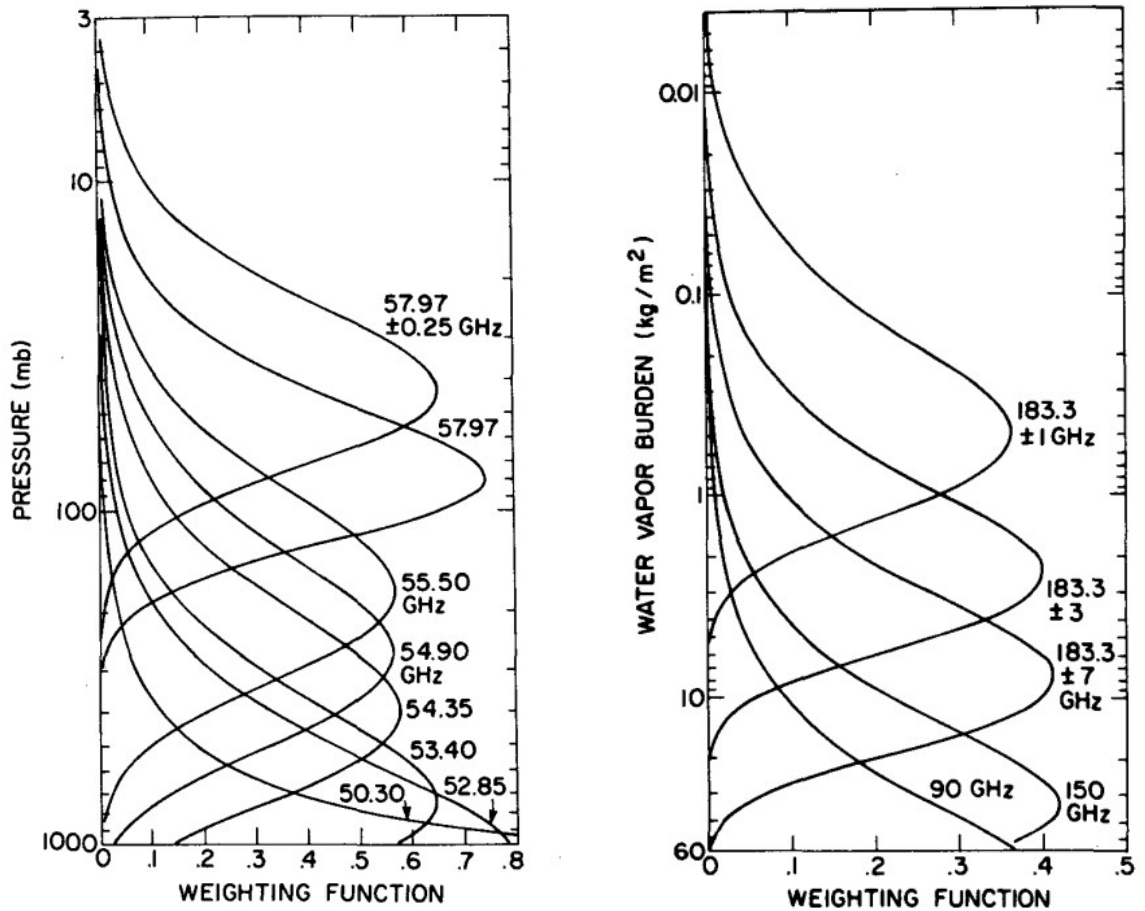


Рисунок 1.3 — Весовые функции для зондирования температуры и влажности, предложенные в работе [Rosenkranz et al., 1982]

В работе не приводится сравнение конкретных исходных и восстановленных профилей, даются лишь среднеквадратичные ошибки восстановления и среднеквадратичные отклонения исходных профилей. Так, среднеквадратичная ошибка восстановления профиля относительной влажности была оценена в 10–15 % от поверхности земли до уровня в 500 мбар и 5–8 % на уровнях от 500 до 300 мбар.

Анализируя результаты работы, можно сказать, что такие низкие ошибки скорее всего связаны с малостью и малой вариативностью использованной при расчётах выборки зондовых данных — среднеквадратичные отклонения относительной влажности для использованной выборки находятся на уровне

20 %. Также сыграло роль предположение о чувствительности приборов, использованных в расчётах — 0,5 К для кислородных каналов и 0,6 К для влажностных каналов, которые труднодостижимы при зондировании из космоса и по сей день.

Для проверки разработанных методик были проведены самолётные измерения профиля влажности с помощью радиометрического прибора AMMS (Advance microwave moisture sounder) [Gagliano, McCheehy, 1981] имеющего набор каналов: 92,  $183 \pm 2$ ,  $183 \pm 5$ ,  $183 \pm 9$  ГГц. Чувствительность канала 92 ГГц составляла 1,5 К и каналов 183 ГГц — 3 К. Данный прибор имел конструкцию со сканированием поперёк трека, которая и в настоящее время используется на спутниковых зондировщиках. Антенная система прибора имела диаграмму направленности  $1-2^\circ$  и проводила сканирование на надирных углах от  $-45$  до  $+45^\circ$ , но не непрерывно, а шагами — 50 шагов за один скан продолжительностью 3,3 с. Каждые 6 сканов проводилась калибровка по холодной и горячей нагрузке.

В экспериментах [Wang et al., 1983; Wilheit et al., 1982] самолёт поднимался до высоты 15 км, после чего выполнялись измерения вблизи метеостанций, на которых проводились зондовые запуски. Эксперименты показали возможность восстановления профиля относительной влажности атмосферы с использованием данного набора каналов на высотах от 4 до 7 км. Восстановления ниже 4 км оказались затруднительными из-за слабой чувствительности частот вблизи 183 ГГц к этим атмосферным слоям и сильной чувствительности канала 92 ГГц к излучению подстилающей поверхности, излучательные характеристики которой неизвестны [Wang, Chang, 1990]. Также было показано, что рассчитанные по зондовым данным и измеренные значения яркостной температуры достаточно сильно отличаются для исследуемых частот. Расхождения доходят до 9 К, что сильно усложняет применяемую в работе итерационную процедуру восстановления.

Результаты приведённых ранее теоретических и экспериментальных исследований воплотились в конце 1991 г. в набор спутниковой пассивной микроволновой аппаратуры на борту полярного, солнечно-синхронного

космического аппарата DMSP-F11 (Defense Meteorological Satellite Program) министерства обороны США. На борту спутника имелся, помимо уже запускаемых ранее микроволновых комплексов SSM/I и SSM/T (Special Sensor Microwave/Imager) — пассивных микроволновых имиджера интегральных характеристик атмосферы и зондировщика профиля температуры, зондировщик профиля влажности — SSM/T2 (таблица 1.1).

Таблица 1.1

## DMSP-F11

Центральная частота, ГГц	Полоса приёма, МГц	Поляризация	Шумовая чувствительность, К
<b>SSM/I (коническое сканирование)</b>			
19,35	400	V, H	0,43
22,235		V	0,73
37	1500	V, H	0,38
85,5	3000		0,31
<b>SSM/T (сканирование поперёк трека)</b>			
50,5	400	H	0,6
53,2			0,4
54,35			
54,9			
58,4	350		0,5
58,825	300		0,4
59,4	250		
<b>SSM/T-2 (сканирование поперёк трека)</b>			
91,65	3000	H	0,6
150	1500		
183,31±7	500		
183,31±3	1000		
183,31±1	1500		0,8

После завершения срока службы первого прибора SSM/T-2 в 2000 г. в работе [Blankenship et al., 2000] был представлен алгоритм обработки его данных для восстановления трёхмерных полей интегральной и относительной влажности. В работе был применён метод расчёта весовых функций предложенный в статье [Shraerer, Wilheit, 1979] для профиля относительной влажности. В качестве метода решения обратной задачи использовался итерационный алгоритм решения

обратной задачи, когда при известном профиле температуры атмосферы и варьируемом профиле влажности производится итерационный расчёт яркостных температур и сравнение их с измерениями. Для валидации результатов восстановления использовались данные 1271 радиозондовых запуска с малых островов в мировом океане и данные реанализа ECMWF (Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды) для тех же пикселей.

В результате впервые были получены трёхмерные поля влажности по данным пассивной микроволновой радиометрии из космоса в четырёх атмосферных слоях: 1000–850, 850–700, 700–500, 500–200 мбар (рисунок 1.4).

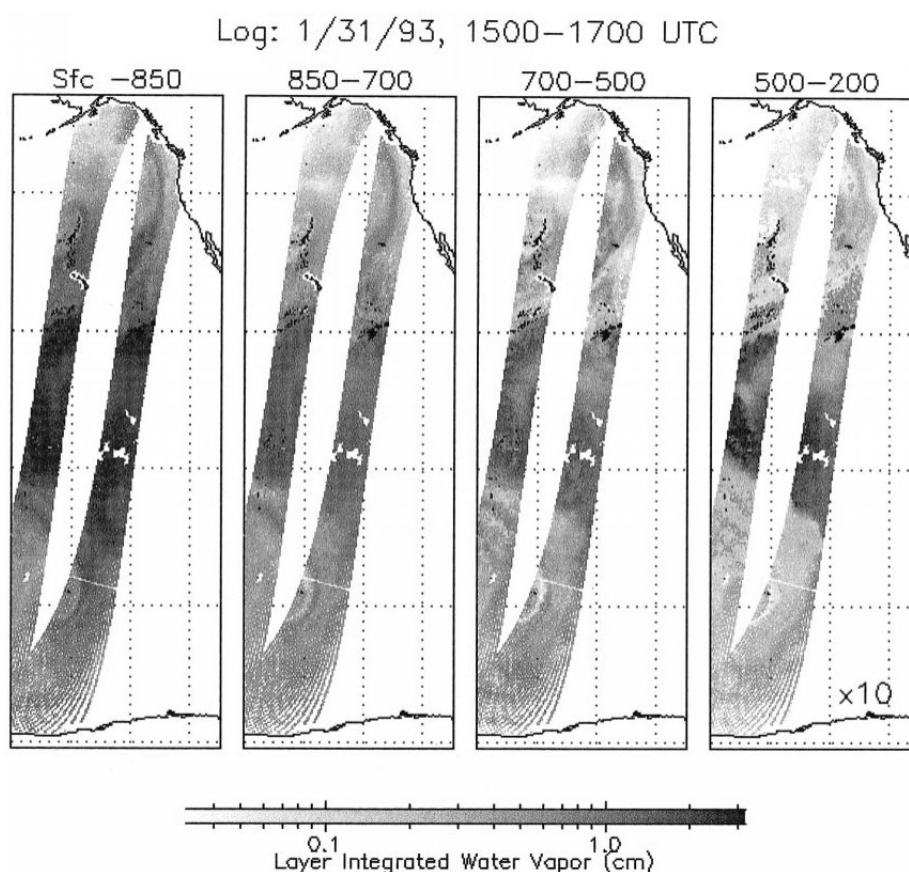


Рисунок 1.4 — Восстановленные поля интегральной влажности в четырёх атмосферных слоях по данным SSM/T-2 [Blankenship et al., 2000]

Оценка точности восстановления по зондовым данным показала, что при использовании данных только SSM/T-2 с применением предложенного метода можно ожидать следующие относительные среднеквадратичные ошибки восстановления: 40 % в слое 1000–700 мбар, 57 % в слое 700–500 мбар и 58 % в

слое 500–200 мбар. Было показано, что ошибки можно уменьшить, привлекая к решению информацию об интегральной влажности атмосферы с прибора SSM/I, в этом случае ошибки составляют: 24, 42 и 50 % соответственно. Также интересно, что сравнение результатов восстановления с данными реанализа ECMWF показывает немного меньшие ошибки. Это может говорить о плохом качестве зондовых измерений из-за несовершенства технологий используемых датчиков влажности тех лет.

С момента запуска зондировщика SSM/T-2 в 1991 и до 2011 г. количество спутниковых микроволновых зондировщиков, присутствующих на орбите, неуклонно росло, но набор используемых в них радиометрических каналов практически не менялся.

В 1998 г. на платформе спутников NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration, Национальное управление океанических и атмосферных исследований) был запущен микроволновый комплекс AMSU (Advanced Microwave Sounding), состоящий из двух блоков: AMSU-A предназначался для наблюдения поверхности и профиля температуры атмосферы, а AMSU-B — для зондирования профиля влажности [Saunders et al., 1994]. Блок AMSU-B устанавливался на нескольких спутниках и присутствовал на орбите до 2014 г.

В конце 2001 г. получила начало серия отечественных микроволновых спутниковых радиометров — МТВЗА [Черный и др., 2003]. На сегодняшний день это единственные отечественные пассивные микроволновые приборы ДЗЗ метеорологического назначения, присутствующие на орбите. Данные приборы устанавливаются на спутники серии «Метеор» и имеют набор каналов, практически соответствующий всем приборам SSM, объединённые в один комплекс. Отличительная особенность данного комплекса — конический тип сканирования с большим углом встречи с Землёй —  $65^\circ$ .

В 2003 г. на спутнике DMSP-F16 был запущен микроволновый комплекс SSMIS который объединил в себе радиометрические каналы приборов SSM/I, SSM/T и SSM/T2, но в схеме с коническим сканированием под углом  $53,1^\circ$ . Серия этих приборов зарекомендовала себя как очень надёжная и имеющая очень



хорошие характеристики чувствительности и стабильности аппаратуры [Vommarito, 1993]. Данные приборы присутствуют на орбите до сих пор на нескольких спутниках, что обеспечивает протяжённые временные ряды данных о системе океан – атмосфера с очень хорошим пространственным и временным покрытием и разрешением.

В 2005 г. был запущен первый европейский микроволновый зондировщик влажности MHS (Microwave Humidity Sounder) с характеристиками, аналогичными SSM/T2. Данный прибор присутствует на орбите до сих пор на спутниках NOAA и Metop [Gangwar, Gohil, 2014].

И наконец в 2008 г. группу спутниковых микроволновых зондировщиков влажности пополнил китайский прибор MWHS-1 (Micro-Wave Humidity Sounder), устанавливаемый на борту спутников FY-3A и FY-3B (*букв.* «Ветер и облако»). Набор радиометрических каналов этого прибора не отличается от всех перечисленных выше [Dong, Yang, 2009].

Основные работы, выполненные на основе данных этих приборов [Образцов, Щукин, 2002; Gangwar et al., 2014; Rosenkranz, 2001] показывают, что используемый в них набор из 3–4 радиометрических каналов вблизи линии поглощения водяного пара 183,31 ГГц позволяет получать грубые вертикальные профили относительной влажности на 4–5 атмосферных уровнях от 1000 до 400 мбар, при условии известного профиля температуры атмосферы. Среднеквадратичные ошибки восстановления при этом оцениваются порядка 20 %, хотя, анализируя приводимые результаты сравнения с зондовыми данными, например, в работе [Gangwar et al., 2014] (рисунок 1.5), можно сказать, что эти оценки слегка оптимистичны.

Новым шагом в ДЗЗ атмосферных профилей влажности стал запуск в 2011 г. индо-европейского проекта Megha-Tropiques с микроволновым зондировщиком влажности SAPHIR (Sounder for Atmospheric Profiling of Humidity) на борту и практически одновременного с ним запуска многоцелевого микроволнового прибора ATMS (Advanced Technology Microwave Sounder) на борту американского спутника Suomi NPP. Оба этих радиометрических комплекса

имеют 6 каналов в области линии поглощения 183,31 ГГц, что позволяет проводить зондирование профиля влажности с лучшим вертикальным разрешением и точностью. Рассмотрим их более подробно.

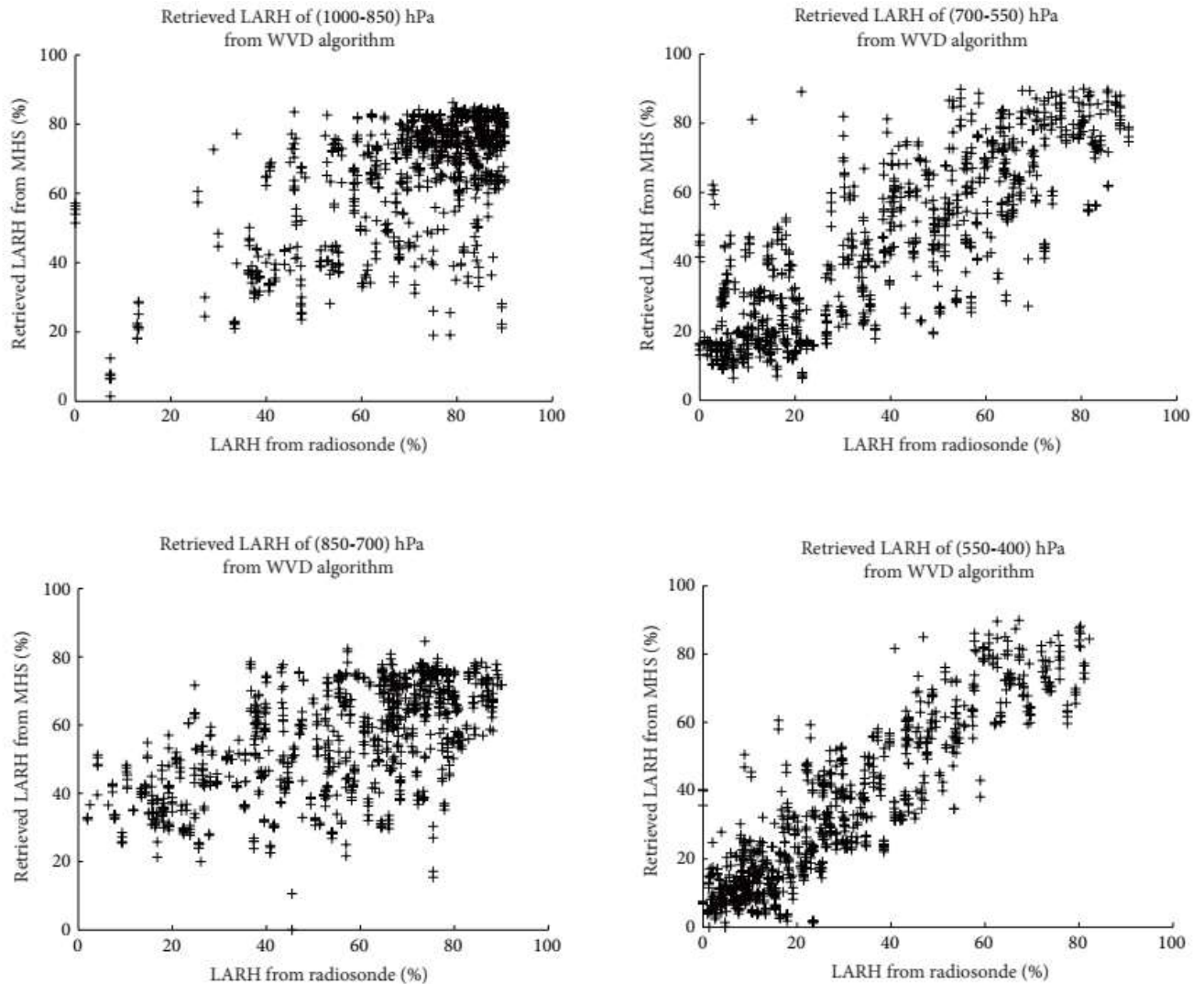


Рисунок 1.5 — Сравнение результатов восстановления относительной влажности в 4 атмосферных слоях по данным прибора MHS с данными радиозондов [Gangwar et al., 2014]

Космический аппарат Megha-Tropiques имеет круговую орбиту с наклоном  $20^\circ$  относительно экватора и высоту орбиты 866 км. Такая конфигурация обеспечивает 51-дневный цикл прецессии и 14 оборотов вокруг Земли за сутки. На борту спутника находятся два микроволновых радиометрических комплекса MADRAS (Microwave Analysis and Detection of Rain and Atmospheric Structures) и SAPHIR.

MADRAS — это пассивный микроволновый сканер-имиджер с коническим сканированием под углом  $53,5^\circ$  и набором каналов, предназначенных для восстановления интегральных характеристик атмосферы и поверхности (18,7; 23,8; 36,5; 89,0; 157,0 ГГц). Вышел из строя в 2013 г. [Defer et al., 2014].

Микроволновый зондировщик профиля влажности SAPHIR осуществляет сканирование поперёк трека с максимальным зенитным углом сканирования  $50,7^\circ$ . Прибор имеет шесть узких каналов, расположенных в полосе поглощения водяного пара на частоте 183,31 ГГц [Eymard et al., 2002]. Характеристики каналов прибора представлены в таблице 1.2.

Таблица 1.2

Канал	Центральная частота, ГГц	Полоса, МГц	Поляризация	NEΔT
S1(C1)	$183,31 \pm 0,2$	200	H	2,0 К
S2(C2)	$183,31 \pm 1,1$	350		1,5 К
S3(C3)	$183,31 \pm 2,7$	500		1,5 К
S4(C4)	$183,31 \pm 4,2$	700		1,3 К
S5(C5)	$183,31 \pm 6,6$	1200		1,3 К
S6(C6)	$183,31 \pm 11$	2000		1,0 К

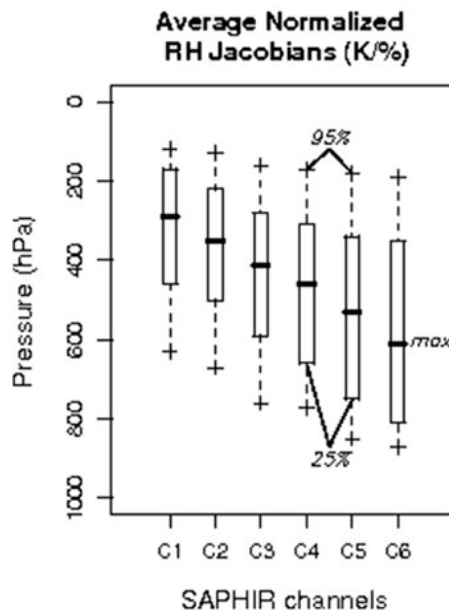


Рисунок 1.6 — Области атмосферы, к влажности которых чувствительны каналы SAPHIR [Brogniez et al., 2013]

Функции чувствительности каналов прибора к изменениям профиля относительной влажности можно увидеть на рисунке 1.6. Предполагается, что

такой набор каналов позволит восстанавливать профиль влажности от поверхности до уровня тропопаузы в 6 атмосферных слоях, что является преимуществом перед зондировщиками предыдущего поколения такими как AMSU и MHS [Brogniez et al., 2013].

Основные методики, применяемые для восстановления профиля влажности по данным SAPHIR, представлены в работах [Mathur et al., 2013; Sivira et al., 2015].

В первой работе [Mathur et al., 2013] предлагается использовать регрессионные методы восстановления. Основным вид регрессионного соотношения (1.1) выводится из анализа набора модельных данных и данных соответствующих каналов прибора AMSU-B, из которых видна логарифмическая зависимость яркостной температуры соответствующих каналов прибора от влажности различных атмосферных слоёв (рисунок 1.7) [Gohil, Mathur, 2006]:

$$\text{LARH}_p = A + \sum_{i=1}^N A_i \ln(310 - TB_i) + \sum_{i=1}^N B_i [\ln(310 - TB_i)]^2. \quad (1.1)$$

Коэффициенты регрессии  $A$ ,  $A_i$  и  $B_i$  предлагается находить из подспутниковых измерений. В качестве подспутниковых данных в работе используются данные реанализа ECMWF, они же используются для валидации результатов совместно с данными радиозондов.

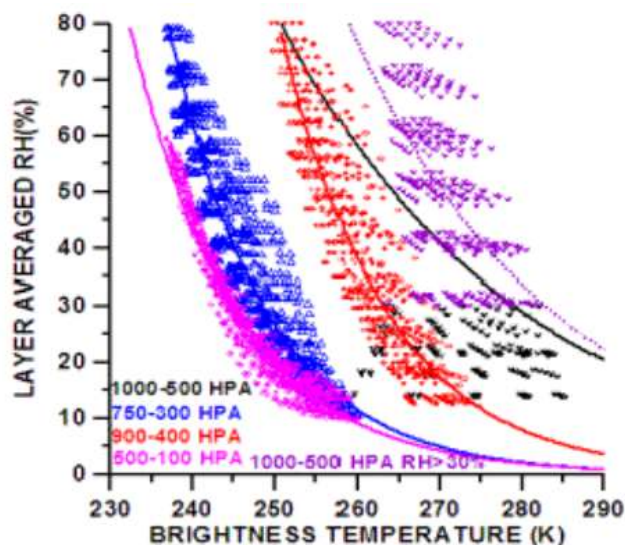


Рисунок 1.7 — Зависимость яркостной температуры четырёх влажностных каналов радиометра AMSU-B от относительной влажности в различных слоях атмосферы

Результаты сравнения с реанализом показывают среднеквадратические ошибки восстановления таким методом относительной влажности в шести атмосферных слоях менее 20 %: 14,3 %; 18,2; 14,0; 11,7; 14,8 и 15,5 %. Диаграммы рассеяния полученных данных можно увидеть на рисунке 1.8.

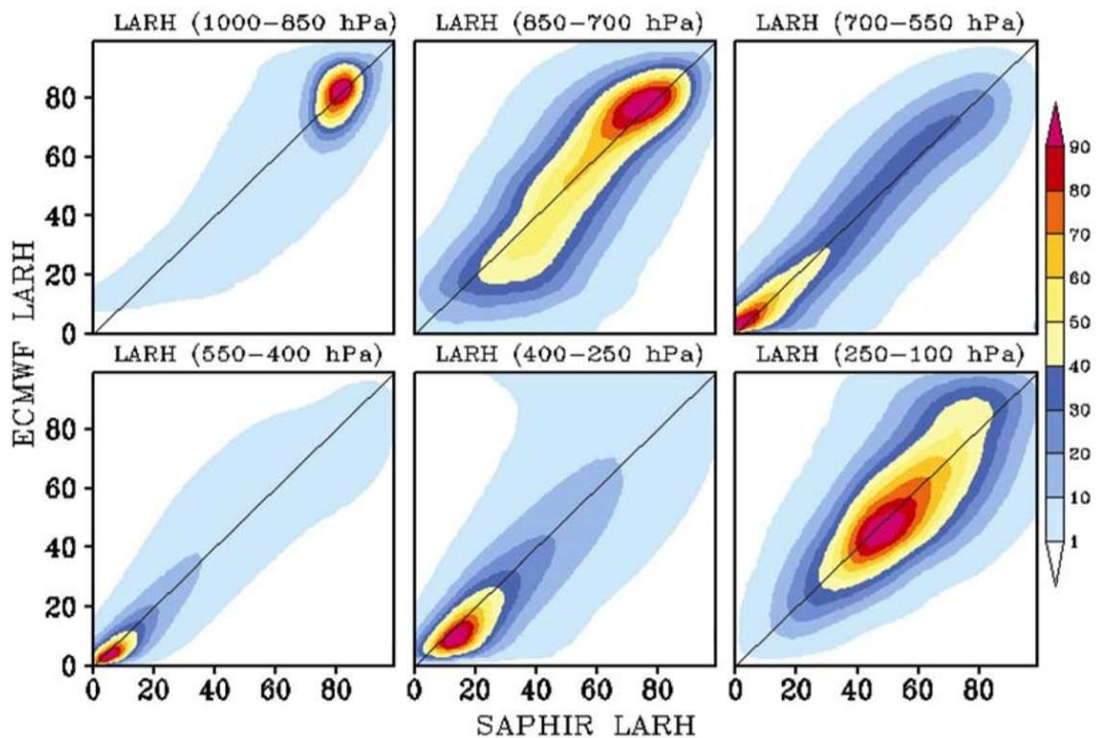


Рисунок 1.8 — Сравнение результатов восстановления относительной влажности по данным прибора SAPHIR с данными радиозондов [Mathur et al., 2013]

Сравнение с радиозондами показывает несколько большие ошибки, но всё же укладывающиеся в 20 % до пятого слоя 400–250 мбар. В шестом же слое ошибка восстановления превышает 30 %, что списывается на ошибки зондовых измерений на больших высотах.

В работе [Sivira et al., 2015] для восстановления профиля влажности атмосферы по данным SAPHIR предлагаются методы машинного обучения, такие как искусственные нейронные сети и метод опорных векторов. Такой подход полностью статистический, т.е. результирующие зависимости между измеряемым и восстанавливаемым параметром устанавливаются из анализа данных спутниковых измерений. Входными данными для восстановления,

используемыми в работе, становятся не только яркостная температура SAPHIR, но и данные каналов прибора MADRAS M1-18,7H...M9-157V ГГц. Результаты использования более низкочастотных каналов совместно с каналами 183 ГГц показаны в таблице 1.3. Видно, что их применение уменьшает ошибку восстановления на всех высотных уровнях атмосферы. Анализируя коэффициенты корреляции  $R$  в таблице 1.3, можно сказать, что использование измерений только в области 183 ГГц достаточно эффективно лишь на уровнях 650–130 мбар, или 3,5–14,5 км.

Таблица 1.3

Layer #	Scores	SAPHIR & MADRAS Relevant channels		SAPHIR All channels
# 1 (85–100 hPa)	bias (%)	S1, S2, S3, S5	1.98	2.36
	SD (%)	M1, M2, M3, M4, M5,	8.92	9.91
	$R$	M6, M7, M8, M9	0.67	0.57
# 2 (130–250 hPa)	bias (%)	S1, S2, S3	–0.01	–0.09
	SD (%)	M1, M2, M3, M4	5.96	6.02
	$R$	M5, M6, M7	0.92	0.91
# 3 (275–380 hPa)	bias (%)	S1, S2, S3, S4, S5, S6	0.48	0.48
	SD (%)	M1, M2, M3, M5, M6	3.67	3.79
	$R$		0.95	0.94
# 4 (425–650 hPa)	bias (%)	S1, S3, S4	0.45	0.08
	SD (%)	M1, M3, M5, M7	3.56	4.72
	$R$		0.97	0.95
# 5 (725–850 hPa)	bias (%)	S1, S3, S5, S6	0.95	2.69
	SD (%)	M3, M4, M7, M9	8.55	11.68
	$R$		0.91	0.83
# 6 (900–955 hPa)	bias (%)	S1, S3, S4, S5, S6	0.11	–1.53
	SD (%)	M1, M3, M4, M5, M6,	6.72	11.65
	$R$	M7, M8, M9	0.91	0.70
# 7 (1013 hPa)	bias (%)	S1, S2, S3, S4, S5, S6	0.36	–0.02
	SD (%)	M1, M2, M3, M4, M5,	8.69	9.67
	$R$	M6, M7, M8, M9	0.54	0.34

Аналогичные выводы можно сделать, анализируя приводимые истинные и восстановленные профили влажности на рисунке 1.9.

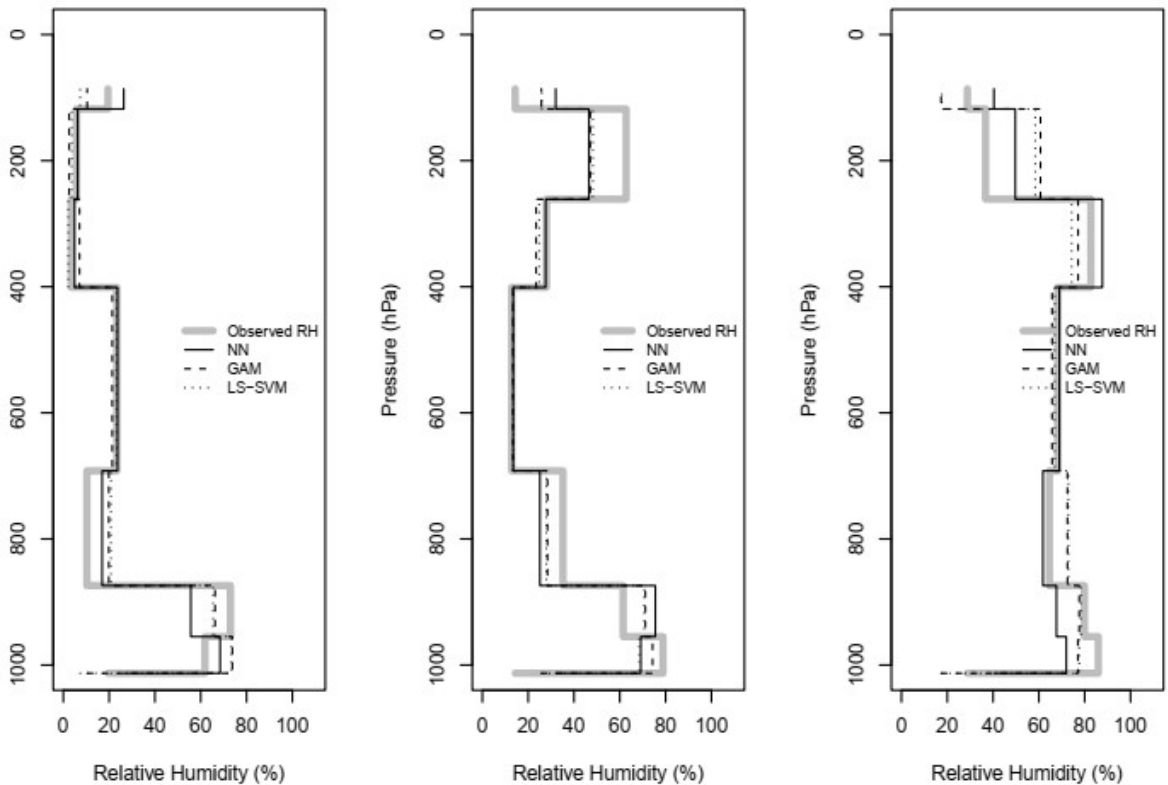


Рисунок 1.9 — Результаты восстановления профиля влажности по данным Meghatropiques различными методами машинного обучения [Sivira et al., 2015]

Видно, что уровни от 1000 до 650 мбар восстанавливаются с ошибками в пределах 20 % но существенно хуже, чем уровни с более низким давлением.

Приведённые в таблице 1.3 результирующие среднеквадратичные ошибки восстановления с использованием данных SAPHIR и MADRAS составляют менее 10 % на всех семи уровнях атмосферы. Такие хорошие результаты можно объяснить тем, что восстановление проводилось только в условиях безоблачной атмосферы.

За время работы с 2011 г. по сегодняшний день радиометрический комплекс SAPHIR зарекомендовал себя как достаточно надёжный прибор и позволил получить протяжённые временные ряды данных об профиле влажности атмосферы тропических регионов. Фактически, это единственный микроволновый зондировщик влажности, данные которого, в настоящий момент, можно получить в свободном доступе, хотя и с существенной задержкой по времени, как в виде калиброванной яркостной температуры, так и в виде продукта послойных полей относительной влажности на шести уровнях.

Наконец, наиболее совершенным пассивным микроволновым зондировщиком влажности атмосферы из присутствующих в настоящее время на орбите оказывается прибор ATMS. Он устанавливается на полярно орбитальные спутники SNPP, NOAA и Metop и сочетает в себе практически весь набор радиометрических каналов описанных ранее приборов вместе взятых [Weng, Zou, 2013]. Характеристики каналов ATMS приведены в таблице 1.4.

Таблица 1.4

Channel	Center Frequency (GHz)	Maximum Bandpass Width (GHz)	Quasi Polarization	Accuracy (K)	NEΔT (K)	Static Beamwidth (deg)	Weighting Function Peak (hPa)
1	23.8	0.27	QV	1.00	0.70	5.2	Window
2	31.4	0.18	QV	1.00	0.80	5.2	Window
3	50.3	0.18	QH	0.75	0.90	2.2	Window
4	51.76	0.40	QH	0.75	0.70	2.2	950
5	52.8	0.40	QH	0.75	0.70	2.2	850
6	53.596±0.115	0.17	QH	0.75	0.70	2.2	700
7	54.4	0.40	QH	0.75	0.70	2.2	400
8	54.94	0.40	QH	0.75	0.70	2.2	250
9	55.5	0.33	QH	0.75	0.70	2.2	200
10	57.29	0.33	QH	0.75	0.75	2.2	100
11	57.29±0.217	0.078	QH	0.75	1.20	2.2	50
12	57.29±0.322±0.048	0.036	QH	0.75	1.20	2.2	25
13	57.29±0.322±0.022	0.016	QH	0.75	1.50	2.2	10
14	57.29±0.322±0.010	0.008	QH	0.75	2.40	2.2	5
15	57.29±0.322±0.0045	0.003	QH	0.75	3.60	2.2	2
16	88.2	2.0	QV	1.00	0.50	2.2	Window
17	165.5	3.0	QH	1.00	0.60	1.1	Window
18	183.31±7.0	2.0	QH	1.00	0.80	1.1	800
19	183.31±4.5	2.0	QH	1.00	0.80	1.1	700
20	183.31±3.0	1.0	QH	1.00	0.80	1.1	500
21	183.31±1.8	1.0	QH	1.00	0.80	1.1	400
22	183.31±1.0	0.5	QH	1.00	0.90	1.1	300

Данный комплекс имеет 22 радиометрических канала, шесть из которых в области 183 ГГц с разрешением на поверхности Земли порядка 15 км. Сканирование поперёк трека с надирными углами до  $52,77^\circ$  обеспечивает сектор обзора на поверхности Земли около 2300 км, что обеспечивает покрытие поверхности между соседними пролётами с минимальными лагунами (рисунок 1.10) [Weng, Zou, 2012].

В настоящее время радиометрические данные ATMS по большей части системами прогнозирования и ассимиляции усваиваются напрямую [Bormann et al., 2013], однако есть несколько работ, описывающих восстановление профиля влажности по данным ATMS.

В работе [Paola et al., 2018] для восстановления предлагается алгоритм машинного обучения — random forests. В качестве входных данных используется



яркостная температура всех радиометрических каналов ATMS, а также угол сканирования, широта и долгота пикселя, тип поверхности, текущий день в году и зенитный угол солнца.

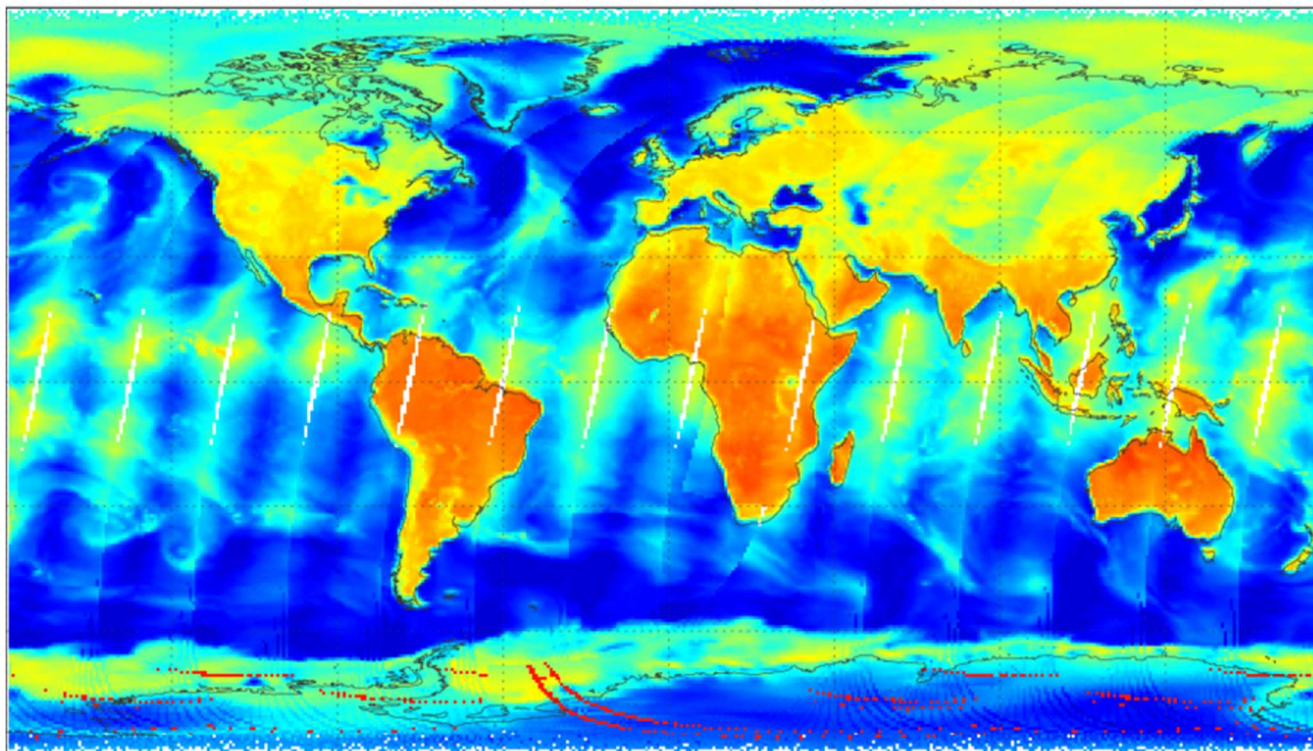


Рисунок 1.10 — Глобальное радиотепловое поле по данным канала 1 прибора ATMS [Weng, Zou, 2012]

Обучение и проверка алгоритма выполнялись по отдельности из трёх источников: реанализ ECMWF Era-interim, данные ИК-радиометра IA SI (Infrared Atmospheric Sounding Interferometer) на спутнике EUMETSAT и данные метеозондов из базы IGRA (Integrated Global Radiosonde Archive).

В работе выполнен анализ важности каждого входного параметра для определения влажности на различных атмосферных уровнях (рисунок 1.11).

Анализ показывает, что наибольшую важность для восстановления влажности от поверхности до уровня 200 мбар имеют температурные каналы в области 50 ГГц. Чуть менее значимы и близки по уровню каналы в области 183 и 23,8 ГГц.

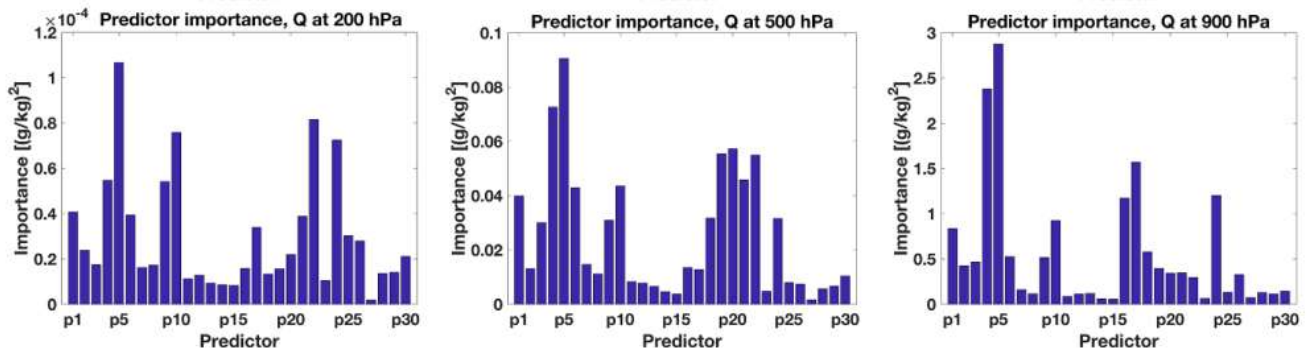


Рисунок 1.11 — Важность каналов ATMS для решения обратной задачи [Paola et al., 2018]

Сравнение результатов восстановления по разным выборкам показывает, что самая большая среднеквадратичная ошибка восстановления над поверхностью океана наблюдается в летний период в дневное время при валидации на данных радиозондов IGRA и составляет порядка 1,8 г/кг у поверхности и 0,5 г/кг на уровне 500 мбар. Наименьшая ошибка восстановления при тех же условиях наблюдается при сравнении с данными ИК-радиометра IA SI — 0,9 г/кг у поверхности и 0,1 г/кг на уровне 500 мбар. Чтобы объяснить такую разницу в результатах, в работе было проведено сравнение профилей влажности из различных источников и показано, что разница между ними практически совпадает с полученными ошибками восстановления.

Информацию о профиле влажности атмосферы по данным ATMS и других микроволновых зондировщиков можно также получить с помощью системы обработки данных MiRS (The Microwave Integrated Retrieval System), которая применяется для получения оперативной информации агентством NOAA [Boukabara et al., 2011]. Эта система построена на итерационном физическом алгоритме, в котором проводится минимизация невязки между измеренной и модельной яркостной температурой при вариации различных метео- и геофизических параметров. Относительная ошибка восстановления абсолютной влажности системой MiRS по сравнению с зондовыми данными над поверхностью океана на уровнях 950, 800, 500, 300 мбар составляет соответственно: 21,5 %; 38; 65; 75 %.

Алгоритм имеет открытый исходный код, но продукты в открытом доступе предоставляются только в виде изображений и анимаций. Для получения исходных данных продуктов требуется заключение соглашения с разработчиками.

Работы в создании новых систем пассивного микроволнового зондирования атмосферы из космоса продолжаются по сей день. Происходит постоянное совершенствование как технической, так и методической базы. Одно из возможных направлений дальнейшего качественного улучшения пассивных микроволновых систем ДЗЗ заключается в применении гиперспектральных зондировщиков, устанавливаемых как на низкоорбитальных, так и на геостационарных спутниках [Hilliard et al., 2015; Lambrigtsen et al., 2005]. Необходимо так же увеличение количества микроволновых систем ДЗЗ на орбите, поскольку это приведёт к улучшению пространственного и временного покрытия данными земного шара и как следствие к улучшению качества прогнозов и понимания механизмов атмосферных процессов [Bormann et al., 2013].

В настоящий момент, на орбите находится 14 микроволновых зондировщика профиля влажности, из которых только один — отечественный (<https://www.wmo-sat.info/oscar/gapanalyses?mission=5>). Таким образом, работа в области разработки приборов и методов зондирования характеристик атмосферы является актуальной, особенно в Российской Федерации.

### **1.3. Космический эксперимент «Конвергенция»**

Космический эксперимент «Конвергенция» планируется к выполнению на российском сегменте Международной космической станции и имеет полное название «Определение детальных профилей температуры и влажности атмосферы при исследовании генезиса атмосферных катастроф». Цель КЭ «Конвергенция» заключается в исследовании механизмов генезиса и эволюции крупномасштабных кризисных атмосферных процессов типа тропических циклонов и среднеширотных ураганов как одних из основных элементов в формировании глобального массо- и влагообмена в системе океан – атмосфера. В

ходе эксперимента планируется измерение абсолютной радиояркостной температуры системы атмосфера – океан тропиков в диапазоне 10,6...200 ГГц, определение детальных профилей температуры и влажности атмосферы, проведение исследований по круглосуточному обнаружению вспышек молний, определение энергетических, пространственных и временных характеристик вспышек молний, определение зон грозовой активности, регистрации гамма-всплесков земного происхождения и определения их связи с грозовой активностью в атмосфере.

Для проведения КЭ «Конвергенция» разрабатываются и планируются к установке сканирующий микроволновый радиометр-спектрометр (МИРС), гамма-детектор (ГДМ) и детектор молний (ДМ). В настоящее время проходит этап эскизного проекта разработки научной аппаратуры. Микроволновой радиометр-спектрометр МИРС предназначен для измерения радиотеплового излучения атмосферы Земли и её поверхности в микроволновом диапазоне и представляет собой многоканальный радиометр панорамного типа обзора со сканированием пространства лучами, вращающимися вокруг направления в надир под постоянным углом 46,6–51,9° (коническое сканирование угол встречи с Землёй 50,7–56,9°) с периодом 1,3 с. При таком способе обзора поверхности Земли для высоты орбиты космического аппарата 410 км полоса обзора составит 830 км с разрешением по поверхности для высокочастотных каналов 10 км.

Схема измерения радиояркостной температуры радиометром МИРС построена таким образом, что при вращении антенного модуля обеспечивается два сектора обзора. Сектор переднего обзора составляет  $\pm 60^\circ$  по вектору скорости МКС в плоскости, перпендикулярной плоскости орбиты; сектор заднего обзора составляет от 120 до 240° по вектору скорости, в плоскости, перпендикулярной плоскости орбиты (рисунок 1.12).

В рамках КЭ «Конвергенция» планируется проводить восстановление профилей влажности в тропосфере на 8–10 уровнях от поверхности до высоты 10–12 км. Для этого МИРС оснащён семью каналами в области линии поглощения 183,31 ГГц. Для улучшения восстановления распределения водяного пара в

нижней тропосфере сотрудниками ИКИ РАН был предложен новый метод дифференциальных измерений в полосе поглощения водяного пара с центром 22,235 ГГц, который будет описан далее в тексте работы. Метод заключается в использовании разности сигналов, измеренных на склоне более слабой линии поглощения водяного пара 22,235 ГГц. Такой разностный сигнал, теоретически, обладает лучшей чувствительностью к изменению влажности в нижних атмосферных слоях 0–4 км.

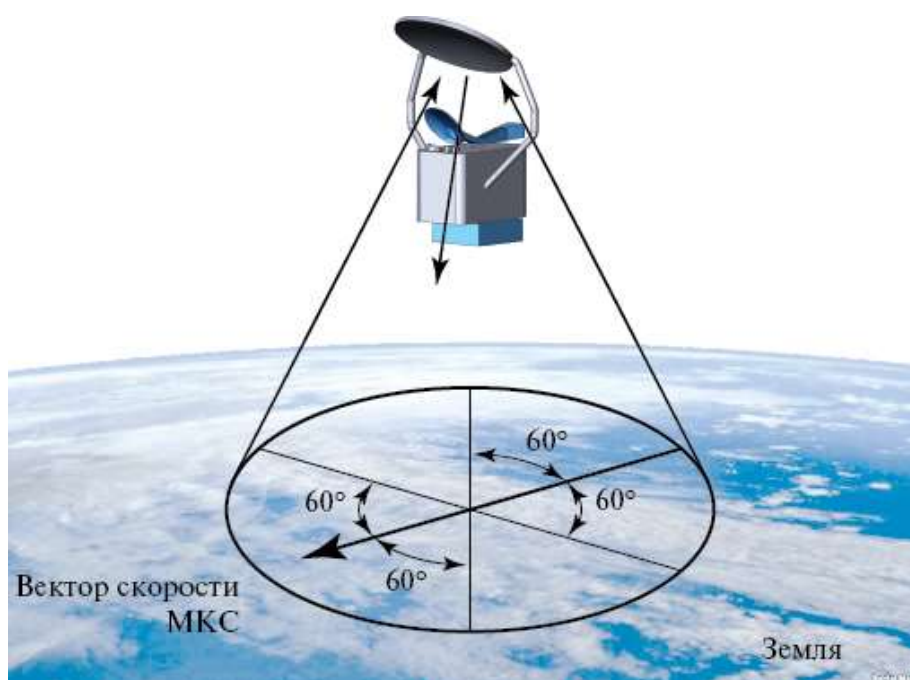


Рисунок 1.12 — Схема сканирования МИРС

Другой особенностью эксперимента стало использование поляризметрических измерений для получения скорости и направления приповерхностного ветра. На трёх частотных каналах: 10,65; 18,7 и 36,5 ГГц измеряются три параметра Стокса собственного электромагнитного излучения морской поверхности, по которым возможно определить параметры вектора скорости ветра с точностью  $\pm 1$  м/с и  $\pm 10^\circ$  по направлению.

Наряду с измерениями профиля влажности тропосферы и скорости и направления приповерхностного ветра радиометр МИРС будет обеспечивать получение следующих параметров:

– профилей температуры тропосферы с использованием шести каналов вблизи 55 ГГц: 52,8; 53,596; 54,4; 54,94; 55,5; 57,290 ГГц;

– интегрального содержания атмосферного водяного пара с использованием частот 18,7 и 23,8 ГГц;

– интегрального содержания капельной влаги атмосферы с помощью каналов 18,7; 23,8; 36,5; 88 ГГц;

– температуры океана с использованием радиометров 10,65; 18,7 и 36,5 ГГц;

– интенсивности осадков с использованием частот 18,7; 23,8; 36,5 и 88,0 ГГц.

На время ноябрь 2019 года успешно завершён этап эскизного проектирования КЭ «Конвергенция», в котором активно принимал участие автор диссертационной работы.

#### **1.4. Выводы по главе 1**

Представленный анализ развития и текущего состояния исследований в области зондирования профиля влажности атмосферы из космоса пассивными микроволновыми средствами позволил сделать следующие выводы:

- Информация о глобальных трёхмерных полях водяного пара в атмосфере Земли является ключевым элементом современных климатических исследований. Такая информация может быть получена с помощью пассивного микроволнового зондирования из космоса.
- Для зондирования профиля влажности из космоса в микроволновом диапазоне в настоящее время используются радиометрические измерения на 3–6 каналах в области сильной линии поглощения водяного пара 183,31 ГГц (150–183 ГГц), при этом весовые функции таких каналов широки (порядка 4–5 км), что ограничивает вертикальное разрешение восстанавливаемых профилей.
- Для восстановления профиля влажности используются три основных метода решения обратных задач: регрессионные, физические

итерационные с использованием статистических данных, методы машинного обучения.

- Большая часть предложенных в литературе алгоритмов разработана для восстановления профиля относительной влажности в 4–7 атмосферных слоях от поверхности до 10–12 км. Погрешности восстановления при этом составляют порядка 20 %. Такие результаты находятся на грани требований ВМО для использования в задачах климатологии и прогнозирования.

## ГЛАВА 2. Исследование особенностей формирования радиотеплового излучения нижними слоями атмосферы

Излучение атмосферы — один из составных элементов общей радиационной модели излучения Земли. Атмосфера как ослабляет излучение, которое через неё распространяется, так и сама формирует тепловое излучение. Из закона теплового излучения Кирхгофа следует, что только поглощающие среды создают излучение, поэтому, чем больше поглощение в атмосферном столбе, тем больше и его излучательная способность. Короткие сантиметровые и микроволновые электромагнитные волны испытывают сильное атмосферное поглощение благодаря наличию в этих диапазонах многочисленных спектральных линий поглощения кислорода и паров воды. Поэтому при анализе ослабления и излучения радиоволн в условиях безоблачной атмосферы коэффициенты погонного поглощения кислородом  $\gamma_o(v, l)$  и водяным паром  $\gamma_w(v, l)$  выделяют в качестве основных. Появление разной по характеру и мощности облачности, а также различных гидрометеоров приводит к закономерному появлению дополнительных вкладов в рассеяние и в величину общего коэффициента атмосферного поглощения  $\gamma(v, l)$ .

В качестве простейшего из допустимых приближений в задачах спутниковой микроволновой-радиометрии системы подстилающая поверхность — атмосфера для расчёта излучения атмосферы используют следующую модель: 1) поверхность Земли представляется частью гладкой плоскости или гладкой сферы большого диаметра; 2) атмосфера находится в условиях локального термодинамического равновесия, имеет плоскостное горизонтально однородное строение и, в отсутствие осадков, отвечает ограничениям так называемого рэлеевского рассеяния. Тогда в микроволновом диапазоне частот радиояркость температура микроволнового излучения, уходящего из системы подстилающая поверхность — атмосфера вверх и принимаемого на орбите спутниковым радиометром описывается следующим выражением [Кутуза и др., 2016]:



$$\begin{aligned}
T_{\text{я}}(\nu) = & [1 - R(\nu, \theta)] T_s \cdot \exp(-\tau_0(\nu) \cdot \sec \theta) + \\
& + \int_0^{\infty} T(h) \gamma(\nu, h) \cdot \sec \theta \cdot \exp[-\tau(\nu, h) \cdot \sec \theta] dh + \\
& + R(\nu, \theta) \cdot \exp(-\tau_0(\nu) \cdot \sec \theta) \int_0^{\infty} T(h) \gamma(\nu, h) \cdot \sec \theta \cdot \exp[-(\tau_0(\nu) - \tau(\nu, h)) \cdot \sec \theta] dh + \\
& + T_r R(\nu, \theta) \cdot \exp(-2\tau_0(\nu) \cdot \sec \theta),
\end{aligned} \tag{2.1}$$

где первое слагаемое описывает излучение подстилающей поверхности, ослабленное атмосферой, второе — вклад восходящего излучения атмосферы, третье слагаемое отвечает за нисходящее излучение, отражённое от поверхности и ослабленное атмосферой, а четвёртое учитывает вклад реликтового излучения отражённого поверхностью и дважды ослабленное атмосферой;  $R(\nu, \theta)$  — коэффициент отражения, зависящий от частоты излучения  $\nu$ , угла встречи луча с поверхностью  $\theta$ , плоскости поляризации и свойств подстилающей поверхности;  $T_s$  — термодинамическая температура поверхности (К);  $T_r$  — температура реликтового излучения (К),  $T(h)$  — высотный профиль температуры атмосферы (К);  $\gamma(\nu, h) = \gamma_w(\nu, h) + \gamma_o(\nu, h) + \gamma_{\text{обл}}(\nu, h)$  — погонное поглощение атмосферы и

облачности (Нп/км);  $\tau(\nu, h) = \int_h^H \alpha(\nu, h') dh'$  — оптическая плотность слоя

толщиной  $(h, H)$  (Нп), где  $h$  — текущая высота слоя, а  $H$  — верхняя граница атмосферы  $\alpha(\nu, h) = \alpha_{\text{атм}}(\nu, h) + \alpha_{\text{обл}}(\nu, h)$  — коэффициент погонного ослабления атмосферы, в котором учитывается вклад облачности  $\alpha_{\text{обл}}(\nu, h)$ ;

$\tau_0(\nu) = \int_0^H \alpha(\nu, h') dh'$  — оптическая толщина всего слоя атмосферы (Нп).

В ряде работ, например [Башаринов и др., 1974], были выполнены оценки возможного влияния рефракции и показано, что плоскостойкое приближение, не учитывающее возможную рефракцию в атмосфере, достаточно хорошо описывает излучение атмосферы вплоть до зенитного угла  $\theta < 80^\circ$  как для областей резонансного поглощения, так и для окон прозрачности.

Расчёт яркостной температуры при всех известных составляющих выражения (2.1) называется решением прямой задачи ДЗЗ и является неотъемлемой частью при разработке приборов и методов ДЗЗ. Для расчёта атмосферного вклада в соотношение (2.1) в отсутствие облачности и осадков необходимо знание высотных профилей термодинамической температуры атмосферы, а также коэффициентов погонного поглощения в кислороде и водяном паре. В настоящее время осуществлены многочисленные измерения коэффициентов погонного поглощения атмосферных составляющих и создана достаточно обоснованная теория, позволяющая осуществлять их расчёт. Рассмотрим основные моменты такого расчёта более подробно.

### **2.1. Синтез модели переноса излучения для решения прямой задачи ДЗЗ**

Как уже говорилось ранее, основные поглощающие атмосферные газы в микроволновом диапазоне — кислород и водяной пар. Существует множество методик расчёта необходимых коэффициентов (МРМ — microwave propagation model), которые постоянно корректируются с учётом новых данных спектроскопических и радиометрических измерений [Зражевский, 1976; Рекомендация МСЭ-R P.835-4; Liebe, 1989; Rosenkranz, 1998]. Расчёты по разным методикам могут давать существенные различия в яркостных температурах, особенно в спектральных областях, где доминирует нерезонансное поглощение водяного пара. В ходе подготовки диссертации и эскизного проектирования КЭ «Конвергенция» автором проводились консультации с сотрудниками отдела микроволновой спектроскопии ИПФ РАН с целью определения наиболее подходящей методики расчётов. Одним из результатов таких консультаций стала публикация заведующим отделом М.Ю. Третьяковым цикла работ [Третьяков, 2016, 2017], где изложены рекомендации по моделированию поглощения в атмосферном водяном паре для задач микроволновой радиометрии. В работе показана актуальность и корректность применения МРМ исследования [Rosenkranz, 1998] для приложений микроволнового зондирования атмосферы.

Именно эти рекомендации использовались в работе при расчётах атмосферного поглощения. Ниже будут изложены основные соотношения, определяющие радиофизические свойства атмосферы.

В соответствии с современными представлениями, коэффициент поглощения прямо пропорционален мнимой части показателя преломления среды. Спектр поглощения газа — это сумма резонансного и нерезонансного поглощения. Резонансное поглощение — свойство отдельно взятых не взаимодействующих друг с другом молекул. Оно соответствует идеальному газу, в котором соударения молекул происходят мгновенно и почти упруго, а газ постоянно находится в состоянии термодинамического равновесия. Резонансное взаимодействие происходит на строго определённых частотах, связанных, например, с изменением угловой скорости молекулы (вращательные переходы) или частоты колебаний (колебательные переходы). Нерезонансное поглощение возникает из-за взаимодействия молекул друг с другом, т.е. из-за не идеальности газа. Даже во время соударения, которое можно считать почти упругим с классической точки зрения, поле одной молекулы вызывает перераспределение зарядов в другой, что приводит к кратковременному возникновению наведённого дипольного момента. Неупругие соударения приводят к кратковременному «слипанию» молекул и образованию нового поглощающего излучение объекта. В обоих случаях возникает дополнительный механизм поглощения, который действует в течение короткого времени и, следовательно, в спектральной области характеризуется широким спектром и плавными по сравнению с резонансными линиями зависимостями от частоты, что и приводит к нерезонансному или континуальному поглощению излучения. Таким образом, коэффициент поглощения газа можно представить в виде суммы резонансных линий и континуума, являющегося результатом неупругих взаимодействий молекул [Третьяков, 2016]:

$$\gamma = \sum \gamma_{line} + \gamma_{continuum} \quad (2.2)$$

## Резонансное поглощение в атмосферном водяном паре

Подавляющая масса атмосферного водяного пара сосредоточена в тропосфере на высотах от 0 до 10–15 км. Атмосферное давление в тропосфере достаточно велико и поэтому форма резонансных линий полностью определяется парными столкновениями, а доплеровским уширением можно пренебречь. Анализ экспериментальных данных для частот вблизи 22 ГГц, проведённых в воздухе при атмосферном давлении в работах [Becker, Autler, 1946], показывает, что наиболее близко экспериментальные наблюдения соответствует профилю Ван Флека–Вайскопфа [Van Vleck, Weisskopf, 1945]:

$$\gamma_{w,line}(v, v_c) = \frac{S}{\pi} \left( \frac{v}{v_c} \right)^2 \left( \frac{\Delta v}{(v - v_c)^2 + \Delta v^2} + \frac{\Delta v}{(v + v_c)^2 + \Delta v^2} \right), \quad (2.3)$$

где  $v$  — текущая частота излучения, а  $v_c$ ,  $\Delta v$  и  $S$  — параметры профиля линии, соответственно частота центра, полуширина на половине амплитуды и интегральная интенсивность линии.

Все параметры формы резонансной линии (2.3) — функции температуры и давления. Интегральная интенсивность  $S$  прямо пропорциональна концентрации поглощающих молекул и в случае исследований водяного пара — его парциальному давлению. Зависимость интегральной интенсивности линии от температуры определяется изменением статистического веса нижнего состояния молекулярного перехода и больцмановскими факторами, определяющими заселённость соответствующих переходу уровней энергии молекулы, рассчитываемыми из энергии нижнего уровня и частоты соответствующего перехода:

$$S(T) = S(T_0) \left( \frac{T_0}{T} \right)^{2,5} \exp \left( \frac{E_{low}}{kT_0} \left( 1 - \frac{T_0}{T} \right) \right), \quad (2.4)$$

где  $k$  — постоянная Больцмана;  $E_{low}$  — энергия нижнего уровня;  $S(T_0)$  — интегральная интенсивность при заданной начальной температуре.

Для ширины линии и частоты её центра выполняются соотношения:

$$\Delta v = \Upsilon_w p_w + \Upsilon_{air} p_{air}, \quad v_c - v_0 = \delta_w p_w + \delta_{air} p_{air}, \quad (2.5)$$

где  $p_w$  и  $p_{air}$  — парциальные давления паров воды и воздуха;  $\Upsilon_w$ , и  $\Upsilon_{air}$  — параметры уширения линии,  $\delta_w$ ,  $\delta_{air}$ , параметры сдвига исследуемой линии воды давлением водяного пара и сухого воздуха, соответственно;  $\nu_0$  — несмещённая давлением частота перехода.

Для учёта температурной зависимости столкновительных параметров пользуются степенными функциями, которые, например, для уширения и сдвига выглядят следующим образом:

$$\Upsilon(T) = \Upsilon(T_0) \left( \frac{T_0}{T} \right)^{n_\Upsilon}, \quad \delta(T) = \delta(T_0) \left( \frac{T_0}{T} \right)^{n_\delta}, \quad (2.6)$$

где  $\Upsilon(T_0)$  и  $\delta(T_0)$  — значения соответствующих параметров при заданной температуре  $T_0$ . Эти функции являются аппроксимациями экспериментальных температурных зависимостей при изменениях температуры от  $T_0$  на 30–50 К, что становится достаточным для моделирования поглощения в тропосфере. Основная часть экспериментальных данных о параметрах линий получено в некотором интервале от температуры при нормальных условиях. Поэтому в моделях переноса  $T_0$  обычно имеет значение 296 или 300 К.

Параметры молекулярных линий, наиболее существенно влияющих на форму атмосферных линий, включая  $\nu_0$ ,  $\gamma_w(T_0)$ ,  $\gamma_{air}(T_0)$ ,  $\delta_{air}(T_0)$ ,  $n_{air}$ ,  $E_{low}$  и  $S(T_0)$  (которую приводят нормированной на концентрацию поглощающих молекул), можно найти во многих специализированных для атмосферных приложений спектроскопических базах данных, наиболее популярной из которых является HITRAN (High-resolution TRANsmission molecular absorption database) [Gordon et al., 2017], либо в статьях по спектроскопии.

### **Резонансное поглощение в атмосферном кислороде**

Микроволновый спектр молекулы кислорода  $O_2$  имеет весьма специфические особенности. У молекулы кислорода нет электрического дипольного момента, но благодаря наличию неспаренного электрона имеется значительный магнитный момент. В основном состоянии структура термов молекулы кислорода триплетная. Микроволновый спектр возникает за счёт

переходов между триплетными уровнями тонкой структуры, образованной взаимодействием вращательного момента молекулы (квантовое число  $N$ ) и электронного спина (квантовое число  $s$ ). Квантовое число полного вращательного момента составляет  $J = N + s$ . Правила отбора ( $\Delta J = \pm 1$ ,  $\Delta N = 0$ ) разрешают два типа перехода магнитного диполя — переходы возникают между состояниями  $J = N$  и  $J = N \pm 1$  в виде двух серий линий переходов различной интенсивности, сгруппированных в сравнительно узком интервале порядка 15 ГГц вблизи частоты 60 ГГц, и содержат одиночную и ярко выраженную линию на частоте 118,75 ГГц (длина волны 2,53 мм). Уширение линий определяется механизмом соударений молекул кислорода между собой и с молекулами азота.

Коэффициент поглощения кислорода рассчитывается по следующим соотношениям:

$$\gamma_{\text{O}_2, \text{line}}(\nu) = \sum_i S_i \nu^2 \left( \frac{\Delta \nu_i + Y_i(\nu - \nu_i)}{\Delta \nu_i^2 + (\nu - \nu_i)^2} + \frac{\Delta \nu_i - Y_i(\nu + \nu_i)}{\Delta \nu_i^2 + (\nu + \nu_i)^2} \right), \quad (2.7)$$

где суммирование проводится по всем кислородным линиям:  $i$  — номер линии;  $\nu$  — текущая частота;  $S_i$  — интенсивность линии;  $\Delta \nu_i$  — полуширина линии;  $\nu_i$  — центральная частота линии;  $Y_i$  — параметр наложения линий. Учёт нерезонансной компоненты производится при суммировании, начиная с  $i=0$ ,  $\nu_0 = 0$ ,  $Y_0 = 0$ .

Для учёта зависимости уширения и наложения линий от давления и температуры вводятся следующие зависимости:

$$\Delta \nu_i = \gamma_i P \left( \frac{T_0}{T} \right)^x, \quad Y_i = y_i P \left( \frac{T_0}{T} \right)^x, \quad (2.8)$$

где  $P$  — давление;  $T$  — температура;  $x$  — температурный коэффициент для данного  $\Delta \nu_i$ ;  $\gamma_i$  — нормированное уширение;  $y_i$  — коэффициент наложения линий для температуры  $T_0$ , который не зависит от давления.

### **Нерезонансное поглощение в атмосферном водяном паре**

Нерезонансное поглощение атмосферы также называют континуальным или континуумом. Наибольший вклад в атмосферное нерезонансное поглощение вносят парные взаимодействия молекул воды между собой (квадратичный по

влажности континуум) и молекул воды с молекулами других атмосферных газов (линейный по влажности континуум, в основном определяющийся молекулярными парами  $\text{H}_2\text{O}-\text{O}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}-\text{N}_2$ ) [Vigasin, 1991].

Если для расчёта спектра квадратичного по влажности континуума водяного пара известно уже многое, то для расчёта линейного по влажности континуума к настоящему времени известны лишь оценки констант равновесия и оценочные расчёты спектра, связанного со взаимодействием свободных пар молекул  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{N}_2$ . Кроме того, при моделировании континуума следует учитывать неизвестный вклад дальних крыльев резонансных атмосферных линий [Третьяков, 2016].

Таким образом, несмотря на понимание физической природы, расчёт спектра континуума в настоящее время представляет достаточно сложную задачу. Поэтому для моделирования нерезонансного поглощения в атмосфере пользуются эмпирическими моделями, которые основаны на результатах лабораторных и полевых измерений. При этом континуум эмпирически определяется как:

$$\gamma_{\text{continuum}} = \gamma_{\text{total}} - \sum \gamma_{\text{lines}}. \quad (2.9)$$

Принципиальное отличие этого выражения от соотношения (2.2) состоит в том, что  $\gamma_{\text{total}}$  измеряется в эксперименте. После вычитания расчётного вклада резонансных линий полученные данные параметризуются тем или иным образом. С учётом доминирующей роли молекул водяного пара при формировании атмосферного континуума и его бимолекулярной природы, общее выражение для коэффициента континуального поглощения можно представить в виде трёх слагаемых, соответствующих взаимодействию молекул воды между собой (квадратичный по влажности член), взаимодействию молекул воды с молекулами воздуха (линейный по влажности член) и взаимодействию молекул сухого воздуха между собой (сухой континуум):

$$\gamma_{\text{continuum}}(\nu, T) = C_w(\nu, T)p_w^2 + C_{\text{air}}(\nu, T)p_{\text{air}}p_w + C_{\text{dry}}(\nu, T)p_{\text{air}}^2, \quad (2.10)$$

где  $p_w$  и  $p_{\text{air}}$  — это парциальное давление водяного пара и сухого воздуха соответственно. Экспериментально установлено, что в миллиметровом диапазоне

длин волн континуальное поглощение квадратично зависит от частоты, а его температурная зависимость удовлетворительно описываются простейшей степенной функцией, что позволяет представить выражение (2.10) в виде

$$\gamma_{continuum}(\nu, T) = \left( \begin{array}{l} C_w^0 \left( \frac{T_0}{T} \right)^{x_w} p_w^2 + C_{air}^0 \left( \frac{T_0}{T} \right)^{x_{air}} \times \\ \times p_{air} p_w + C_{dry}^0 \left( \frac{T_0}{T} \right)^{x_{dry}} p_{air}^2 \end{array} \right) \nu^2, \quad (2.11)$$

где  $C_w^0$ ,  $C_{air}^0$ ,  $C_{dry}^0$ ,  $x_{air}$ ,  $x_w$  и  $x_{dry}$  — численные коэффициенты.

Используя соотношения 2.2–2.11 можно рассчитать спектр поглощения газовых составляющих атмосферы, оказывающих наибольшее влияние на излучение атмосферы в микроволновом диапазоне:

$$\gamma(\nu, h) = \gamma_{w,line}(\nu, h) + \gamma_{O_2,line}(\nu, h) + \gamma_{continuum}(\nu, h), \quad (2.12)$$

Ясно, что коэффициент поглощения (2.12) не зависит от высоты атмосферного слоя  $h$  напрямую, однако от высоты зависят входящие в расчёт коэффициента поглощения температура, давление и влажность атмосферного слоя. О распределении этих параметров по высоте и их статистических характеристиках будет изложено в следующем пункте.

## **2.2. Анализ статистических свойств вертикальных распределений физических параметров безоблачной тропосферы**

Для расчётов микроволнового излучения безоблачной атмосферы (2.1) необходимо знать высотное распределение температуры атмосферы (К), давления атмосферы (мбар) и абсолютной влажности атмосферы ( $г/м^3$ ). Эта информация должна иметься либо в виде непрерывных функций от высоты, либо в виде дискретных значений с как можно меньшим шагом по высоте. Наиболее объективно такая информация может быть получена из данных контактных измерений. Практически непрерывно информация о приземных значениях температуры, давления и влажности поступает с обширной сети метеостанций.



Для получения же высотного распределения этих параметров на некоторых метеостанциях происходят регулярные запуски, 2–4 раза в сутки (00:00, 06:00, 12:00, 18:00 UTC), метеорологических зондов или радиозондов.

Радиозонд представляет собой компактную метеостанцию, прикреплённую к аэростату, который заполнен лёгким газом. Измерения метеопараметров проводятся с некой периодичностью, зависящей от времени срабатывания датчиков, и передаются на землю по радиолинии. Современные радиозонды Visalla RS92 могут осуществлять измерения температуры и давления атмосферы до высоты около 30–35 км с вертикальным разрешением более 500 уровней. Точность измерения температуры составляет 0,1 К, случайная ошибка измерений для тропосферы составляет менее 0,5 К. Для давления точность измерения составляет 0,1 мбар и случайная ошибка оценивается в 1 мбар.

Измерения влажности радиозондами пока существенно менее точны, чем остальных метеопараметров из-за технических особенностей датчиков. Датчики влажности, как впрочем и остальная полезная нагрузка радиозонда, должны удовлетворять компромиссу между точностью и ценой, поскольку зачастую радиозонды после запуска не удаётся отыскать. В большинстве современных радиозондов измерение влажности производится тонкоплёночным конденсатором, между обкладками которого помещается гигроскопичный материал. Несмотря на то, что физически сигнал такого датчика связан именно с абсолютной влажностью воздуха, для удобства использования в метеорологических задачах их калибровка проводится по относительной влажности, которая потом, по необходимости, пересчитывается в абсолютную по формуле:

$$RH(h) = 100 \times \frac{e(h)}{e_w(P(h), T(h))}, \quad e(h) = \frac{\rho(h)T(h)}{216,7}, \quad (2.13)$$

где  $RH(h)$  — относительная влажность;  $e(h)$  — давление водяного пара (гПа);  $e_w$  — давление насыщенного водяного пара при данной температуре и давлении (гПа);  $\rho(h)$  — абсолютная влажность (г/м<sup>3</sup>).

Точность таких датчиков довольно сильно зависит от температуры и влажности атмосферы, а также от наличия жидкокапельной влаги и льдинок в воздухе. Также эти датчики обладают наибольшей инерционностью. Поскольку между измерениями гигроскопичному материалу необходимо восстановить свои свойства, время между измерениями может достигать 20 с. По документации к зондам RS92 точность измерения относительной влажности ими — 1 %. Случайная ошибка измерений оценивается в 5 %, однако одновременные запуски таких радиозондов совместно с эталонными криогенными датчиками влажности — CFH показывают, что ошибка измерений может быть больше (рисунок 2.1). Также датчики влажности большинства современных зондов прекращают измерения на высотах более 15–18 км из-за технических ограничений.

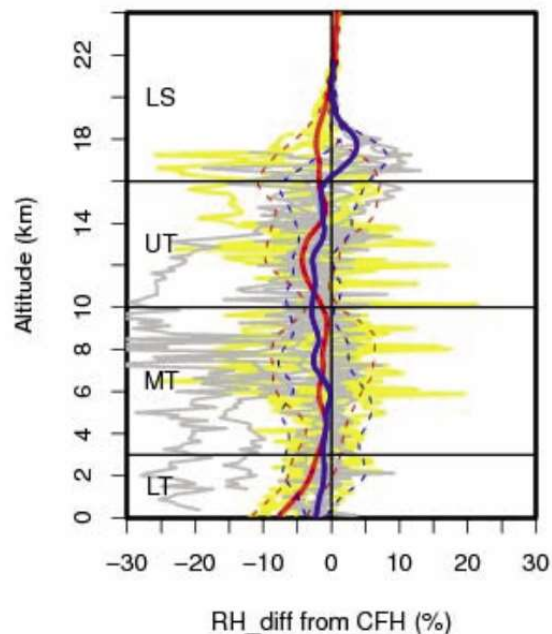


Рисунок 2.1 — Ошибка между измерениями относительной влажности зондом RS92 и эталонным датчиком CFH при одновременном запуске. Красная сплошная линия — среднее значение ошибки при дневных запусках, синяя — при ночных. Пунктирная — СКО ошибки [Vaisala..., 2013]

Первый запуск радиозонда был проведён в 1930 г. и в настоящий момент по всему миру насчитывается порядка тысячи станций, осуществляющих запуски радиозондов. Все накопленные за это время данные хранятся в специализированных базах данных. Наиболее известные из них — база данных

университета Вайоминга и база NOAA IGRA. В России находится Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации — Мировой центр данных (ВНИИГМИ-МЦД), занимающийся, в том числе, обработкой и хранением данных радиозондирования. Одно из преимуществ данного центра — накопление данных не только наземных метеостанций, но и корабельных запусков радиозондов. Эти данные очень ценны как данные подспутниковых измерений для космической микроволновой радиометрии, поскольку она наиболее эффективна для зондирования атмосферы над океаном.

Для качественных расчётов и оценки возможностей зондирования параметров атмосферы из космоса не обязательно проводить моделирование излучения по всем имеющимся за почти 100 лет зондовым профилям. Для этих целей вполне достаточно использования моделей, или так называемых стандартных атмосфер, — среднесезонных профилей атмосферы для разных географических зон.

Одним из примеров простейших моделей атмосферы может служить экспоненциальная модель. В ней высотные профили температуры описываются линейной функцией, а профили давления и влажности аппроксимируются экспоненциальными функциями:

$$\left. \begin{aligned} T(h) &= T_0 - kh, & h < 11 \text{ км}, \\ T(h) &= T_{11}, & h > 11 \text{ км}, \end{aligned} \right\} P(h) = P_0 \cdot e^{-\alpha_p h}, \quad \rho(h) = \rho_0 \cdot e^{-h/h_V},$$

где  $k$  — высотный градиент температуры (6,5 К/км);  $h_V$  — характеристическая высота паров воды [Шарков, 2014].

Более сложные модели — стандартные атмосферы — учитывают как сезонные, так и широтные характеристики и определяют высотные профили температуры, давление и влажность для широтных поясов земного шара, а также для отдельных регионов суши и морских акваторий в типовых сезонных условиях. Получают их путём аппроксимаций линейными и экспоненциальными функциями усреднённых радиозондовых и ракетных данных для соответствующих сезонных периодов и географических областей [Рекомендация МСЭ-R P.835-4], либо приводят их в виде таблиц [Clatchey et al., 1972]. Пример

соотношений, описывающих профили температуры, давления и влажности тропосферы для тропической зоны, где сезонными вариациями можно пренебречь [Рекомендация МСЭ-R P.835-4]:

$$T(h) = 300,4222 - 6,3533h + 0,005886h^2,$$

$$P(h) = 1012,0306 - 109,0338h + 3,6316h^2,$$

$$\rho(h) = 19,6542 \cdot \exp(-0,2313h - 0,1122h^2 + 0,01351h^3 - 0,0005923h^4).$$

Наглядно стандартные атмосферы из двух источников представлены на рисунке 2.2. Видно, что профили из публикаций [Clatchey et al., 1972] и [Рекомендация МСЭ-R P.835-4] очень близки, за исключением температурного профиля для зимней арктической атмосферы выше 9 км. Профили давления атмосферы имеют экспоненциальный вид, практически не меняются у поверхности земли и испытывают достаточно слабое изменение до 10–15 % на высотах от 4 до 10 км в зависимости от времени года и широты. Профили температуры имеют вид, близкий к линейному, а также выраженное сезонное изменение температуры примерно на 20 К и зональное изменение на 10 К. Наиболее сильную зональную и сезонную зависимость имеют профили влажности атмосферы. Тропическая атмосфера имеет насыщение водяным паром более чем в 20 раз по сравнению с зимней атмосферой высоких широт. Концентрация водяного пара стандартной атмосферы очень быстро, экспоненциально, падает с высотой и на высоте 10 км почти в 400 раз меньше, чем у поверхности. Основная масса водяного пара — 90 % сосредоточена в толще тропосферы от 0 до 5 км. Поскольку стандартные атмосферы из представленных источников достаточно близки, дальше в расчётах будем использовать работу [Clatchey et al., 1972] как наиболее часто используемую в литературе.

Для разработки приборов и методов ДЗЗ атмосферы большую важность имеет информация об ожидаемых среднеквадратических отклонениях атмосферных профилей от стандартных значений и их высотная корреляция. Эта информация отсутствует в представленных выше моделях атмосферы и для её получения необходима статистическая обработка радиозондовых данных.

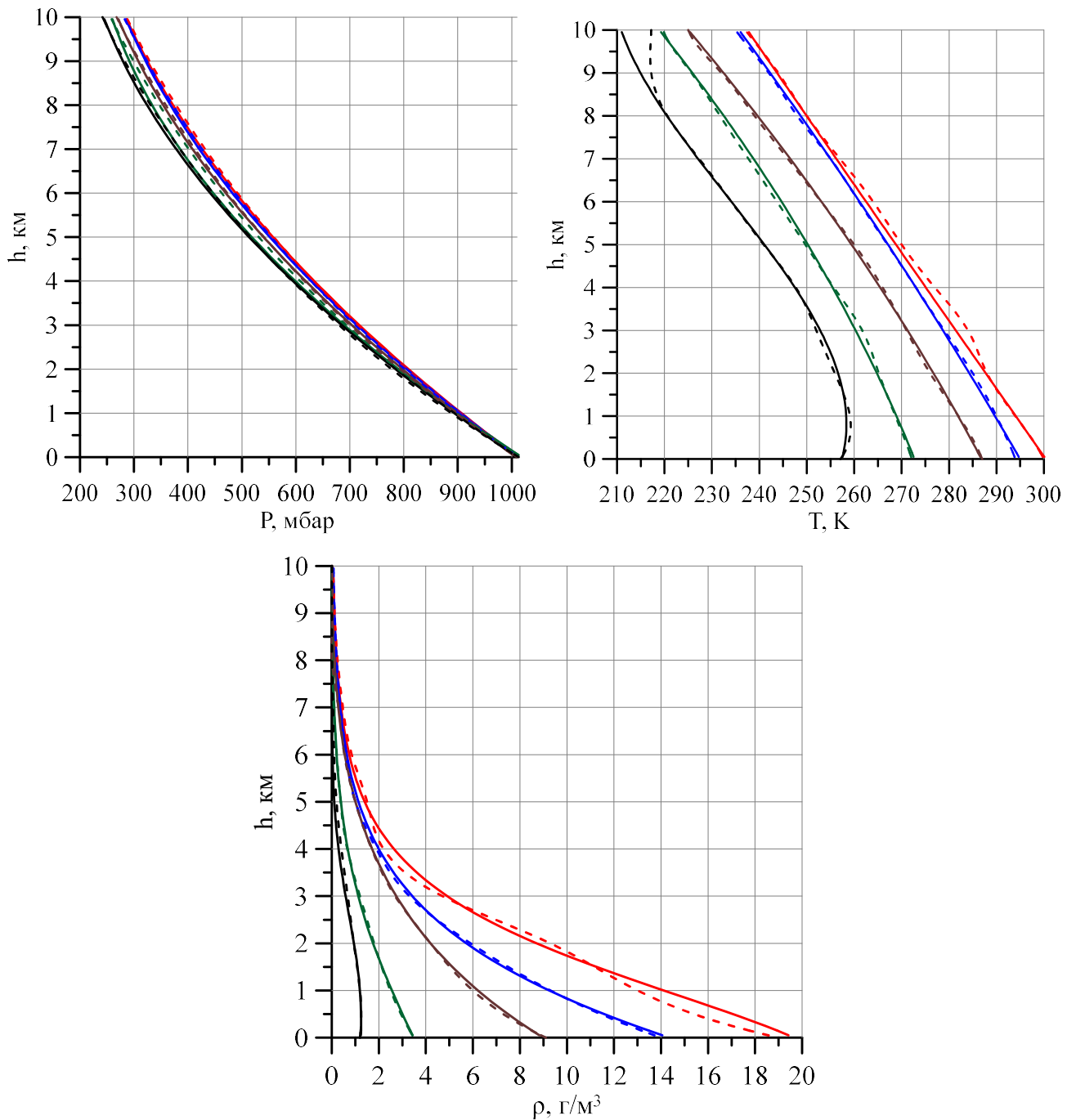


Рисунок 2.2 — Высотные зависимости давления, температуры и влажности для стандартных атмосфер: сплошная линия — по [Рекомендация МСЭ-R P.835-4]; пунктирная — по [Clatchey et al., 1972]. Красный цвет — тропическая, синий — средние широты, лето, зелёный — средние широты, зима, коричневый — высокие широты, лето, чёрный — высокие широты, зима

В ходе работы над проектом РФФИ № 18-02-01009-а и подготовки диссертации было проведено исследование вариаций метеопараметров атмосферы тропиков, средних и высоких широт по данным корабельных радиозондов. Из данных радиозондирования, любезно предоставленных ВНИИГМИ-МЦД, были

обработаны качественные данные судовых метеозондов высокого разрешения (более 500 уровней) за период с мая 2014 по ноябрь 2016 г. Всего была обработана информация 6880 метеозондов. Координаты запуска радиозондов представлены на рисунке 2.3.

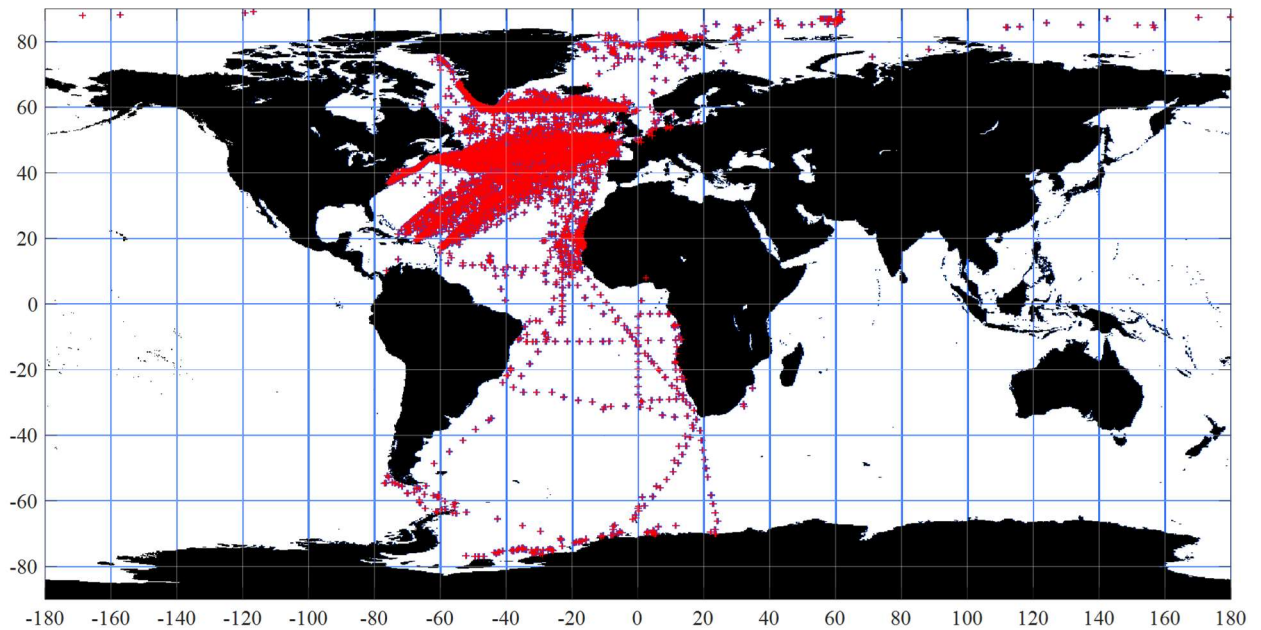


Рисунок 2.3 — Координаты запуска судовых радиозондов 2014–2016 гг.

Чтобы наглядно продемонстрировать основные статистические параметры атмосферных профилей, были построены их двумерные гистограммы, на которые нанесены графики среднего значения и СКО (рисунки 2.4, 2.5). Такое представление позволяет дать оценку вида статистического распределения атмосферных профилей в каждом атмосферном слое.

Анализируя рисунок 2.4 можно сказать, что профиль атмосферного давления очень стабилен, его СКО составляет порядка 8 мбар по всей высоте тропосферы, поэтому дальше рассматривать его особенности не будем. Профиль температуры тропической тропосферы имеет распределение близкое к нормальному по всей высоте и малое СКО — 2,5–3 К. Аналогичными характеристиками обладают профили температуры летней тропосферы средних и высоких широт, лишь с большим СКО — 3,5–4 К для средних широт и 5,5–6,5 К для высоких широт.

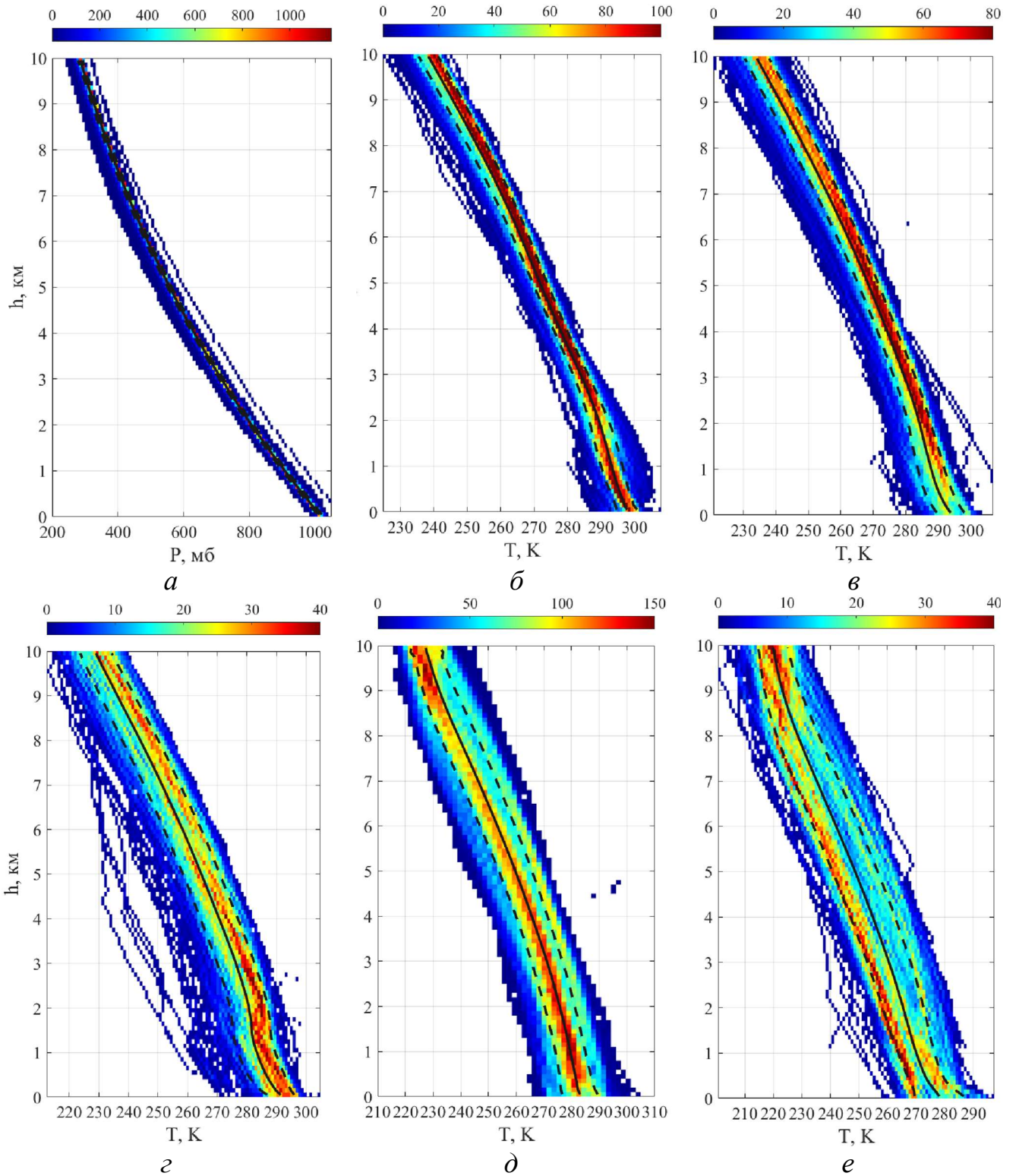


Рисунок 2.4 — Двумерные гистограммы профилей тропосферы: *a* — давления для всех зондовых профилей; *б* — температуры для тропической атмосферы; *в* — температуры для средних широт, лето; *г* — температуры для средних широт, зима; *д* — температуры для высоких широт, лето; *е* — температуры для высоких широт, зима. Сплошная линия — среднее значение, пунктир — СКО. Всего гистограмма имеет 100 ячеек, цветом обозначено количество элементов в ячейке



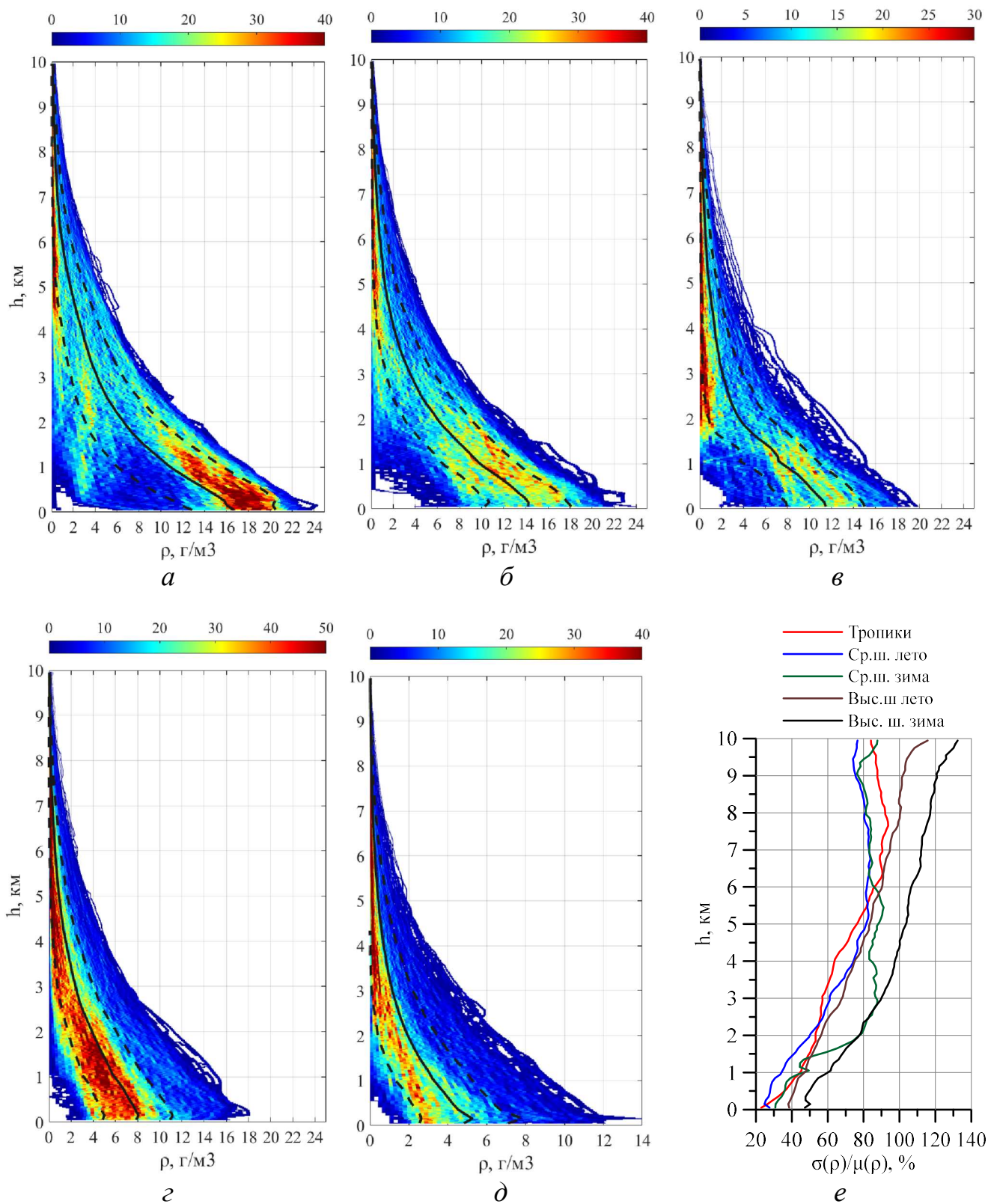


Рисунок 2.5 — Двумерные гистограммы профилей влажности тропосферы: *а* — тропики; *б* — средние широты, лето; *в* — средние широты, зима; *г* — высокие широты, лето; *д* — высокие широты, зима; *е* — отношение СКО влажности к среднему значению в процентах. Сплошная линия — среднее значение, пунктир — СКО



У зимних же профилей максимум распределения смещается относительно среднего значения, и они становятся более равномерными. Наиболее выражено это у зимней атмосферы высоких широт, у неё и наибольшее СКО — 7–8 К. У зимней атмосферы средних широт изменчивость профиля температуры чуть меньше, СКО — 6–6,5 К. В целом прослеживается тенденция к увеличению СКО профиля температуры с уменьшением её среднесезонного приземного значения.

Профиль влажности тропосферы обладает очень сильной изменчивостью (рисунок 2.5). Профили высоких широт имеют распределение близкое к нормальному практически по всей высоте. СКО падает с высотой экспоненциально. Совершенно другая картина наблюдается для профилей влажности тропических и средних широт. У них распределение влажности близкое к нормальному сохраняется от 0 до 1,5–2 км. СКО на этих высотах остаётся практически неизменным при падении среднего значения влажности, а для тропического профиля оно даже растёт примерно до 1 км. Примерно от 1,5 км начинается область с практически равномерным распределением влажности. Для тропического и летнего среднеширотного профиля эта область продолжается до 4 км, для зимнего среднеширотного профиля — до 2 км. Далее и до верхней границы исследуемых профилей (10 км) следует область с распределением влажности близким к логнормальному. По всей видимости, в области, где распределение влажности близко к равномерному (1,5–4 км, 1,5–2 км), наиболее часто присутствуют аномалии, например, инверсии.

Также интересно изменение СКО влажности с высотой относительно среднего значения в процентах как показателя относительной изменчивости. Такие графики приведены на рисунке 2.5е. Видно, что эта величина в среднем растёт с высотой.

Последней важной статистической характеристикой атмосферных профилей, которую можно получить из радиозондовых данных, выступает их высотная корреляция, показывающая насколько взаимосвязано происходят изменения профилей на разных высотах. Для исследования этой характеристики были построены корреляционные матрицы для всё тех же выборок судовых

радиозондовых данных. Визуализация соответствующих корреляционных матриц в псевдоцветах представлена на рисунках 2.6, 2.7.

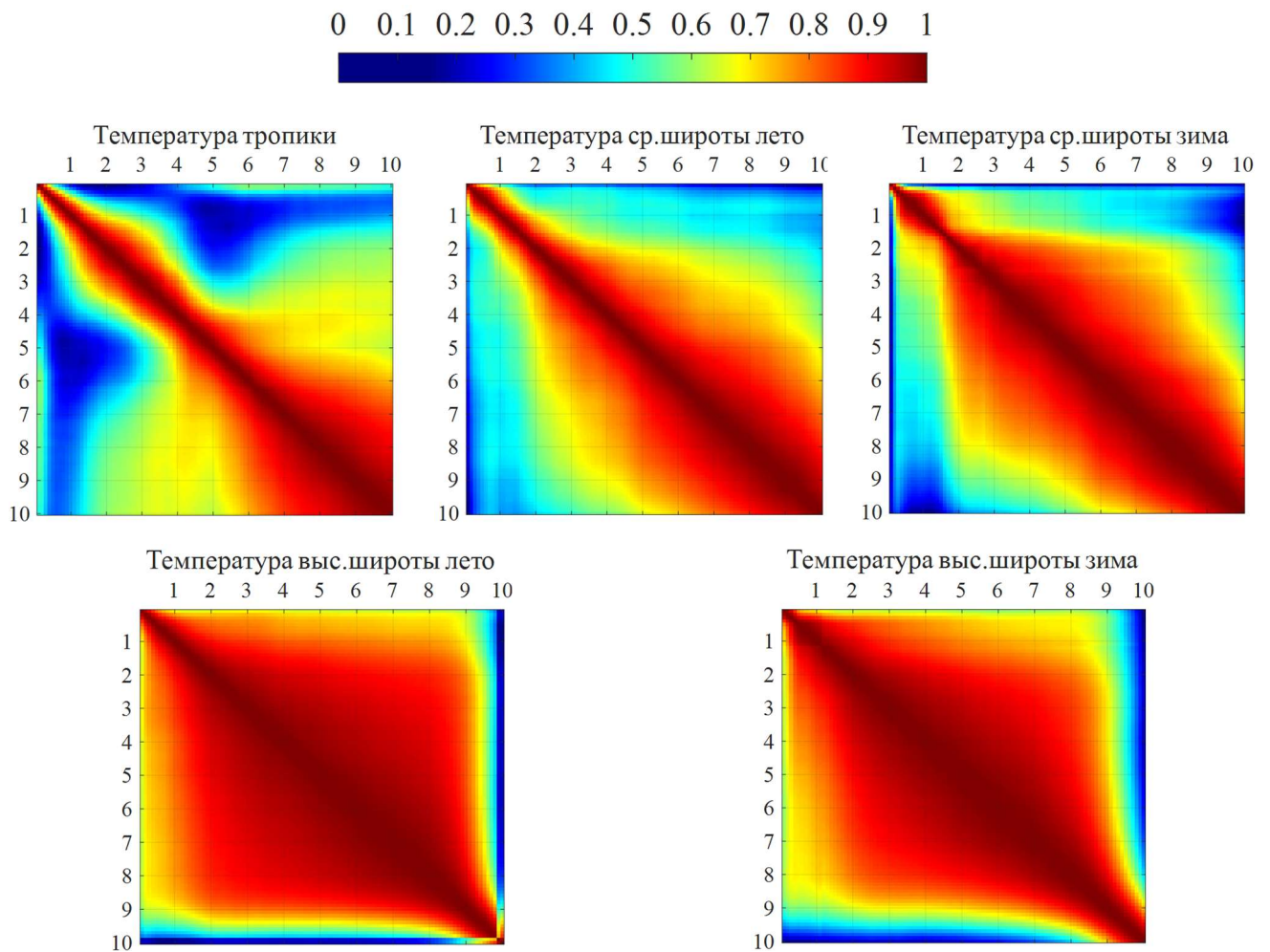


Рисунок 2.6 — Корреляционные матрицы температурных профилей тропосферы. По осям отложена высота в километрах

Корреляционные матрицы температурных профилей показывают, что для атмосферы высоких широт весь профиль, за исключения самых верхних слоёв, сильно коррелирован ( $R > 0,7$ ). Для тропиков сильно коррелированы слои от 5,5 до 10 км, в более низких слоях высота корреляции (разница высот слоёв атмосферы с  $R > 0,7$ ) составляет около 1,5 км. Ниже 2 км высота корреляции падает до 500 м. Для летней атмосферы средних широт высота корреляции постепенно растёт с 1 км у поверхности до 3 км, на высоте 5 км и выше остаётся практически неизменной. Для зимней атмосферы средних широт высота

корреляции резко растёт, начиная с высоты 2 км, до которой составляет 1–1,5 км, далее резко растёт, доходя до значения 4,5 км на высоте 7 км, потом постепенно падает до значения в 3 км.

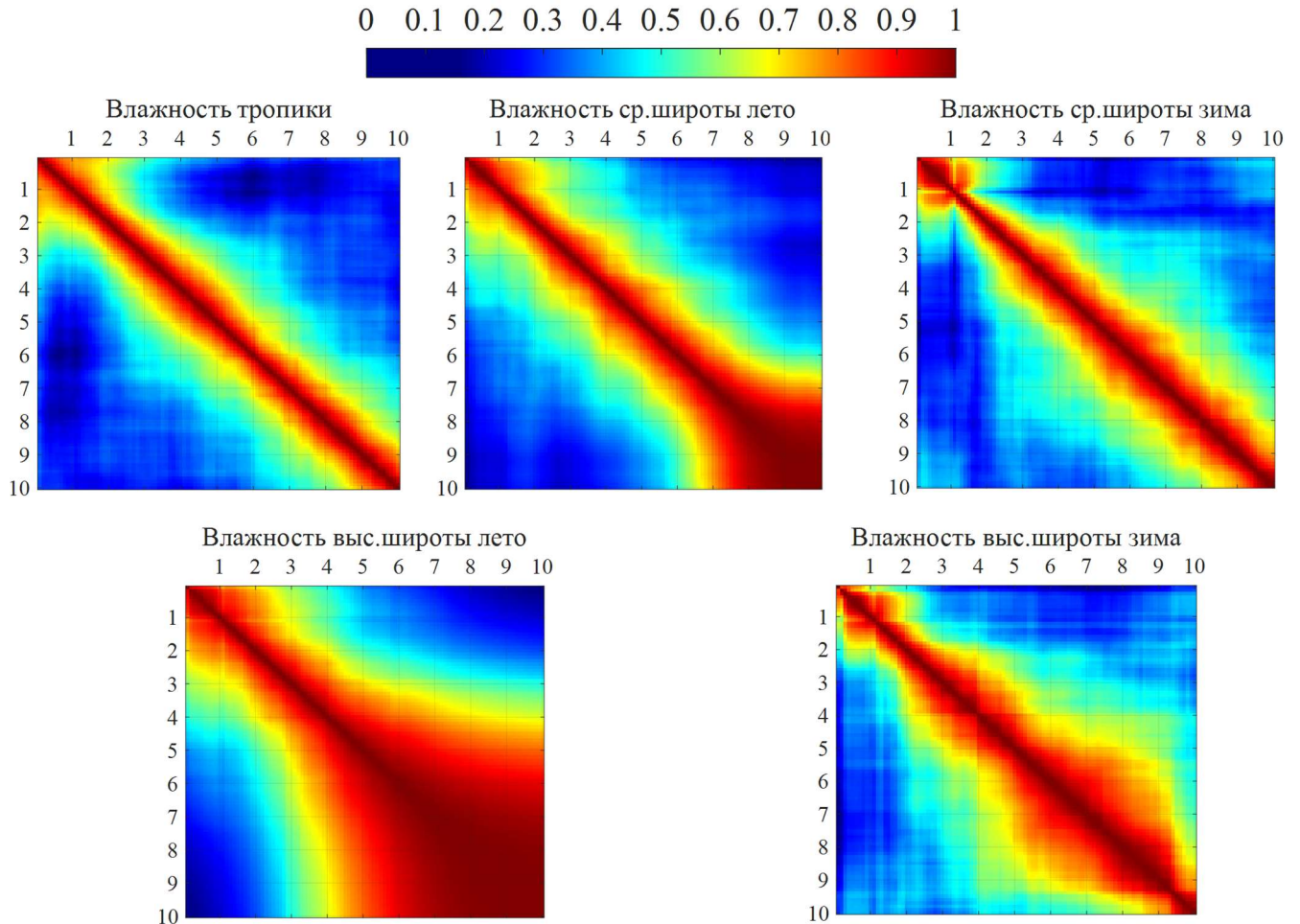


Рисунок 2.7 — Корреляционные матрицы профилей абсолютной влажности тропосферы. По осям отложена высота в километрах

Корреляционные матрицы профиля влажности (см. рисунок 2.7) показывают, что для всех сценариев прослеживается высокая корреляция профиля в приповерхностном слое толщиной 1,5–2 км. Этот факт, совместно с тем, что распределение влажности в этом слое (см. рисунок 2.5) близко к нормальному, может свидетельствовать, что атмосфера в этом слое насыщена испарениями от поверхности океана и близка к 100%-й относительной влажности. Для тропической и атмосферы средних широт в более высоких атмосферных слоях

высота корреляции падает до 1 км, однако у летней атмосферы средних широт, начиная с 6,5 км высота корреляции начинает резко расти и доходит до 3,5 км у верхней границы в 10 км. Очень сильно коррелирована по высоте летняя атмосфера высоких широт начиная с 4 км и до высоты 10 км. Высота корреляции для зимней атмосферы высоких широт постепенно растёт, начиная с высоты в 3 км, где имеет значение в 1 км, до высоты в 9,5 км, где имеет значение в 3,5 км, далее резко падает до 1,5 км.

Из проделанного анализа можно сделать вывод, что основная масса водяного пара в атмосфере сосредоточена на высотах от 0 до 5 км. Наиболее насыщены влагой атмосферы тропиков и средних широт летом. Изменчивость профиля влажности растёт с высотой. Наиболее случайные изменения профиля влажности для атмосферы тропиков и лета средних широт происходят на высотах от 1,5 до 4,5–5 км. Вертикальная протяжённость корреляции профиля влажности на этих высотах составляет 1–1,5 км соответственно, для исследований профиля влажности необходимо обеспечить его измерение с таким или лучшим разрешением.

Рассмотрев основные свойства объекта исследования — профиля влажности атмосферы и остальных составляющих, участвующих в формировании микроволнового излучения безоблачной атмосферы, можно приступить к моделированию её излучательных характеристик и решению прямой задачи ДЗЗ.

### **2.3. Оценка чувствительности радиотепловых измерений к изменению профиля влажности**

Основной источник информации об объекте исследования при пассивном микроволновом зондировании — значения яркостной температуры, регистрируемые набором радиометрических приёмников на различных частотах, при различных параметрах вектора поляризации и угле падения. Идеальным вариантом при восстановлении геофизических характеристик объекта по данным микроволновых радиометрических измерениях была бы ситуация, когда на изменение искомого геофизического параметра монотонно откликался бы сигнал

на одной из частот. При этом другие геофизические параметры никак бы на этот сигнал не влияли. К сожалению, на практике такая ситуация практически не встречается. Яркостная температура на каждой из частот в той или иной степени нелинейно зависит от целого набора геофизических величин (см. соотношение (2.1)).

Тем не менее, при разработке систем ДЗЗ или при выборе набора входных параметров, необходимых для восстановления, следует стремиться к тому, чтобы эти параметры как можно сильнее реагировали бы на искомые характеристики объекта и одновременно как можно меньше откликались на другие факторы. Такой анализ можно провести только в ходе решения прямой задачи ДЗЗ на многообразии метеорологических параметров (в случае зондирования атмосферы).

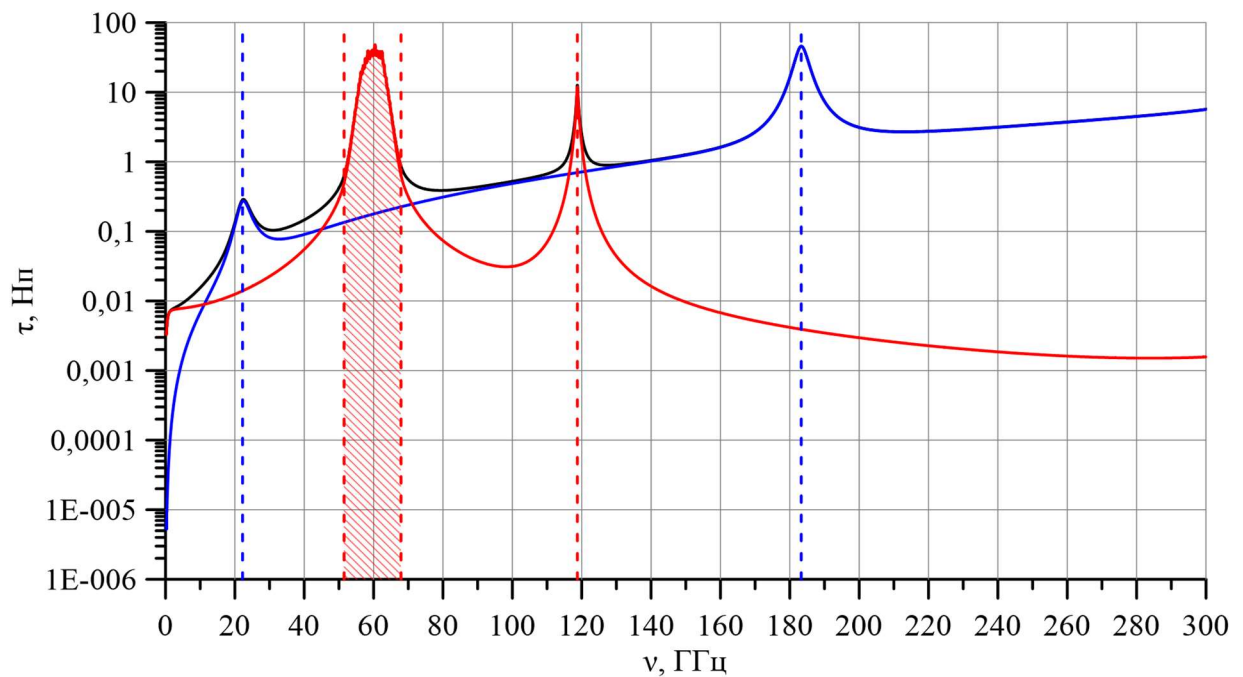


Рисунок 2.8 — Микроволновый спектр поглощения стандартной тропической атмосферы [Clatchey et al., 1972]. Синий цвет — поглощение в водяном паре, красный — поглощение в сухой атмосфере, чёрный — полное поглощение

Чтобы исследовать влияние атмосферной влажности на яркостную температуру, регистрируемую спутниковыми радиометрами (см. выражение (2.1)) проведём сначала моделирование спектра поглощения микроволновых волн в

атмосфере для стандартных профилей, поскольку именно он непосредственно зависит от атмосферной влажности, которую нам нужно восстановить. Все необходимые для этого соотношения и зависимости описаны в разд. 2.1 и 2.2. В качестве источника стандартных профилей будем использовать работу [Clatchey et al., 1972] как наиболее часто используемую в литературе. Результирующие спектры интегрального поглощения атмосферы с шагом по частоте 100 МГц приведены на рисунке 2.8.

Если рассматривать микроволновый диапазон от 300 МГц до 300 ГГц, то в нём присутствует 34 резонансные линии поглощения кислорода, 33 из которых сосредоточены в узком интервале 51,5–67,9 ГГц, и одна обособленная линия с центром 118,75 ГГц. Максимум полосы поглощения 51,5–67,9 ГГц для стандартной тропической атмосферы составляет примерно 47 Нп, для 118,75 ГГц — 12 Нп.

Водяной пар имеет две резонансные линии поглощения с центрами 22,235 и 183,31 ГГц. При этом поглощение в линии 183,31 ГГц сильнее почти в 200 раз по сравнению с линией 22,235 ГГц: 46 Нп и 0,27 Нп соответственно для стандартной тропической атмосферы. Если перевести коэффициент поглощения из логарифмического (Нп) в линейный коэффициент поглощения, который не может превышать единицу, по формуле  $\chi = 1 - \exp(-\tau)$ , то окажется, что атмосфера поглощает более 99 % излучения при  $\tau > 5$  Нп. Соответственно, в центре всех резонансных линий поглощения атмосферы, кроме 22,235 ГГц микроволновое излучение атмосферы испытывает насыщение. Однако насыщение это происходит на различном оптическом пути в зависимости от величины поглощения вблизи центра линии. Именно этот эффект и лежит в основе большинства существующих методов зондирования профилей атмосферных параметров из космоса. Рассмотрим изменение линий поглощения атмосферного водяного пара с высотой для стандартной тропической атмосферы (рисунок 2.9).

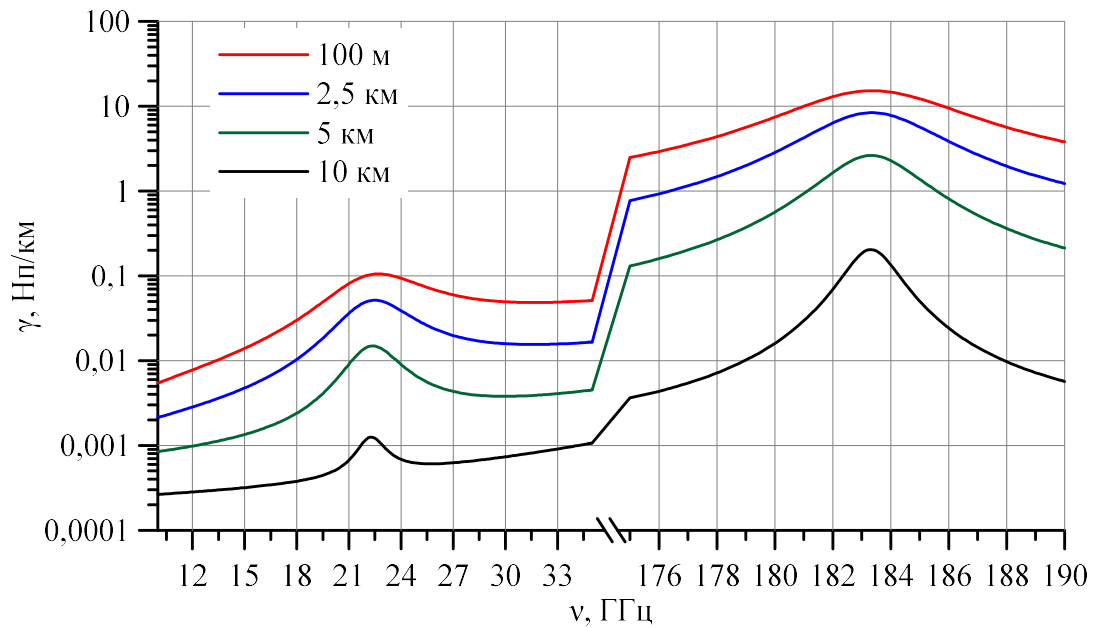


Рисунок 2.9 — Высотная зависимость спектра погонного поглощения атмосферы

Видно, что с высотой атмосферное поглощение падает из-за уменьшения концентрации поглощающих молекул, а уширение линии уменьшается из-за уменьшения атмосферного давления. Также из данной зависимости видно, что при наблюдении с поверхности Земли излучение на частотах вблизи линии 183,31 ГГц насыщается уже на высоте 1–2 км от поверхности, при том что верхние слои атмосферы остаются прозрачными на этих частотах. Поэтому измерения вблизи линии 183,31 ГГц используют только при зондировании профиля влажности из космоса. Линию 22,235 ГГц из-за своей слабости обычно используют для спутникового зондирования интегрального водозапаса всей толщи атмосферы.

Подставим рассчитанные коэффициенты поглощения в соотношение (2.1) и рассчитаем все составляющие излучения, принимаемого спутниковым радиометром при зондировании в надир стандартной тропической атмосферы над спокойной поверхностью океана с температурой 300 К и солёностью 35 ‰. Для расчёта излучения водной поверхности использовалась методика [Meissner, Wentz, 2012], как одна из наиболее адекватных на сегодняшний день [Садовский и др., 2014]. Результаты расчёта показаны на рисунке 2.10.



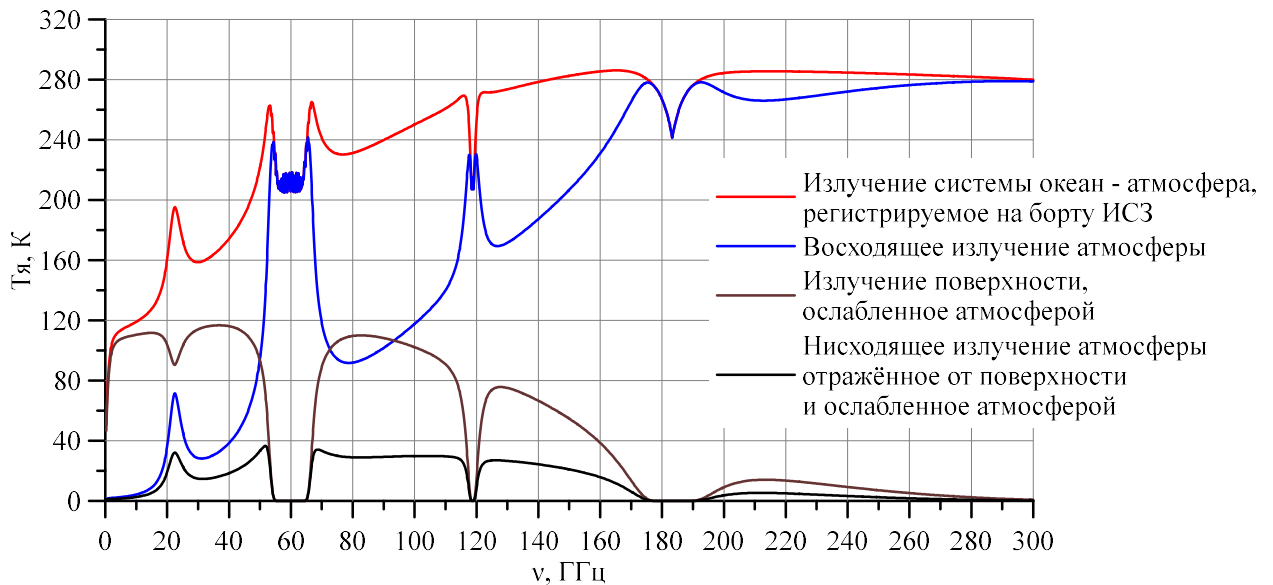


Рисунок 2.10 — Составляющие микроволнового излучения системы океан – атмосфера, регистрируемого из космоса

В области сильных линий поглощения излучение, регистрируемое на борту искусственного спутника Земли, полностью определяется восходящим излучением атмосферы. Излучение поверхности полностью поглощается атмосферой. Падение яркостной температуры при приближении к центру сильной линии вызвано тем, что насыщение излучения происходит в более высоких слоях атмосферы, которые имеют более низкую термодинамическую температуру. Такого эффекта не наблюдается для линии 22,235 ГГц из-за её слабости. Излучение, регистрируемое на частотах вблизи 22,235 ГГц, формируется по большей части излучением поверхности. Даже в центре линии вклад излучения поверхности в общую яркостную температуру превышает вклад атмосферы.

Изменение концентрации водяного пара приводит к закономерному изменению яркостной температуры системы океан – атмосфера, за счёт изменения атмосферного поглощения. Рассмотрим, как меняется яркостная температура системы океан – атмосфера для различных стандартных атмосферных профилей при неизменных характеристиках поверхности. Результаты расчётов приведены на рисунке 2.11.



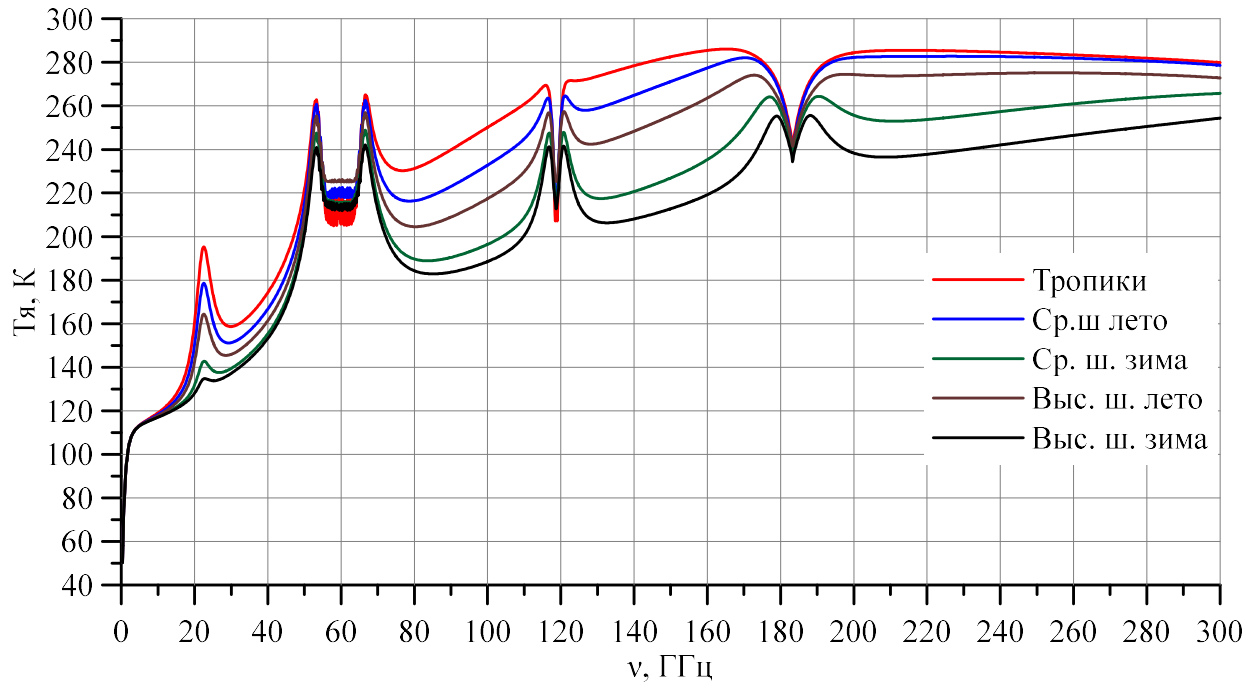


Рисунок 2.11 — Излучение системы океан — атмосфера для 5 стандартных атмосфер [Clatchey et al., 1972]

Наибольший диапазон изменения яркостной температуры — 60–70 К наблюдается в центре линии 22,235 ГГц и в окнах прозрачности 70–110, 130–170 ГГц. Это обусловлено прозрачностью атмосферы на этих частотах и соответственно чувствительностью яркостной температуры к изменению интегрального паросодержания атмосферы, которое составляет для тропиков — 40,6 мм, средней широты, лета — 28,8 мм, средней широты, зимы — 8,4 мм, высокой широты, лета — 19,5 мм, высокой широты, зимы — 4,2 мм. Уменьшение паросодержания атмосферы приводит к пропорциональному уменьшению яркостной температуры на этих частотах. С приближением к центру сильной линии 183,31 ГГц диапазон изменения яркостной температуры постепенно падает до 10 К. Это происходит из-за чувствительности на этих частотах яркостной температуры к изменению концентрации водяного пара в верхних слоях тропосферы, где эта концентрация мала. Также существенное влияние на изменение яркостной температуры вблизи линии 183,31 ГГц имеют вариации профиля температуры, которые своим вкладом могут компенсировать изменение яркостной температуры за счёт влажности. Таким образом, зависимость яркостной температуры системы океан – атмосфера от влажности атмосферы

имеет комплексный, зачастую нелинейный характер, особенно вблизи сильной линии поглощения водяного пара.

Чтобы исследовать чувствительность радиотепловых измерений к изменению профиля влажности атмосферы обычно используются так называемые весовые функции или функции чувствительности, которые могут иметь различный вид в зависимости от применяемого метода решения обратных задач или физического смысла, который демонстрируется функцией. Частично этот вопрос уже рассматривался в п 1.2 настоящей работы. Поскольку большинство современных спутниковых радиотепловых зондировщиков влажности используют при зондировании набор радиометрических каналов вблизи линии 183,31 ГГц, где из-за сильного атмосферного поглощения вклад излучения поверхности пренебрежимо мал по сравнению с вкладом атмосферы (см. рисунок 2.10), уравнение переноса излучения (2.1) можно сократить только до восходящего излучения атмосферы:

$$T_{\text{я}}(\nu) = \int_0^{\infty} T(h)\gamma(\nu, h) \cdot \sec\theta \cdot \exp[-\tau(\nu, h) \cdot \sec\theta] dh. \quad (2.14)$$

Уравнение (2.14) можно представить в виде интегрального уравнения Фредгольма 1-го рода:

$$T_{\text{я}}(\nu) = \int_0^{\infty} T(h)K(\nu, h) dh, \quad (2.15)$$

где  $K(\nu, h) = \gamma(\nu, h) \cdot \sec\theta \cdot \exp[-\tau(\nu, h) \cdot \sec\theta]$  – ядро интегрального уравнения.

В некоторых работах, например [Gohil, Mathur, 2006], для демонстрации высотной избирательности измерений вблизи линии 183,31 ГГц используют подобные ядра, однако они по сути являются весовыми функциями температуры, а не влажности. В других работах, например [Сёмин и др., 2011], высотную избирательность демонстрируют в виде графиков всей подынтегральной функции (2.14), что тоже не совсем удовлетворяет смыслу весовой функции влажности. Весовая функция влажности должна сводить уравнение (2.14) к виду:

$$T_{\text{я}}(\nu) = \int_0^{\infty} W(\nu, h) \cdot \rho(h) dh, \quad (2.16)$$

Свести уравнение (2.14) к соотношению (2.16) напрямую не представляется возможным, однако уравнение (2.14) можно линеаризовать относительно малых возмущений профиля влажности [Кутуза и др., 2016; Shraerer, Wilheit, 1979]:

$$\Delta T_{\text{я}}(\nu) = \int_0^{\infty} W(\nu, h) \cdot \Delta \rho(h) dh, \quad (2.17)$$

где  $W(\nu, h) = T(h) \cdot \exp[-\tau(\nu, h) \cdot \sec \theta] \frac{\partial \gamma(h)}{\partial \rho(h)}$ .

В современных физических подходах в качестве весовой функции используется Якобиан:  $J(\nu, h) = \frac{\partial T_{\text{я}}(\nu)}{\partial \rho(h)}$ , который по физическому смыслу схож с весовой функцией в уравнении (2.17), однако получается в результате итерационного модельного расчёта с последовательным внесением малых отклонений в элементы вектора профиля влажности и с применением численных методов дифференцирования и может быть записан в виде:

$$J_{\nu, h} = \frac{T_{\text{я}\nu}[\rho(h) + \Delta \rho(h)] - T_{\text{я}\nu}[\rho(h) - \Delta \rho(h)]}{2\Delta \rho(h)}. \quad (2.18)$$

Из-за сильного уменьшения влажности с высотой для построения якобиана профиля влажности в соотношении (2.18) обычно используется не абсолютное, а относительное отклонение профиля, например, на 10 %. Тогда соотношение (2.18) будет выглядеть следующим образом:

$$J_{\nu, h} = \frac{T_{\text{я}\nu}[\rho(h) + 0,05\rho(h)] - T_{\text{я}\nu}[\rho(h) - 0,05\rho(h)]}{0,1\rho(h)}. \quad (2.19)$$

Именно такая весовая функция наиболее корректно отражает чувствительность радиометрических измерений к изменению профиля влажности атмосферы.

Исследуем чувствительность типового набора радиометрических каналов вблизи линии 183,31 ГГц на примере каналов разрабатываемого

радиометрического комплекса МИРС, являющегося частью научной аппаратуры КЭ «Конвергенция». Основные задачи, которые планируется решать в ходе КЭ «Конвергенция», уже приводились в разд. 1.3 настоящей работы, напомним, что главная цель эксперимента — исследование вертикальной температурно-влажностной структуры тропосферы в зонах формирования и развития ТЦ. Для восстановления вертикального профиля влажности тропосферы комплекс МИРС имеет семь каналов вблизи линии 183,31 ГГц, характеристики которых выбирались близкими к наиболее современным существующим микроволновым зондировщикам влажности ATMS и SAPHIR. Основные характеристики каналов МИРС вблизи линии 183,31 ГГц на горизонтальной поляризации приведены в таблице 2.1.

Таблица 2.1

№ частотного канала	17	18	19	20	21	22	23
Центральная частота, ГГц	165,5	183,31±					
		7	4,5	3	1,8	1	0,3
Полоса приёма, ГГц	3	2	2	1	1	0,5	0,4
Чувствительность в элементе разрешения, К	0,6	0,5	0,5	0,7	0,7	1,0	1,2

МИРС имеет конический тип сканирования под постоянным углом встречи с Землёй  $53,1^\circ$ .

Рассчитанные весовые функции (2.19) каналов МИРС № 17–23 для пяти стандартных атмосфер [Clatchey et al., 1972] представлены на рисунке 2.12.

Истинная размерность якобиана влажности (2.19) —  $\text{К} \cdot (\text{г}/\text{м}^3)$ , но для построения графиков обычно её приводят к градусам Кельвина для большей наглядности, домножая выражение (2,19) на  $\rho(h)$  [Garand et al., 2001]. Поскольку в нашем случае вертикальное разрешение якобиана составляет 100 м, результаты расчёта (2.19) были нормированы на  $\Delta h = 0,1$  км и результирующая размерность якобиана, представленного на графиках —  $\text{К}/\text{км}$ .

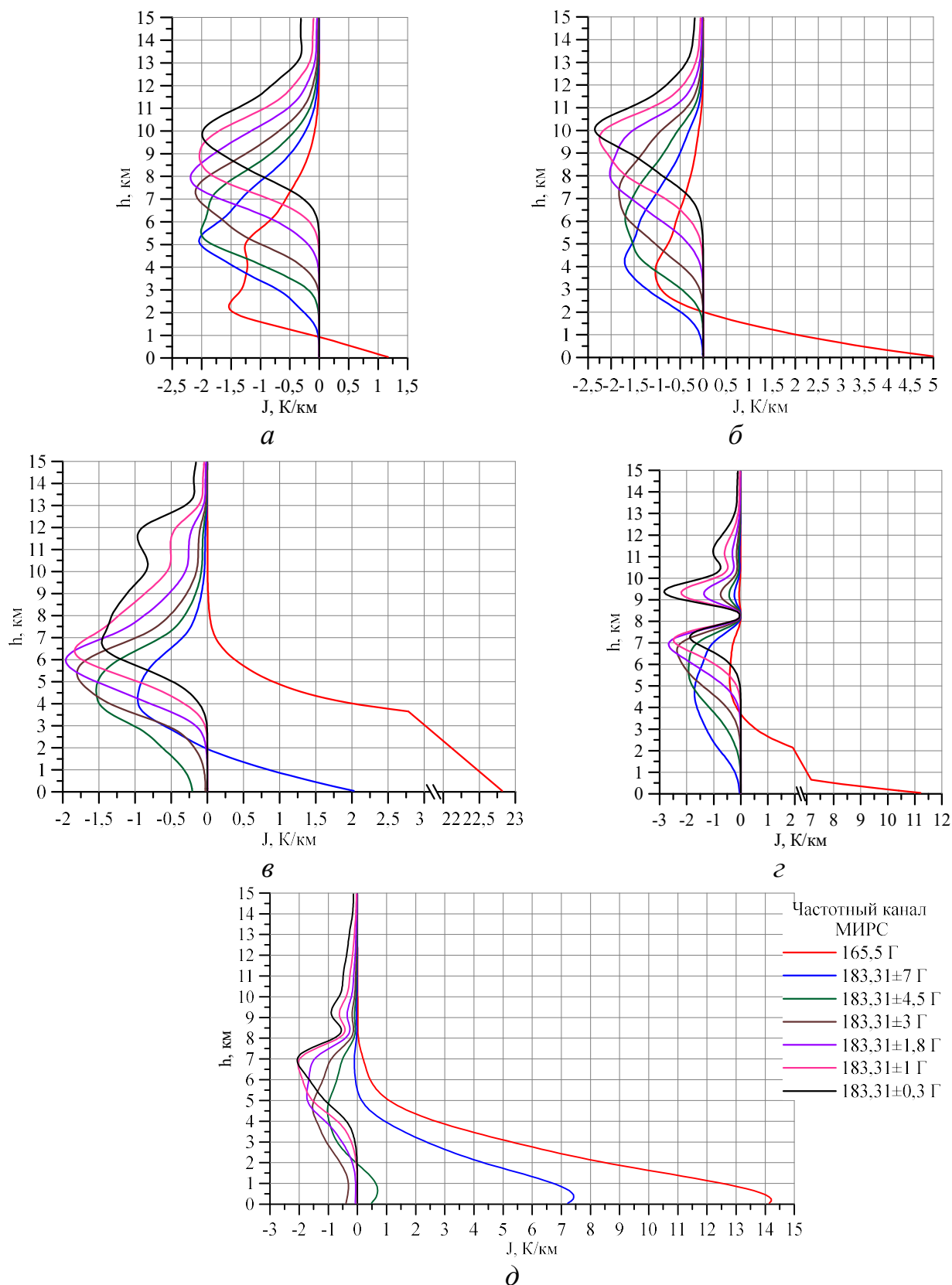


Рисунок 2.12 — Весовые функции каналов № 17–23 радиометрического комплекса МИРС КЭ «Конвергенция» для стандартных атмосфер: *а* — тропическая; *б* — средние широты, лето; *в* — средние широты, зима; *г* — высокие широты, лето; *д* — высокие широты, зима

Из рисунка 2.12 видно, что яркостная температура на частотах вблизи линии поглощения 183,31 ГГц имеет высотную избирательность и чувствительна к изменению профиля влажности тропосферы. Форма весовых функций зависима от профиля влажности. Для тропического и летнего среднеширотного профилей весовые функций каналов  $183,31 \pm 7 \dots 183,31 \pm 0,3$  ГГц имеют отрицательный знак, их максимумы распределены по высоте достаточно равномерно от 4,5–5 км до 10 км с промежутком в 1 км, но при этом сильно перекрывают друг друга на 70–80 %. Весовые функции достаточно широкие и на уровне половинной площади имеют ширину порядка 4,5–5 км. Весовая функция канала 165,5 ГГц меняет свой знак с высотой, но большая её часть остаётся в отрицательной области.

Для профилей высоких широт и зимнего среднеширотного, имеющих более низкое интегральное паросодержание, максимумы весовых функций снижаются по высоте и сближаются друг с другом. При уменьшении интегрального паросодержания почти в пять раз между тропическим — 40,6 мм и зимним среднеширотным профилем — 8,4 мм максимумы весовых функций каналов  $183,31 \pm 7 \dots 183,31 \pm 0,3$  ГГц опускаются в среднем на 2 км. Также уменьшение интегрального паросодержания приводит к увеличению площади положительной части весовых функций самых низкочастотных каналов МИРС в области 183,31 ГГц. Для зимнего профиля высоких широт весовые функции каналов 165,5 и  $183,31 \pm 7$  ГГц переходят в положительную область практически полностью.

Наиболее важный вывод, который можно сделать из анализа весовых функций вблизи линии поглощения водяного пара 183,31 ГГц (см. рисунок 2.12), заключается в том, что для насыщенной влагой атмосферы тропиков и средних широт чувствительность измерений к изменению профиля влажности на высотах от 0 до 4–4,5 км — слаба. Эта область атмосферы покрыта по большей части весовой функцией канала 165,5 ГГц, которая меняет знак и чувствительна к излучению поверхности, что может существенно затруднить процедуру восстановления. Чувствительность к высотам более 2 км также имеет канал  $183,31 \pm 7$  ГГц, однако большая ширина весовой функции и очень слабая

чувствительность к высотам ниже 4,5 км более высокочастотных каналов не могут обеспечить надёжного зондирования этой области атмосферы.

Как уже было показано в п. 2.2, именно область от 0 до 4,5–5 км атмосферы тропиков и средних широт требует наиболее тщательного исследования и, следовательно, обеспечения хорошей чувствительности и высотного разрешения средств ДЗЗ в данной области. По всей видимости, спутниковое пассивное микроволновое зондирование на частотах вблизи сильной линии поглощения водяного пара 183,31 ГГц не позволит получить качественно новой информации о профиле влажности в нижней части тропической и среднеширотной тропосферы. Поэтому необходим поиск новых методов, которые позволили бы более качественно проводить зондирование профиля влажности атмосферы и решить основные задачи КЭ «Конвергенция».

#### **2.4. Выводы по главе 2**

В данной главе были приведены основные соотношения, позволяющие моделировать излучательные характеристики безоблачной атмосферы в микроволновом диапазоне. Были исследованы основные статистические характеристики вертикальных распределений физических параметров тропосферы. Проведено моделирование микроволнового спектра поглощения атмосферы и излучения системы океан – атмосфера, регистрируемого на орбите для различных стандартных атмосфер. Исследована чувствительность радиометрических измерений к изменению профиля влажности тропосферы на типичном наборе частотных каналов, используемом для зондирования профиля влажности.

По результатам работы, представленным в главе 2 можно сделать следующие выводы:

- Анализ судовых радиозондовых измерений показал, что в среднем высотная зависимость профиля абсолютной влажности тропосферы имеет экспоненциальный вид, влажность падает с высотой, и на высоте 10 км

меньше приземной почти в 400 раз. Основная масса водяного пара (90 %) сосредоточена в толще атмосферы на высотах от 0 до 5 км.

- Над поверхностью океана дисперсия влажности растёт с высотой. Наиболее равномерное распределение без явных максимумов абсолютная влажность имеет в атмосфере тропиков и средних широт летом на высотах от 1,5 до 4,5 км. Атмосфера этих областей наиболее насыщена водяным паром.
- В области тропосферы от 0 до 5 км, где находится основная масса влаги, изменения профиля абсолютной влажности происходят коррелировано в пределах дистанции 1–2 км по высоте.
- Из-за сильного поглощения вблизи линии 183,31 ГГц радиометрические измерения на типичном наборе частот 165,5–183,31 ГГц наиболее чувствительны к изменению профиля влажности на высотах от 4 до 10 км. Ниже 4 км, особенно для тропической и летней среднеширотной атмосферы, весовые функции частотных каналов вблизи линии 183,31 ГГц не позволяют получить хорошего высотного разрешения и чувствительности к изменению профиля влажности.
- Всё вышеперечисленное позволяет сделать вывод, что необходим поиск новых методов радиотеплового зондирования из космоса, которые могли бы обеспечить повышение точности восстановления профиля водяного пара в нижних слоях тропосферы до высот 4–5 км.



### ГЛАВА 3. Обоснование подхода к выбору радиотепловых каналов для дистанционных измерений трёхмерных полей водяного пара в тропосфере Земли

В предыдущей главе было показано, что радиометрические измерения из космоса вблизи линии поглощения водяного пара 183,31 ГГц плохо пригодны для зондирования профиля влажности тропосферы ниже 4,5 км, особенно в условиях высоких значений интегрального паросодержания, присущих тропическим регионам. Это вызвано по большей части сильным поглощением высокочастотного микроволнового излучения в нижних слоях тропосферы. Одним из возможных решений данной проблемы может быть использование измерений на более низких частотах.

В некоторых работах [Rosenkranz et al., 1982], как уже было показано в главе 1, для зондирования профиля влажности нижней тропосферы предлагается использование частот 150 и 90 ГГц. Построим весовые функции (2.19) для этих частот (рисунок 3.1).

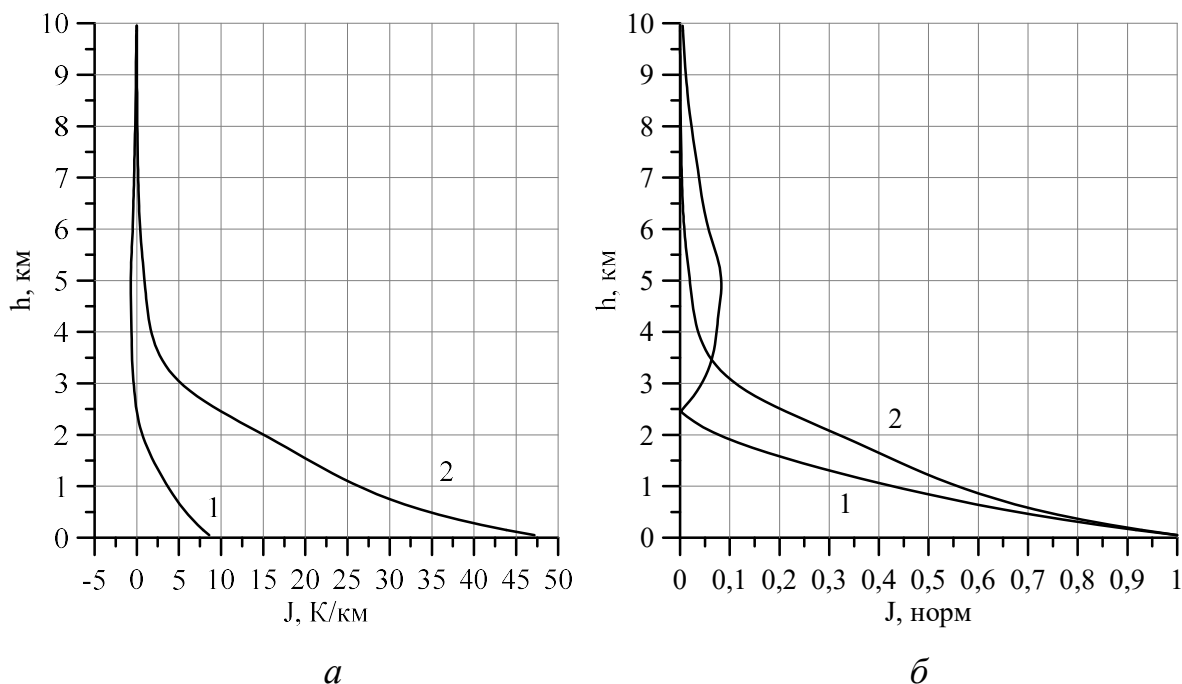


Рисунок 3.1 — Весовые функции влажности стандартной тропической атмосферы для частот: 1 — 150 ГГц, 2 — 90 ГГц; *а* — ненормированные, *б* — нормированные

Очевидной проблемой использования предлагаемых частот становится сильный вклад излучения подстилающей поверхности в принимаемое на орбите излучение (см. рисунок 2.10). Вклад излучения подстилающей поверхности на частоте 150 ГГц составляет более 50 К, а на частоте 90 ГГц — более 110 К. Также максимумы обеих весовых функций находятся на уровне поверхности, а полуширина составляет порядка 1,5–2,5 км, что указывает, что они чувствительны скорее к интегральному содержанию тропосферы, чем к профилю влажности.

Кроме того, на данных частотах существенное влияние на излучение оказывает жидкокапельная влага в атмосфере. Например, на частоте 90 ГГц насыщение сигнала, принимаемого на орбите, наступает при водозапасае облачности порядка 0,3 мм [Weng, Grody, 1994]. Учитывая, что зависимость поглощения микроволнового излучения в облачности от длины волны близка к линейной [Кутуза и др., 2016]:

$$\gamma_{\text{обл}} = \frac{0,6\pi}{\lambda} \operatorname{Im} \left( \frac{\varepsilon_c - 1}{\varepsilon_c + 2} \right) W, \quad (3.1)$$

где  $\lambda$  — длина волны излучения (в см);  $\varepsilon_c$  — комплексная диэлектрическая проницаемость воды;  $W$  — водность облака (в г/м<sup>3</sup>), насыщение излучения на частоте 150 ГГц можно ожидать при водозапасае облачности 0,16 мм. По данным ECMWF облачность с таким и большим водозапасом покрывает порядка 10 % тропической зоны земного шара, поэтому использование столь высокочастотных измерений для зондирования профиля влажности нижней тропосферы, особенно в тропической зоне, оказывается проблематичным.

Рассмотрим возможность применения для этих целей радиотепловых измерений вблизи линии поглощения водяного пара 22,235 ГГц. В настоящее время использование таких частот считается не пригодным для зондирования профиля влажности атмосферы из космоса из-за слишком слабого поглощения [Kadygrov, 2006]. Частоты вблизи линии 22,235 ГГц обычно используют для зондирования интегрального паросодержания атмосферы из космоса, что

подтверждается весовыми функциями отдельных частот этого диапазона (рисунок 3.2).

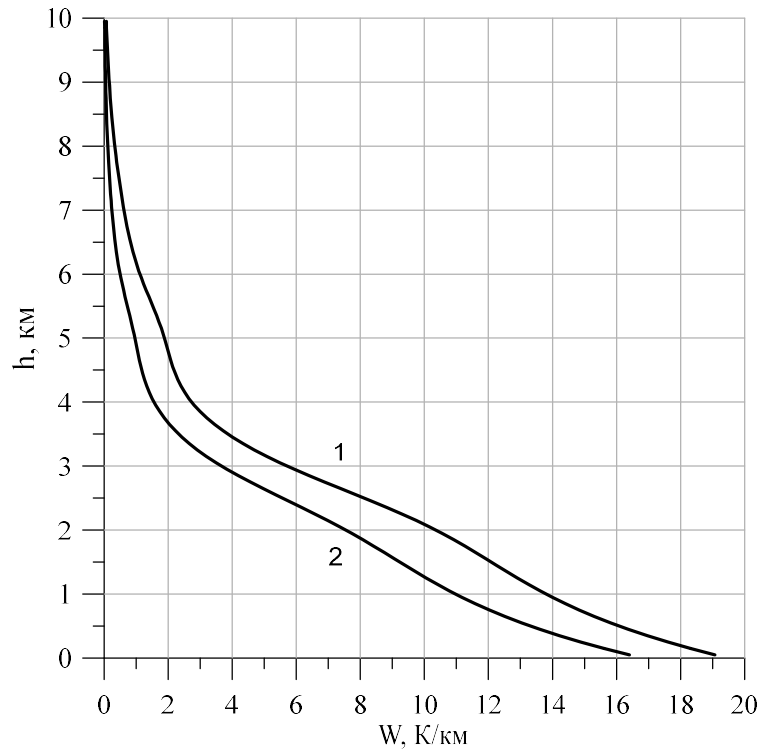


Рисунок 3.2 — Весовые функции влажности стандартной тропической атмосферы для частот: 1 — 22,235 ГГц, 2 — 20 ГГц

Тем не менее, при зондировании профиля влажности с поверхности Земли радиотепловые измерения вблизи линии 22,235 ГГц широко применяются и являются практически безальтернативными в микроволновом диапазоне, поскольку излучение в более сильной линии поглощения 183,31 ГГц насыщается уже в приземных слоях атмосферы. Возможно, какие-либо методики наземного зондирования профиля влажности атмосферы на частотах вблизи 22,235 ГГц окажутся применимы для космических целей.

Зондирование профиля влажности нижней тропосферы наземными микроволновыми радиометрами обычно проводится на нескольких частотных каналах вблизи линии поглощения 22,235 ГГц. Например, существует микроволновый промышленно выпускаемый комплекс RPG-НАТPRO (Radiometer Physics GmbH - Humidity And Temperature PROler), позволяющий восстанавливать профиль влажности атмосферы от 0 до 10 км. Данный комплекс проводит измерения яркостной температуры на семи частотных каналах: 22,24; 23,04; 23,84;

25,44; 26,24; 27,84; 31,4 ГГц при зенитном угле. Имея чувствительность 0,15 К/с и используя для восстановления встроенное программное обеспечение данный радиометрический комплекс всё же не позволяет получить хороший результат восстановления сложных профилей влажности (рисунок 3.3) [Rose, Czekala, 2011].

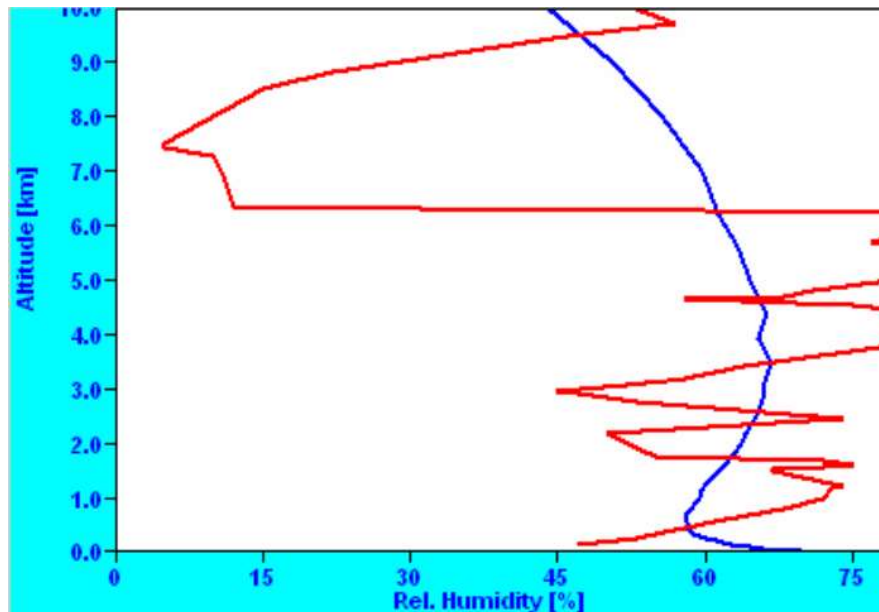


Рисунок 3.3 — Пример восстановления профиля относительной влажности тропосферы наземным радиометрическим комплексом RPG-НАТPRO. Красный цвет — радиозондовый профиль, синий — восстановленный профиль

Также существуют методики измерения профиля влажности атмосферы наземными радиометрами, которые проводят измерения спектра излучения атмосферы с очень высоким спектральным разрешением вблизи центра линии 22,235 ГГц. Например, радиометрический комплекс MIAWARA (Middle Atmospheric Water Vapour Radiometer) [Deuber et al., 2005] проводит подобные измерения в полосе с центром 22,235 ГГц и шириной 1 ГГц с разрешением 14 кГц – 1,2 МГц и чувствительностью 0,014 К. Такой подход позволяет восстанавливать профиль влажности атмосферы до высот 60–80 км, однако в нижней тропосфере результаты восстановления данного прибора сравнимы с RPG-НАТPRO. Очевидно, что такой метод не применим для зондирования из космоса из-за невозможности обеспечить достаточного времени накопления для достижения приемлемой чувствительности.

В 2014 г. в работе [Стерлядкин, Шарков, 2014] был предложен подход дифференциальных радиотепловых измерений, который позволяет восстанавливать профиль влажности нижней тропосферы. Подход заключается в использовании в качестве информационного сигнала разности яркостных температур на достаточно близких по частоте каналах вблизи линии поглощения 22,235 ГГц. По оценке авторов, такой подход может быть использован как для наземных, так и для спутниковых измерений профиля влажности нижней тропосферы. Рассмотрим этот подход более подробно.

### **3.1. Дифференциальные радиотепловые измерения профиля влажности тропосферы с поверхности Земли**

В ходе работы над диссертацией, подход дифференциальных радиотепловых измерений для зондирования профиля влажности атмосферы, предложенный Виктором Вячеславовичем Стерлядкиным, был оптимизирован по набору оптимальных используемых частот, по ширине используемых полос. Была проведена более детальная оценка возможностей применимости данного подхода для зондирования с поверхности земли с точки зрения чувствительности метода, влияния возмущающих вкладов облачности, неточностей калибровки, дрейфа характеристик аппаратуры.

Суть подхода заключается в проведении радиометрических измерений на заданной паре частот  $\nu_1$  и  $\nu_2$  с некоторой шириной полосы, которая меньше разности частот  $\nu_1 - \nu_2$ . При этом на приёмнике регистрируется дифференциальный сигнал  $\text{dif } T_{\text{я}}(\nu_1, \nu_2) = T_{\text{я}}(\nu_1) - T_{\text{я}}(\nu_2)$ .

Яркостную температуру, регистрируемую наземным радиометром, можно описать уравнением:

$$T_{\text{я}}(\nu) = \int_0^{\infty} T(h) \gamma(\nu, h) \cdot \sec \theta \cdot \exp[-\tau(\nu, h) \cdot \sec \theta] dh + T_r \cdot \exp[-\tau(\nu, h) \cdot \sec \theta], \quad (3.2)$$

где обозначения соответствуют выражению (2.1).

При вычитании двух яркостных температур на близких частотах из-за слабого поглощения атмосферы вблизи линии 22,235 ГГц разность вкладов

реликтового излучения в соотношении (3.2) становится пренебрежимо мала и выражение (3.2) для разности двух близких частот можно записать в виде:

$$\begin{aligned} & \text{dif } T_{\text{я}}(\nu_1, \nu_2) = \\ & = \int_0^{\infty} T(h) \{ \gamma(\nu_1, h) \cdot \sec \theta \cdot \exp[-\tau(\nu_1, h) \cdot \sec \theta] - \gamma(\nu_2, h) \cdot \sec \theta \cdot \exp[-\tau(\nu_2, h) \cdot \sec \theta] \} dh. \end{aligned} \quad (3.3)$$

Аналогично выражению (2.17), уравнение для разности двух яркостных температур на близких частотах можно линеаризовать относительно малых возмущений профиля влажности и выделить ядро уравнения (3.3):

$$\Delta \text{dif } T_{\text{я}}(\nu_1, \nu_2) = \int_0^{\infty} W(\nu_1, \nu_2, h) \cdot \Delta \rho(h) dh, \quad (3.4)$$

где

$$\begin{aligned} & W(\nu_1, \nu_2, h) = \\ & = T(h) \left\{ \frac{\partial \gamma(\nu_1, h) \cdot \sec \theta \cdot \exp[-\tau(\nu_1, h) \cdot \sec \theta]}{\partial \rho(h)} - \frac{\partial \gamma(\nu_2, h) \cdot \sec \theta \cdot \exp[-\tau(\nu_2, h) \cdot \sec \theta]}{\partial \rho(h)} \right\}. \end{aligned}$$

То есть, весовая функция для дифференциального сигнала на двух частотах (3.4) является разностью весовых функций яркостных температур на этих частотах. Аналогичные рассуждения будут верны и для якобиана дифференциального сигнала:

$$\text{dif } J_{\nu_1, \nu_2, h} = \frac{\text{dif } T_{\text{я}_{\nu_1, \nu_2}} [\rho(h) + \Delta \rho(h)] - \text{dif } T_{\text{я}_{\nu_1, \nu_2}} [\rho(h) - \Delta \rho(h)]}{2\Delta \rho(h)}, \quad (3.5)$$

$$\text{dif } J_{\nu_1, \nu_2, h} = J_{\nu_1, h} - J_{\nu_2, h}.$$

Для некоторых частот вблизи линии поглощения 22,235 ГГц весовые функции влажности практически совпадают по величине на некоторых высотах и отличаются на других, как показано на рисунке 3.4.

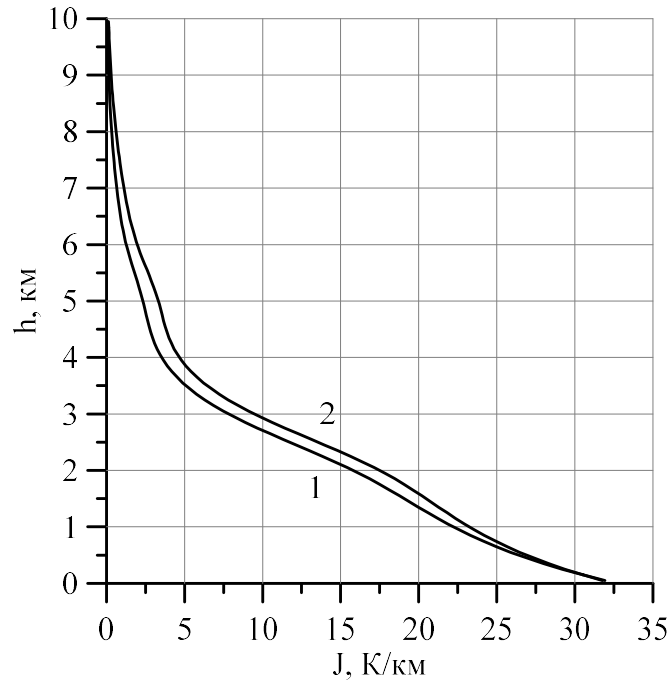


Рисунок 3.4 — Весовые функции влажности стандартной тропической атмосферы для частот: 1 — 24 ГГц, 2 — 23 ГГц при зенитном угле  $51^\circ$

Соответственно, при вычитании сигналов  $T_{\text{я}}(23) - T_{\text{я}}(24)$  результирующая весовая функция для дифференциального сигнала  $\text{dif } T_{\text{я}}(23, 24)$ , будет иметь максимум, оторванный от поверхности Земли (рисунок 3.5).

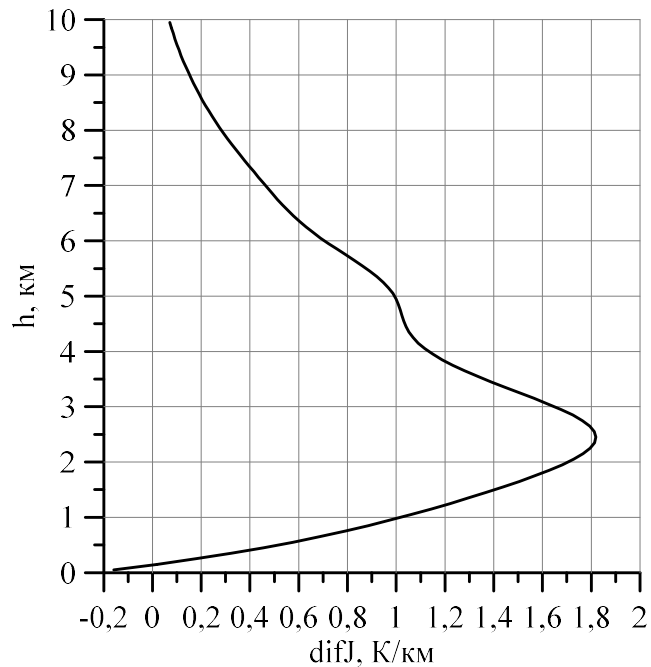


Рисунок 3.5 — Дифференциальная весовая функция влажности стандартной тропической атмосферы для частот:  $\nu_1$  — 23 ГГц,  $\nu_2$  — 24 ГГц при зенитном угле  $51^\circ$

Варьируя частоты  $\nu_1$  и  $\nu_2$  можно изменять форму дифференциальной весовой функции, положение максимума и амплитуду (рисунок 3.6). При удалении обеих частот от центра линии максимум весовой функции смещается вниз, при приближении к центру — вверх. Также при отдалении от центра линии увеличивается амплитуда весовой функции. С некоторого момента при приближении частот к центру линии нижняя часть весовой функции начинает менять знак. Амплитуда дифференциальных весовых функций может превышать 2 К/км при максимуме, оторванном от поверхности, что сравнимо с весовыми функциями каналов в области 183,31 ГГц при зондировании из космоса.

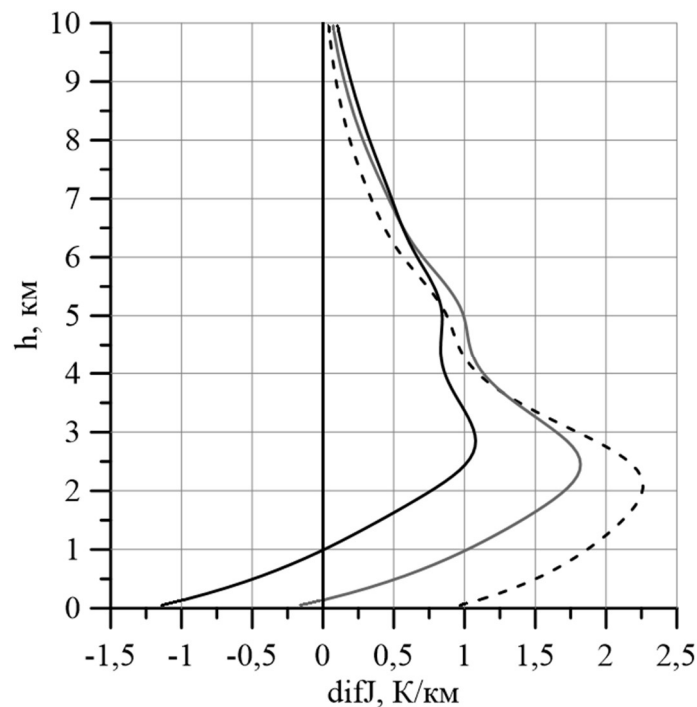


Рисунок 3.6 — Дифференциальные весовые функции влажности стандартной тропической атмосферы при зенитном угле  $51^\circ$  для частот: серая линия —  $\nu_1$  — 23 ГГц,  $\nu_2$  — 24 ГГц, пунктирная —  $\nu_1$  — 23,5 ГГц,  $\nu_2$  — 24,5 ГГц, чёрная —  $\nu_1$  — 22,5 ГГц,  $\nu_2$  — 23,5 ГГц

Таким образом, имея несколько дифференциальных радиотепловых каналов в области линии поглощения водяного пара 22,235 ГГц, можно обеспечить набор дифференциальных весовых функций, максимумы которых будут покрывать нижнюю часть тропосферы при зондировании с поверхности Земли.

Для того чтобы продемонстрировать свойства всех возможных дифференциальных весовых функций вблизи линии поглощения 22,235 ГГц



весовые функции были рассчитаны для стандартной тропической атмосферы с перебором частот  $\nu_1$  и  $\nu_2$  в пределах 18–27 ГГц с шагом 100 МГц. Результирующие матрицы высоты максимума весовой функции и её амплитуды представлены на рисунках 3.7, 3.8.

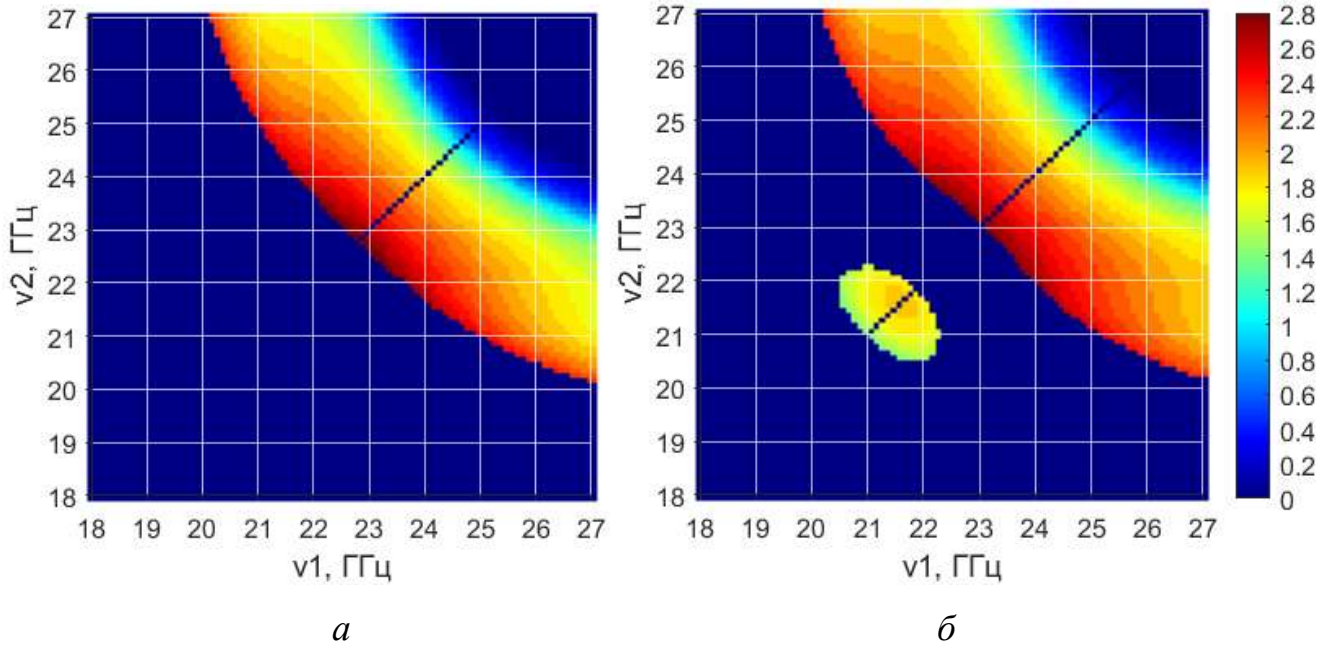


Рисунок 3.7 — Высота максимума дифференциальной весовой функции (в км) для частот  $\nu_1, \nu_2$ : *a* — зондирование в зенит; *б* — зондирование при угле  $51^\circ$

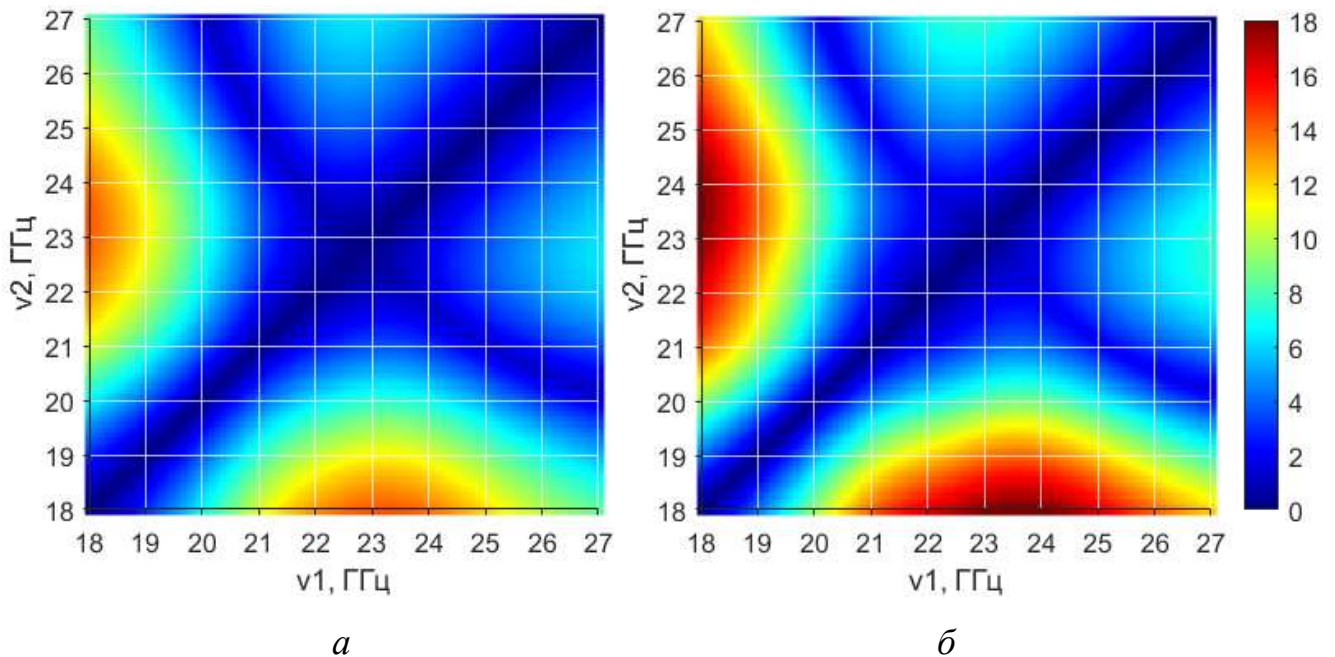


Рисунок 3.8 — Амплитуда дифференциальной весовой функции (в К/км) для частот  $\nu_1, \nu_2$ : *a* — зондирование в зенит; *б* — зондирование при угле  $51^\circ$

Из рисунков видно, что максимум дифференциальной весовой функции не поднимается выше 2,8 км при зондировании с поверхности Земли. Высота максимума весовой функции максимальна при использовании частот 23–24 ГГц и падает при смещении в более высокочастотную область. При зондировании под углом  $51^\circ$  высота максимумов смещается в область больших высот, но не превышает 2,8 км. Также дополнительно появляется область между частотами 20,5–22,3 ГГц с максимумами весовых функций оторванными от поверхности.

Амплитуда дифференциальных весовых функций растёт с увеличением разности частот  $\nu_1$  и  $\nu_2$ , а также растёт и при увеличении зенитного угла зондирования. Поскольку наибольшая высота максимума весовой функции наблюдается при малой разнице частот  $\nu_1$  и  $\nu_2$  в диапазоне 23–24 ГГц, то и амплитуды соответствующих дифференциальных весовых функций невелики и составляют 1–3 К/км. Наибольшая амплитуда наблюдается у приземных весовых функций.

Все предыдущие расчёты для простоты выполнялись исходя из того, что полоса пропускания радиометра — дельта-функция. При этом полоса пропускания выступает одной из ключевых характеристик радиометра и необходимо исследовать, как её ширина  $\Delta\nu$  влияет на форму дифференциальных весовых функций. Для этого был проведён расчёт  $T_y(\nu_1)$  и  $T_y(\nu_2)$  как среднее значение множества яркостных температур, полученных с шагом 10 МГц на частотах  $\nu_1 \pm \Delta\nu/2$  и  $\nu_2 \pm \Delta\nu/2$ . Результаты расчёта дифференциальных весовых функций при различной полосе пропускания радиометра показаны на рисунке 3.9.

Полученные графики практически сливаются, увеличение полосы пропускания незначительно уменьшает амплитуду дифференциальной весовой функции. Так, например, уменьшение амплитуды весовой функции при увеличении полосы пропускания со 100 до 500 МГц составляет 0,03 К/км.

Анализируя рисунки 3.7–3.9 можно сделать вывод, что при хорошей чувствительности радиометрической аппаратуры оптимальным смещением по частоте между дифференциальными частотами  $\nu_1$  и  $\nu_2$  будет промежуток порядка

1000 МГц при полосе пропускания радиометра до 500 МГц. Это обеспечит как практически наибольшую из возможных высоту максимумов дифференциальных весовых функций, так и достаточную их амплитуду. Для дифференциальных измерений профиля влажности атмосферы с поверхности Земли достаточно использовать частоты в диапазоне 23–27 ГГц. Имея несколько дифференциальных каналов в этой области можно получить набор весовых функций, максимумы которых будут распределены на высотах от 0 до 2,8 км, но поскольку дифференциальные весовые функции достаточно широки в области максимума их чувствительность к профилю влажности сохранится до высот 3,5–4 км.

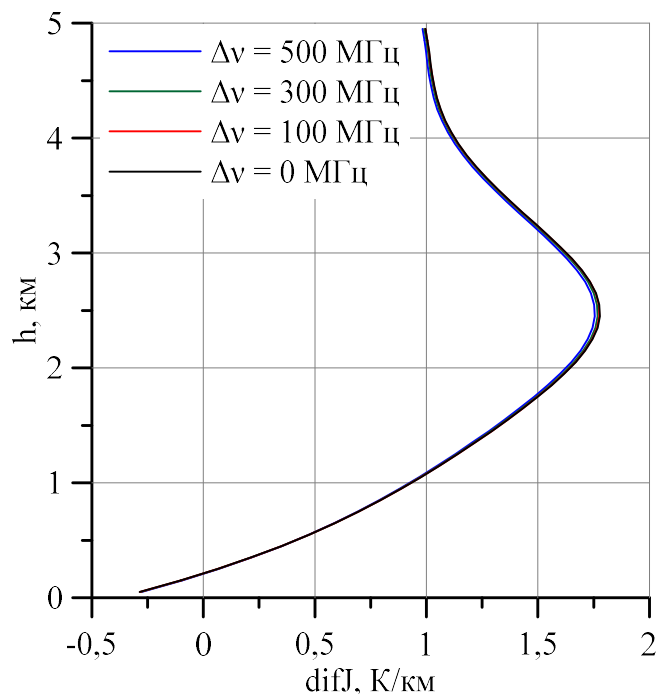


Рисунок 3.9 — Дифференциальные весовые функции стандартной тропической атмосферы при угле зондирования  $51^\circ$  для частот  $\nu_1$  — 23 ГГц,  $\nu_2$  — 24 ГГц

Помимо наличия высотной избирательности в области нижней тропосферы, важным достоинством дифференциальных радиотепловых измерений является уменьшение вклада в дифференциальный сигнал систематических помеховых составляющих. Несмотря на то, что флуктуационная чувствительность дифференциального сигнала ухудшается в  $2^{-0,5}$  раз или на 40 % по сравнению с чувствительностью отдельных каналов, при вычитании могут быть существенно уменьшены систематические помеховые составляющие измерений. В

радиометрии существуют погрешности измерений, которые являются случайными во времени, но имеющими сопоставимый вклад в сигнал на близких частотах. К ним можно отнести практически все погрешности, возникающие при калибровке: погрешность в измерении температуры калибровочных нагрузок, неточность в оценке их коэффициента излучения. Если при измерениях используется радиометр компенсационного типа, то к таким погрешностям могут добавиться дрейфы характеристик антенного тракта. Все эти вклады в абсолютные значения измеряемой яркостной температуры могут превышать в десятки раз [Успенский и др., 2016] флуктуационную чувствительность радиометра, но быть практически полностью нивелированы в дифференциальном сигнале.

### **3.2. Экспериментальное исследование радиотеплового метода зондирования профиля влажности атмосферы с поверхности Земли**

Эксперимент по исследованию возможностей подхода дифференциальных радиотепловых измерений для восстановления профиля влажности атмосферы проводился в 2019 г. в рамках проекта РФФИ № 18-02-01009-а. Эксперимент проводился на океанографической платформе «Кацивели», расположенной на южной оконечности полуострова Крым близ пос. Кацивели. Объект принадлежит Черноморскому гидрофизическому полигону РАН (ЧГП РАН). Платформа удалена от берега на 600 м, координаты платформы составляют  $44^{\circ}23'35''$  с.ш. и  $33^{\circ}59'04''$  в.д. По своим возможностям проведения комплексных долговременных измерений платформа не имеет аналогов на территории бывшего СССР, и во всем мире число таких научно исследовательских сооружений невелико [Кузьмин и др., 2009].

Для проведения эксперимента был арендован многоканальный радиометр P22M, разработанный в СКБ Института радиотехники и электроники им. В.А. Котельникова РАН. Микроволновый радиометр-спектрометр P22M построен по схеме приёмника полной мощности и имеет высокоточную систему поддержания постоянной температуры ключевых элементов. Измерительные каналы радиометра формируются с использованием супергетеродинного

квадратурного преобразования. Верхняя и нижняя боковые полосы преобразуются в полосу промежуточных частот и усиливаются двумя независимыми усилителями. Гетеродин выполнен с использованием синтезатора частот, управляемого компьютером, что позволяет программно изменять частоты измерений в пределах рабочего диапазона. Прибор имеет следующие основные характеристики: рабочий диапазон частот от 18,0 до 27,2 ГГц, спектральное разрешение 200 МГц, чувствительность приёмника 0,02 К в полосе частот 200 МГц, стабильность поддержания температуры ключевых элементов 0,002 К. Рупорно-зеркальная антенна имеет большой КПД главного лепестка (порядка 98 %) и малый уровень боковых лепестков (-40 дБ) [Смирнов и др., 2017].

Для ускорения процесса получения спектра измерения проводятся одновременно двумя разными приёмниками на двух частотах, сдвинутых на 3,2 ГГц. Получение полного спектра излучения проводится на 31 рабочих частотах гетеродина. Для накопления сигнала и учёта переходных процессов при переключении частот в качестве оптимальной постоянной времени измерений выбрана величина 0,3 с, которая определяется временем корреляции измеренных сигналов. При этом время получения полного спектра составляет примерно 11 с. Эксперимент по измерению нисходящего излучения атмосферы проводился в период с 15.09.2019 по 20.09.2019. В ходе эксперимента радиометр был установлен на основной палубе океанографической платформы, которая находится на высоте 12 м над уровнем моря. Измерения проводились под постоянным зенитным углом  $51^\circ$  и азимутальным направлением на юг (рисунок 3.10).

В ходе эксперимента непрерывно велась видеосъёмка для возможности оценки наличия облачности и осадков при последующей обработке данных эксперимента.

Из-за особенностей антенной системы радиометра P22M в экспедиционных условиях не удалось выполнить его качественную калибровку с применением охлаждаемой жидким азотом согласованной нагрузки. При калибровке радиометра путём перекрытия апертуры рупора согласованными нагрузками

разной температуры при проведении измерений атмосферы возникали искажения яркостной температуры, вид которых представлен на рисунке 3.11.



Рисунок 3.10 — Радиометр Р22М, установленный на океанографической платформе МГИ РАН

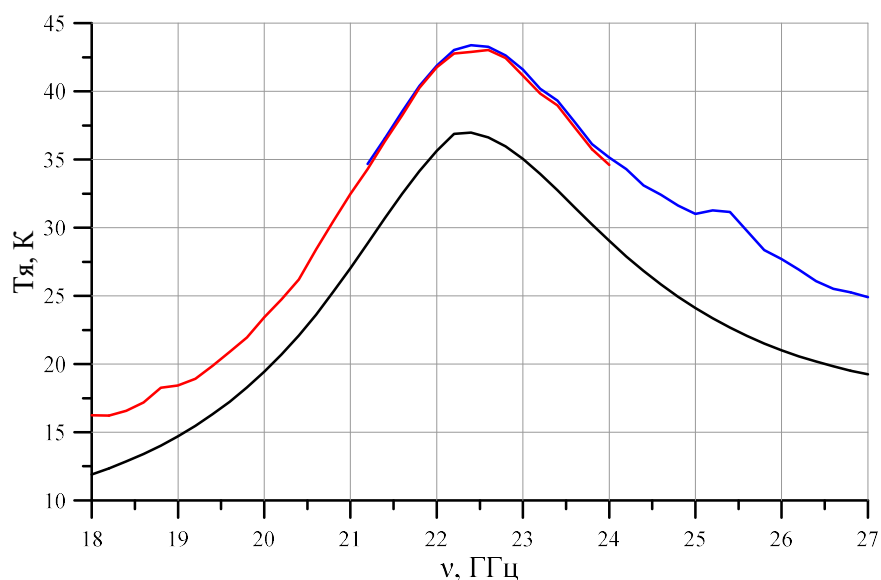


Рисунок 3.11 — Яркостные температуры, регистрируемые радиометром Р22М после калибровки путём перекрытия апертуры рупора согласованными нагрузками. Красный цвет — сигнал на приёмнике 18–24 ГГц, синий — сигнал на приёмнике 21,2–27,2 ГГц, чёрный — результат модельного расчёта

По всей видимости, такие искажения могут возникать из-за характеристик фокусирующей зеркальной антенны, не учитываемых при калибровке с перекрытием рупора, либо из-за неучтённых спектральных излучательных характеристик согласованных нагрузок.

Также не удалось получить объективные данные о текущем вертикальном распределении характеристик атмосферы из-за отсутствия поблизости метеостанций, осуществляющих радиозондовые запуски. Единственным пригодным для использования источником данных о состоянии атмосферы в периоды измерений оказалась база данных реанализа ECMWF Era5 [Hersbach et al., 2019].

Реанализ Era5 предоставляет данные о вертикальном распределении температуры и влажности атмосферы, а также о распределении влажности облаков на 37 высотных уровнях от 100 м до 50 км с пространственным разрешением  $0,25 \times 0,25^\circ$  и временной периодичностью 1 ч. Для обработки экспериментальных данных из базы Era5 были выбраны данные о состоянии атмосферы, которые наилучшим образом совпадают по пространству и времени с измерениями радиометра P22M. Ближайший центр пикселя регулярной сетки данных, на которой предоставляется реанализ, находится на координатах  $44,25^\circ$  с.ш.,  $34^\circ$  в.д., разница в расстоянии между центром пикселя реанализа и местом проведения эксперимента составляет примерно 2,5 км. В результате просмотра записей видеокамеры из реанализа были отобраны 89 наборов атмосферных профилей, совпадающих с измерениями радиометра в моменты, когда на небе отсутствовала сильная облачность и осадки.

Для оценки корреляции между данными реанализа и измерениями радиометра, а также для проверки стабильности и линейности его характеристик был проведён регрессионный анализ между сигналами амплитудно-цифрового преобразователя (АЦП) радиометра на частотах 18–27,2 ГГц и значениями интегрального паросодержания атмосферы. Зависимость яркостной температуры атмосферы от её интегрального паросодержания вблизи линии поглощения водяного пара 22,235 ГГц имеет экспоненциальный вид и хорошо линеаризуется.



Например, для восстановления интегрального паросодержания по спутниковым данным широко используются регрессионные алгоритмы, использующие измерения яркостной температуры на двух частотах, одна из которых близка к центру линии 22,235 ГГц, другая находится в окне прозрачности. Подобный алгоритм представлен в работе [Ruprecht, 1996] и имеет вид:

$$PWV \text{ (мм)} = a_0 + a_1 \ln(T_0 - T_{я,1}) + a_2 \ln(T_0 - T_{я,2}), \quad (3.6)$$

где  $a_0$ – $a_2$  — коэффициенты линейной регрессии;  $T_0$  — некоторое референное значение температуры;  $T_{я,1}$  и  $T_{я,2}$  — измеряемые яркостные температуры вблизи линии поглощения 22,235 ГГц и в окне прозрачности.

Поскольку зависимость яркостной температуры от напряжения или кодов АЦП при калибровке радиометра считается линейной, а благодаря хорошей термостабилизации предполагается, что калибровочные коэффициенты Р22М до момента отключения питания не должны сильно меняться во времени, выражение (3.6) можно записать в виде:

$$PWV \text{ (мм)} = a_0 + a_1 \ln(U_1) + a_2 \ln(U_2), \quad (3.7)$$

где  $U_1$  и  $U_2$  — значения кодов АЦП на двух каналах Р22М.

Для кодов Р22М на частотах: 1 — 23,8 и 2 — 27 ГГц методом наименьших квадратов были подобраны коэффициенты регрессии, дающие наименьшую разницу между значениями интегрального паросодержания из реанализа и восстановленными по формуле (3.7), которые равны:  $a_0 = -172,9824$ ;  $a_1 = 281,9694$ ;  $a_2 = -269,9606$ . Соответствующая корреляционная диаграмма представлена на рисунке 3.12.

Из рисунка 3.12 видно, что данные радиометра Р22М и реанализа Era5 имеют хорошо коррелирующую зависимость с малой равномерной дисперсией. Коэффициент корреляции между интегральным паросодержанием атмосферы из реанализа Era5 и полученным по сигналам радиометра Р22М составляет  $R=0,97154$ , а среднеквадратичное отклонение  $\sigma = 1,41$  мм. Из этого можно сделать вывод, что данные реанализа близки к истинному состоянию атмосферы, а характеристики радиометра достаточно стабильны во времени.



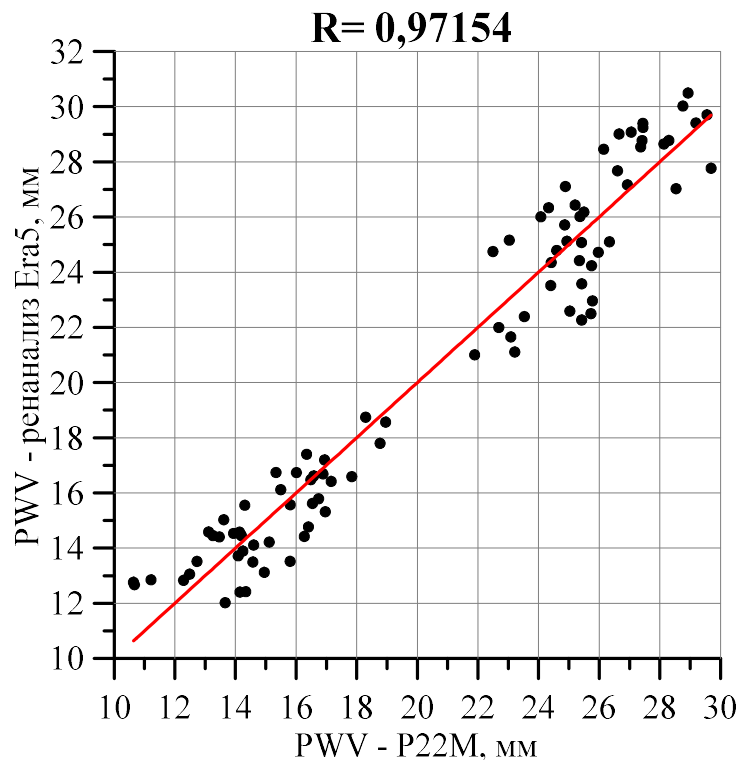


Рисунок 3.12 — Регрессионная зависимость между интегральным паросодержанием атмосферы из реанализа Era5 и полученным по сигналам радиометра P22M по соотношению (3.7)

Чтобы придать данным радиометра более физический смысл была проведена калибровка сигналов радиометра по модельным расчётам яркостной температуры. Для этого соответствующие яркостные температуры на частотах 18–27,2 ГГц были рассчитаны на основе данных реанализа при помощи модели переноса излучения, описанной в главе 2. В ходе калибровки вычислялись линейные коэффициенты регрессии  $a$  и  $b$  между сигналами радиометра  $U$  и модельными значениями яркостных температур:

$$\sum_{i=1}^{89} [T_{я\_мод}(v) - (a(v)U(v) + b(v))]^2 \rightarrow \min. \quad (3.8)$$

Результаты проделанной калибровки приведены на рисунке 3.13.

Для получения дифференциальных сигналов было проведено вычитание яркостных температур на каналах P22M с промежутком в 1000 МГц. В результате чего получилось 42 дифференциальных канала. Коэффициенты корреляции и СКО между измеренными и модельными дифференциальными сигналами показаны на рисунке 3.14.

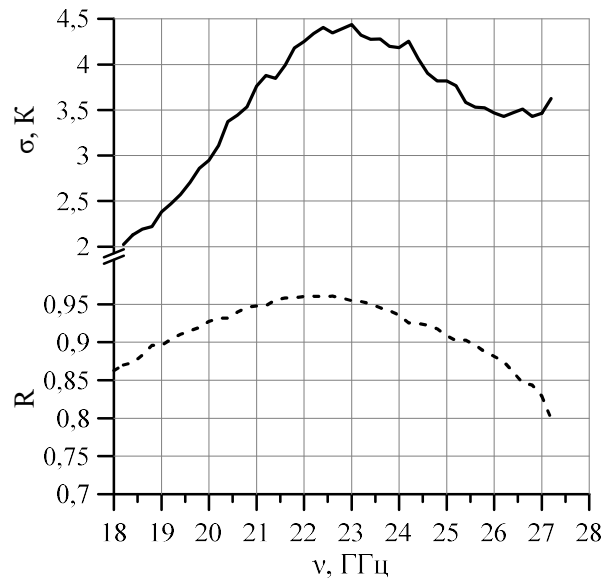


Рисунок 3.13 — СКО между модельными яркостными температурами и яркостными температурами радиометра, посчитанными по соотношению (3.8) — сплошная линия, коэффициент корреляции между ними — пунктирная

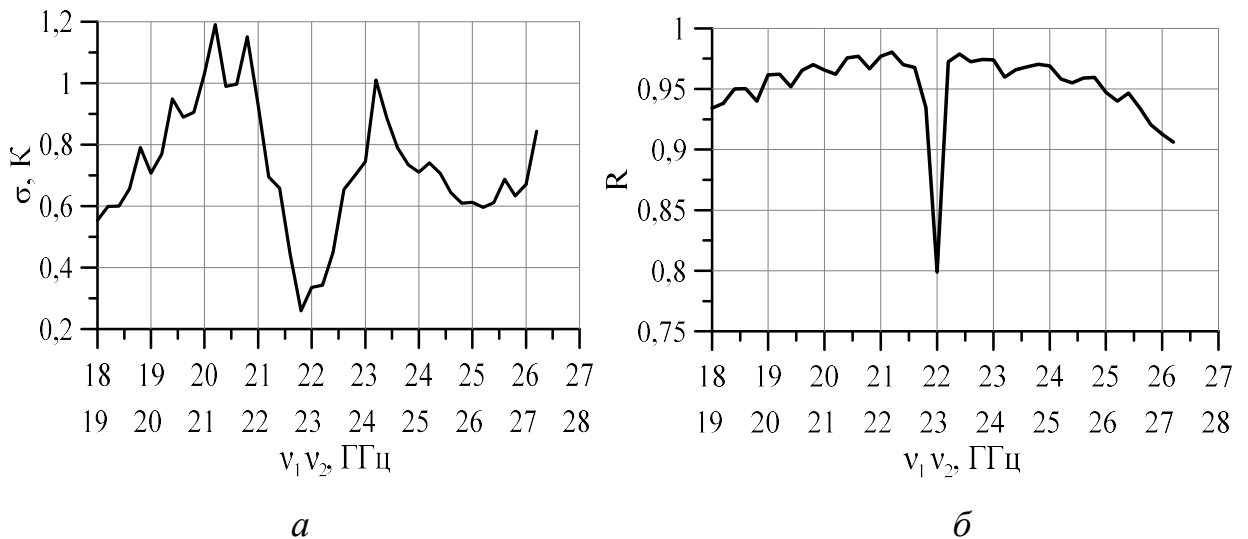


Рисунок 3.14 — СКО (а), коэффициент корреляции (б) между модельными дифференциальными яркостными температурами и дифференциальными яркостными температурами радиометра, посчитанными по соотношению (3.8)

Для восстановления профиля влажности атмосферы по результатам экспедиционных измерений дифференциальной яркостной температуры был применён метод оптимальной оценки или физический итерационный метод, теоретически описанный в публикации [Rodgers, 2000]. Суть метода заключается в подборе вектора состояния атмосферы, в нашем случае профиля влажности, который минимизирует функционал вида:

$$\Phi = (\rho - \rho_a)^T S_a^{-1} (\rho - \rho_a) + [T_{\text{я,изм}} - T_{\text{я,мод}}(\rho)]^T S_y^{-1} [T_{\text{я,изм}} - T_{\text{я,мод}}(\rho)], \quad (3.9)$$

где  $\rho$  — вектор-столбец — искомый профиль влажности атмосферы;  $\rho_a$  — априорный профиль влажности;  $S_a$  — ковариационная матрица ошибок априорного профиля влажности;  $T_{\text{я,изм}}$  — яркостная температура, полученная в результате измерений;  $T_{\text{я,мод}}(\rho)$  — яркостная температура, рассчитываемая по модели излучения на основе изменяющегося в ходе итераций профиля влажности атмосферы;  $S_y$  — ковариационная матрица ошибок измерений.

Используя метод Гаусса–Ньютона, минимизация (3.9) происходила в ходе выполнении итераций:

$$\rho_{i+1} = \rho_i + S_a J_i^T (J_i S_a J_i^T + S_y)^{-1} [T_{\text{я,изм}} - T_{\text{я,мод}}(\rho_i) + J_i (\rho_i - \rho_a)], \quad (3.10)$$

где  $J$  — якобиан профиля влажности атмосферы.

Критерием сходимости такого метода, до выполнения которого продолжаются итерации (3.10), служит следующее условие:

$$[T_{\text{я,мод}}(\rho_{i+1}) - T_{\text{я,мод}}(\rho_i)]^T S_c^{-1} [T_{\text{я,мод}}(\rho_{i+1}) - T_{\text{я,мод}}(\rho_i)] \ll N_{\text{каналов}}, \quad (3.11)$$

где  $S_c = S_y (J_i S_a J_i^T + S_y)^{-1} S_y$ .

Исходя из амплитуды дифференциальных весовых функций (см. рисунок 3.8) и существенного несоответствия между измерением и модельным расчётом, которое можно считать помеховой составляющей сигнала, тяжело обеспечить высокое вертикальное разрешение при восстановлении профиля влажности. По этой причине, а также для ускорения вычислений восстановление профиля влажности  $\rho$  проводилось на высотах от 0 до 10 км в 10 усреднённых атмосферных слоях толщиной 1 км. В качестве априорного профиля влажности  $\rho_a$  был взят усреднённый профиль за 89 измерений. Если размерность  $m$  восстанавливаемого вектора  $\rho$  равна 10, то ковариационная матрица ошибок  $S_a$  априорного профиля влажности будет иметь размерность  $m \times m$ , на главной диагонали которой расположены дисперсии профиля влажности на каждом слое за исследуемые 89 измерений. В качестве измеренной яркостной температуры  $T_{\text{я,изм}}$  использовались дифференциальные яркостные температуры P22M,

полученные на  $n = 42$  дифференциальных каналах. Модельная яркостная температура на дифференциальных каналах  $T_{я,мод}(\rho)$  вычислялась на основе упрощённого профиля влажности на 10 уровнях и за счёт этого упрощения отличалась от используемой в выражении (3.8). Также при моделировании предполагалось, что известна только приземная температура  $T_0$ , которая берётся из реанализа, а температурный профиль рассчитывался по линейной модели  $T(h) = T_0 - 6,5h$ . Все эти упрощения совместно с чувствительностью радиометра учитывались при составлении ковариационной матрицы ошибок измерений  $S_y$ , размерностью  $n \times n$ . Элементы её главной диагонали состоят из дисперсий разницы между модельными и измеренными дифференциальными яркостными температурами, аналогично рисунку 3.14а. Якобиан  $J$  профиля влажности атмосферы рассчитывался при каждой итерации для профиля  $\rho_i$  и имеет размерность  $n \times m$ . Матрицы  $\rho_a$ ,  $S_a$  и  $S_y$  не изменялись в ходе итераций, их параметры приведены в таблице 3.1 и на рисунке 3.15. Недиагональные элементы матриц ошибок приравнивались к нулю, поскольку считается, что ошибки не коррелированы.

Таблица 3.1

$m$	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$\rho_a, \text{г/м}^3$	8,085	3,58	2,63	2,43	1,78	1,06	0,635	0,371	0,194	0,0883
$\text{diag}(S_a), \text{г/м}^3$	3,75	3,55	2,85	0,893	0,553	0,269	0,105	0,0453	0,0112	0,00142

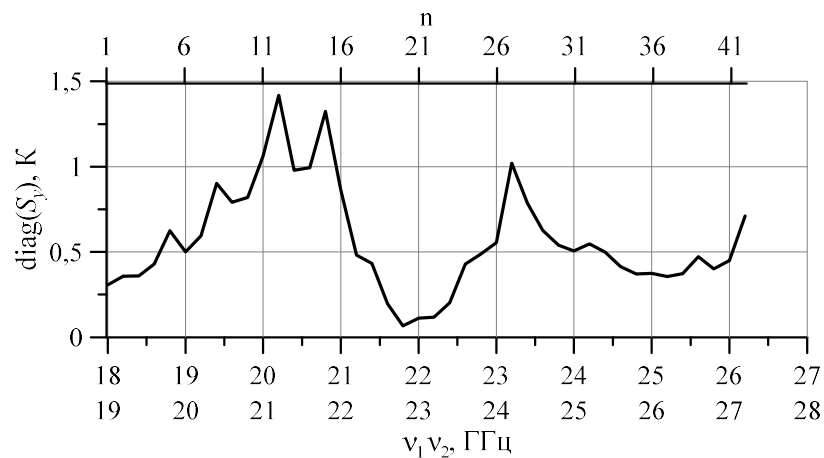


Рисунок 3.15 — Значения главной диагонали ковариационной матрицы ошибок измерений  $S_y$

С использованием полученных матриц и соотношений 3.9–3.11 было проведено восстановление профиля влажности атмосферы для 89 экспедиционных измерений. Первая итерация (3.10) для каждого измерения выполнялась при условии  $\rho_i = \rho_a$ . В среднем, условие сходимости (3.11) выполняется за три итерации. После четырёх итераций среднее значение левой части (3.11) по всем измерениям равно 0,01, что существенно меньше  $n = 42$  и говорит о хорошей сходимости задачи. Несколько показательных профилей приведены на рисунке 3.16.

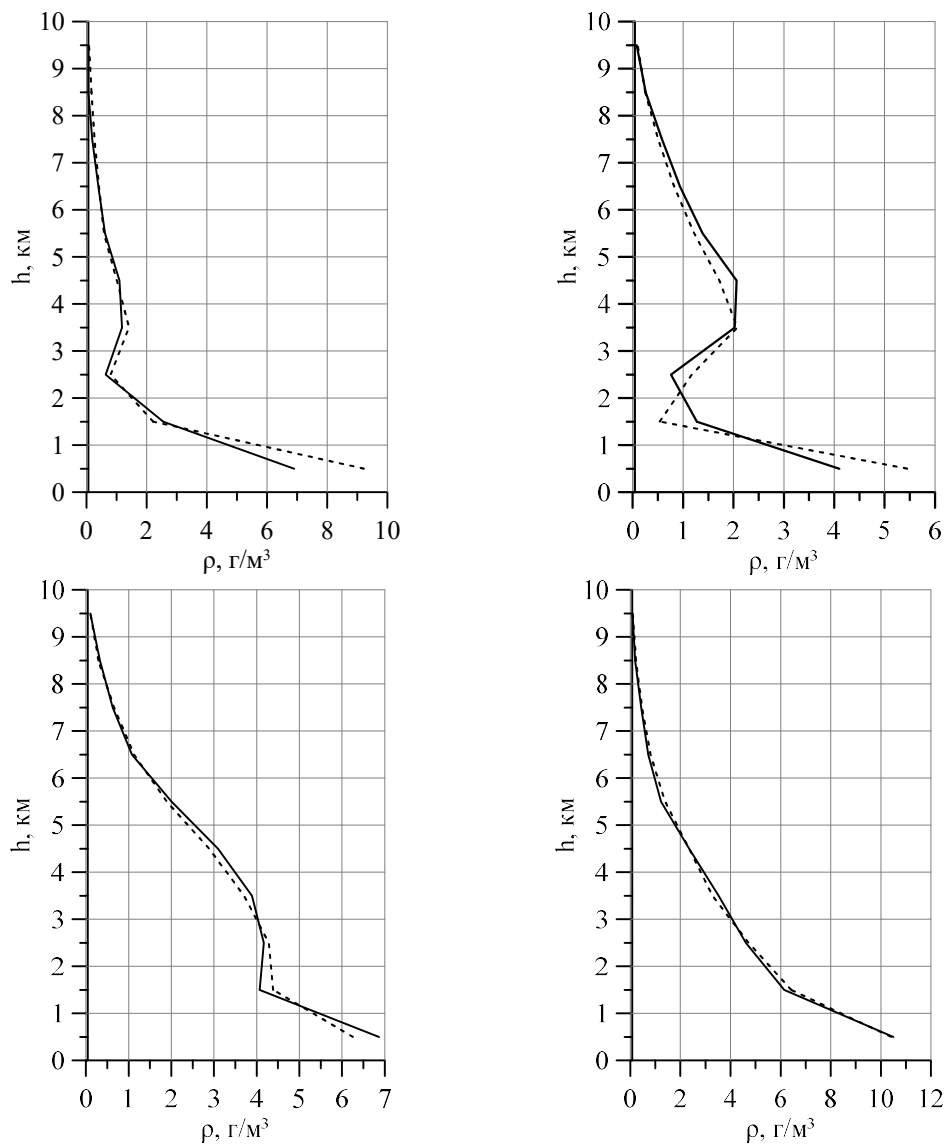


Рисунок 3.16 — Примеры восстановления профиля влажности по данным радиометра P22M с использованием дифференциального метода. Сплошная линия — истинный профиль (реанализ), пунктирная — восстановленный

Из рисунка 3.16. видно, что метод восстановления с использованием дифференциальных радиотепловых измерений вблизи линии 22,235 ГГц оказался очень эффективным. Метод чувствителен даже к инверсиям профиля влажности на высотах до 4 км и позволяет достаточно подробно восстанавливать его особенности. Зная истинный профиль влажности, можно оценить качество восстановления непосредственно вычислив СКО ошибки восстановления и сравнив его с априорными значениями ошибок, содержащимися в  $S_a$ . Такое сравнение приведено в таблице 3.2.

Таблица 3.2

$m$	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$\bar{h}_{\text{слоя}}, \text{ км}$	0,5	1,5	2,5	3,5	4,5	5,5	6,5	7,5	8,5	9,5
$\sigma_{\text{априор}}, \text{ Г/М}^3$	1,93	1,89	1,69	0,945	0,743	0,519	0,323	0,213	0,106	0,0377
$\sigma_{\text{ошибки}}, \text{ Г/М}^3$	1,382	0,895	0,724	0,502	0,39	0,251	0,153	0,126	0,0717	0,0333
$\sigma_a/\sigma_o$	1,4	2,11	2,33	1,88	1,91	2,07	2,12	1,69	1,48	1,13

Из таблицы 3.2 видно, что погрешности дифференциального подхода восстановления профиля водяного пара оказались существенно меньше априорных ошибок. Наилучшее восстановление обеспечивается в атмосферных слоях с центром от 1,5 до 6,5 км. Ухудшение восстановления на больших высотах объясняется малыми значениями весовых функций на этих высотах. Падение качества восстановления в приземном слое 0–1 км может объясняться тем, что профили из реанализа, используемые в качестве истинных, недостаточно точны в этом слое. На рисунке 3.17 приведены результаты восстановления влажности в различных атмосферных слоях в виде графиков.

В результате проведённых экспериментальных натурных исследований можно сказать, что дифференциальные радиотепловые измерения позволяют проводить детальное восстановление профиля влажности атмосферы до высоты 6–7 км при наземных измерениях с высотным разрешением 1 км.

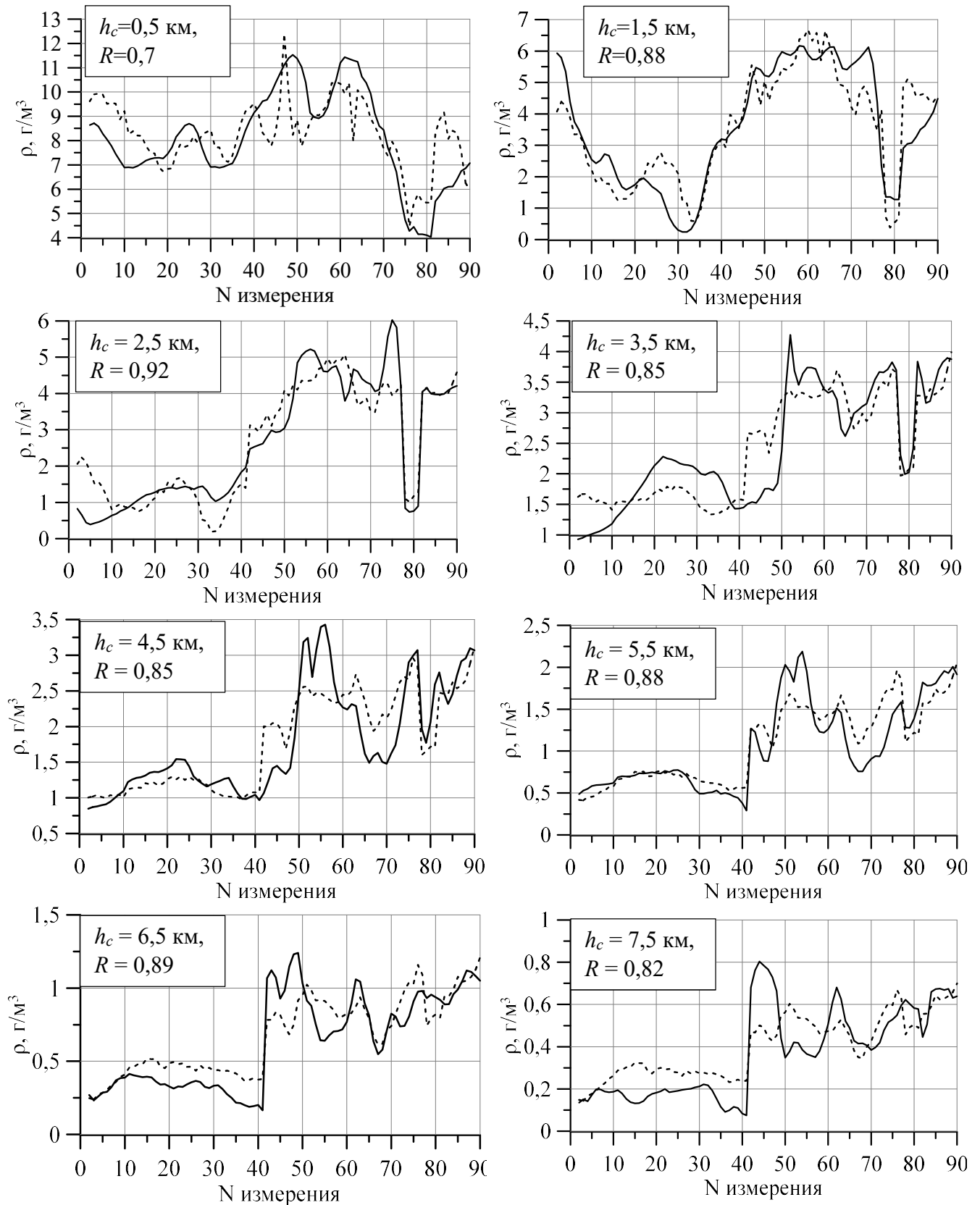


Рисунок 3.17 — Результаты восстановления влажности в разных атмосферных слоях. Сплошная линия — истинная влажность, пунктирная — восстановленная влажность

### **3.3. Дифференциальные радиотепловые измерения профиля влажности нижней тропосферы из космоса**

В данном разделе приведены расчёты для перспективной радиометрической системы МИРС [Шарков и др., 2018], изготовление которой планируется в рамках космического эксперимента «Конвергенция». Основные предпосылки, показывающие возможность применения дифференциальных радиотепловых измерений для восстановления профиля влажности нижней тропосферы из космоса, изложены в работах [Стерлядкин и др., 2017a; Sterlyadkin et al., 2017].

Поскольку линия поглощения 22,235 ГГц достаточно слабая, безоблачная атмосфера оказывается прозрачной вблизи линии, при этом и восходящее, и нисходящее излучение атмосферы практически не отличаются друг от друга. Поэтому для восходящего излучения атмосферы выполняются все соотношения, описанные в главе 3.1. Однако при зондировании из космоса к излучению атмосферы добавляется вклад подстилающей поверхности (2.1), который может превышать вклад атмосферы из-за слабого поглощения в ней (см. рисунок 2.10). При изменении влажности атмосферы изменяться будут все три составляющие принимаемого на спутнике излучения: восходящее излучение атмосферы; нисходящее излучение атмосферы, отражённое поверхностью и ослабленное атмосферой и излучение поверхности, ослабленное атмосферой. Все эти сигналы по-своему меняются в зависимости от влажности и оказывают влияние на форму весовой функции профиля влажности.

Рассмотрим весовые функции каналов в области линии 22,235 ГГц для условий зондирования КЭ «Конвергенция». Прибор МИРС имеет конический тип сканирования и постоянный угол встречи с Землёй, который выбирается, в том числе, с целью минимизации влияния взволнованной морской поверхности на сигналы атмосферных каналов. Радиометрические каналы МИРС, предназначенные для зондирования атмосферы, чувствительные к излучению поверхности, осуществляют приём на вертикальной поляризации, а угол встречи с Землёй составляет  $53,1^\circ$ . Такие параметры обеспечивают наименьшее влияние



приповерхностного ветра на излучение поверхности океана [Кутуза и др., 2016, Садовский и др., 2016] и соответственно на излучение, принимаемое на спутнике. Рассчитаем весовые функции влажности для отдельных частотных каналов вблизи линии 22,235 ГГц на вертикальной поляризации для угла встречи с Землёй  $53,1^\circ$ . Результаты расчёта представлены на рисунке 3.18.

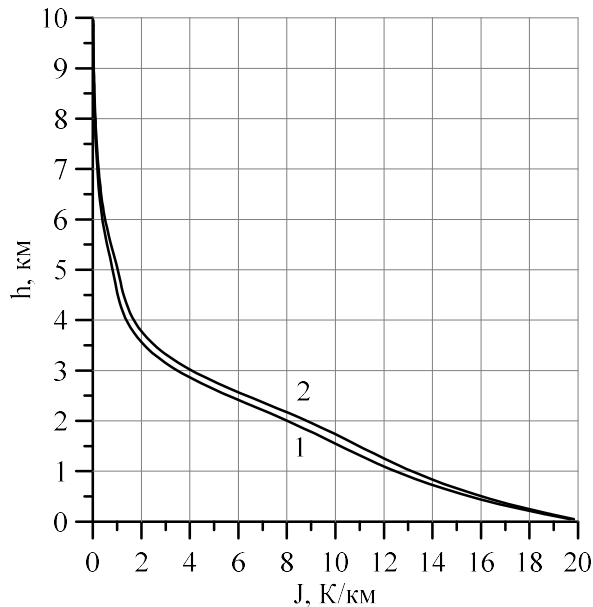


Рисунок 3.18 — Весовые функции влажности стандартной тропической атмосферы для частот: 1 — 25,5 ГГц, 2 — 24,5 ГГц, вертикальная поляризация, при зондировании из космоса над спокойной морской поверхностью

Из рисунка 3.18 видно, что при зондировании из космоса, как и при зондировании с поверхности Земли, весовые функции влажности на отдельных частотах вблизи линии 22,235 ГГц не имеют высотной избирательности, но разница между ними различна в зависимости от высоты, что позволяет использовать дифференциальные радиотепловые измерения для получения более избирательных весовых функций. При вычитании весовых функций 1 и 2 на рисунке 3.18 получится дифференциальная весовая функция, вид которой представлен на рисунке 3.19.

Видно, что полученная дифференциальная весовая функция имеет отчётливый максимум на высоте 2 км, но амплитуда её практически в три раза меньше, чем у дифференциальной весовой функции с тем же положением максимума при зондировании с поверхности Земли (см. рисунок 3.6).

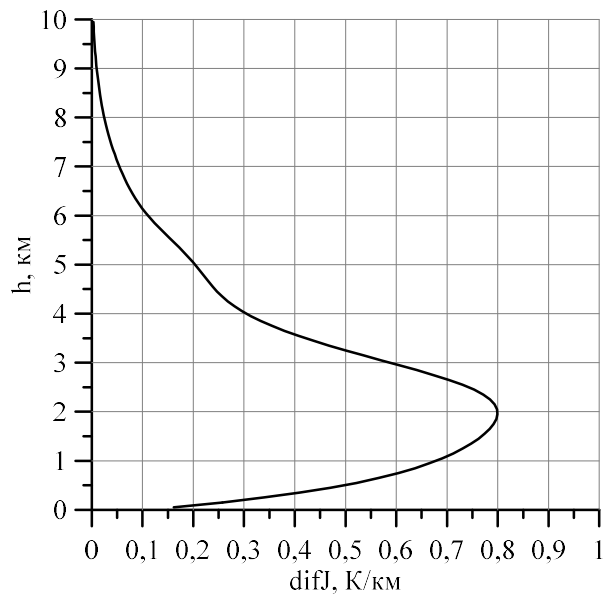


Рисунок 3.19 — Дифференциальная весовая функция влажности стандартной тропической атмосферы для частот:  $\nu_1$  — 24,5 ГГц,  $\nu_2$  — 25,5 ГГц, при зондировании из космоса

Чтобы продемонстрировать свойства всех возможных дифференциальных весовых функций вблизи линии поглощения 22,235 ГГц при зондировании из космоса рассчитаем их для стандартной тропической атмосферы варьируя частоты  $\nu_1$  и  $\nu_2$  в пределах 18–27 ГГц с шагом 100 МГц. Результирующие матрицы высоты максимума весовой функции и её амплитуды представлены на рисунке 3.20.

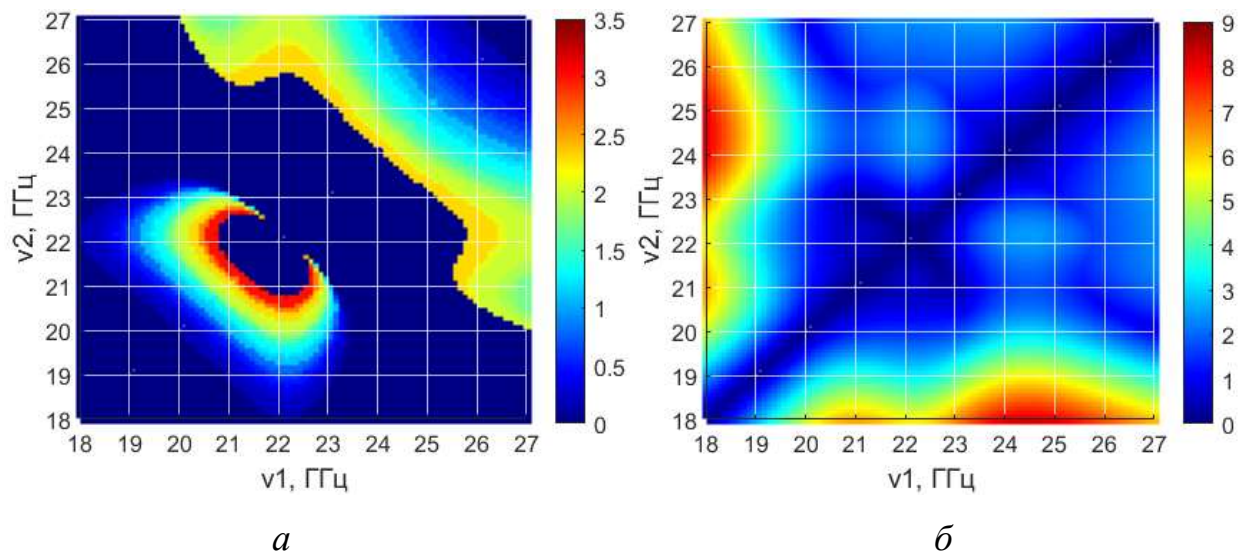


Рисунок 3.20 — Высота максимума (в км) (а), амплитуда дифференциальной весовой функции (в К/км) (б) для частот  $\nu_1$ ,  $\nu_2$  при зондировании из космоса

Полученный результат существенно отличается от случая зондирования с поверхности Земли. На рисунке 3.20а видно, что весовые функции, максимум которых оторван от Земли, сгруппированы в двух областях: первая находится в диапазоне частот 18–23,5 ГГц, вторая — 20–27 ГГц. Первая область имеет самый высокоподнятый максимум на высоте 3,5 км, но при этом очень малую амплитуду весовых функций — менее 0,5 К/км. Вторая содержит весовые функции с максимумами ниже 2,5 км, но с большей амплитудой от 0,8 К/км. Здесь также видно, что амплитуда весовых функций растёт с увеличением разности дифференциальных частот  $\nu_1 - \nu_2$ . По всей видимости, использовать дифференциальные каналы из первой области частот будет весьма проблематично из-за малой амплитуды. Современная техническая база позволяет достичь на частотах 22 ГГц чувствительности бортового радиометра на пиксель изображения при коническом сканировании со скоростью один оборот в секунду порядка 0,3 К [Шарков и др., 2018]. Чувствительность дифференциального канала будет составлять соответственно порядка 0,45 К и таким образом каналы, весовые функции которых имеют амплитуду 0,5 К/км, не позволяют проводить надёжное зондирование профиля влажности из космоса.

Идеальным вариантом для зондирования из космоса было бы использование множества каналов в области 20–27 ГГц подобно тому, как было сделано в наземном эксперименте в предыдущей главе. Однако при космическом зондировании существуют ограничения, связанные массой приборов, их энергопотреблением и временем накопления при сканировании. Из-за последнего параметра перестраиваемый по частоте радиометр, аналогичный Р22М, не может быть использован при зондировании из космоса. Каждый частотный канал должен иметь отдельный приёмник, что вызывает проблемы с массой и энергопотреблением. При разработке комплекса МИРС КЭ «Конвергенция» компромисс был найден в использовании помимо классического набора каналов (10,6; 18,7; 23,8; 37 ГГц) 3–4 дополнительных канала в области 23,8–26,5 ГГц. При таком частотном плане данные каналы могут быть реализованы с общей антенной системой.

Таковыми дополнительными каналами, позволяющими получить дифференциальные весовые функции для зондирования влажности нижней тропосферы, были выбраны каналы 24; 24,5; 25,5 и 26,5 ГГц на вертикальной поляризации. Данный набор частот позволяет получить четыре дифференциальных канала с весовыми функциями, покрывающими нижнюю часть тропосферы. Весовые функции выбранных каналов представлены на рисунке 3.21.

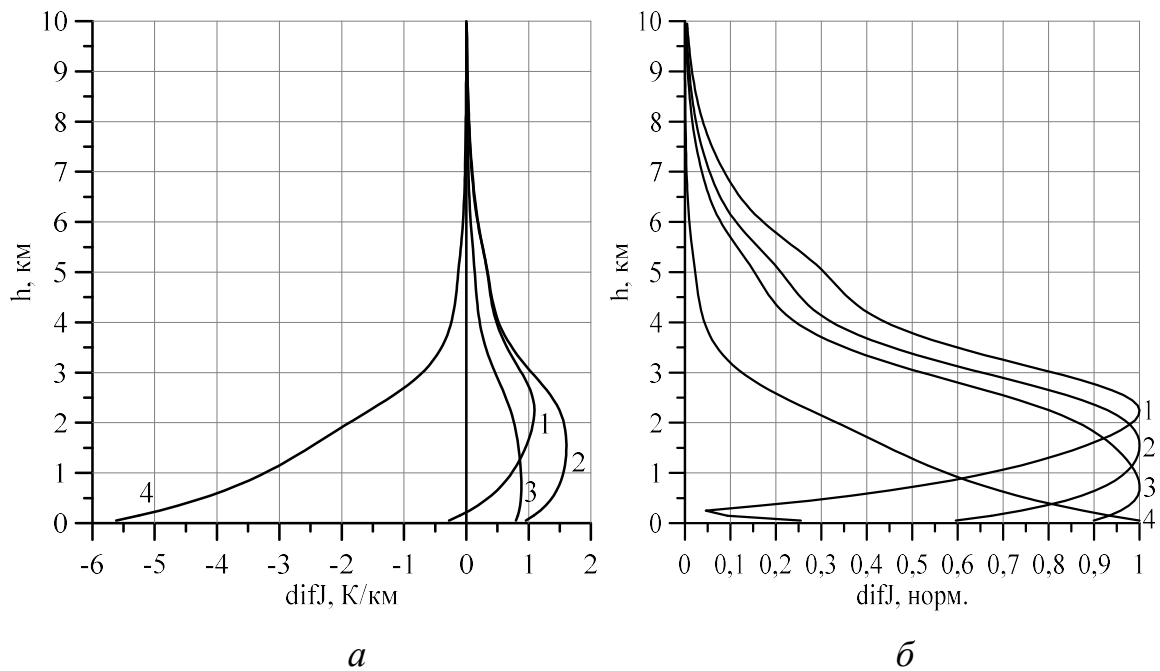


Рисунок 3.21 — Дифференциальные весовые функции при зондировании из космоса каналов с частотами — 1:  $\nu_1$  — 24 ГГц,  $\nu_2$  — 25,5 ГГц; 2:  $\nu_1$  — 24,5 ГГц,  $\nu_2$  — 26,5 ГГц; 3:  $\nu_1$  — 25,5 ГГц,  $\nu_2$  — 26,5 ГГц, 4:  $\nu_1$  — 18,7 ГГц,  $\nu_2$  — 26,5 ГГц, для стандартной тропической атмосферы: *а* — ненормированные; *б* — нормированные

Полученный набор дифференциальных весовых функций имеет максимумы, равномерно распределённые по высоте от 0 до 2,5 км. Учитывая ширину весовых функций можно ожидать чувствительности данных дифференциальных каналов к профилю влажности до высот 3,5–4 км. Объединив дифференциальные каналы с каналами в области поглощения 183,31 ГГц можно получить набор весовых функций покрывающих всю тропосферу, как показано на рисунке 3.22.

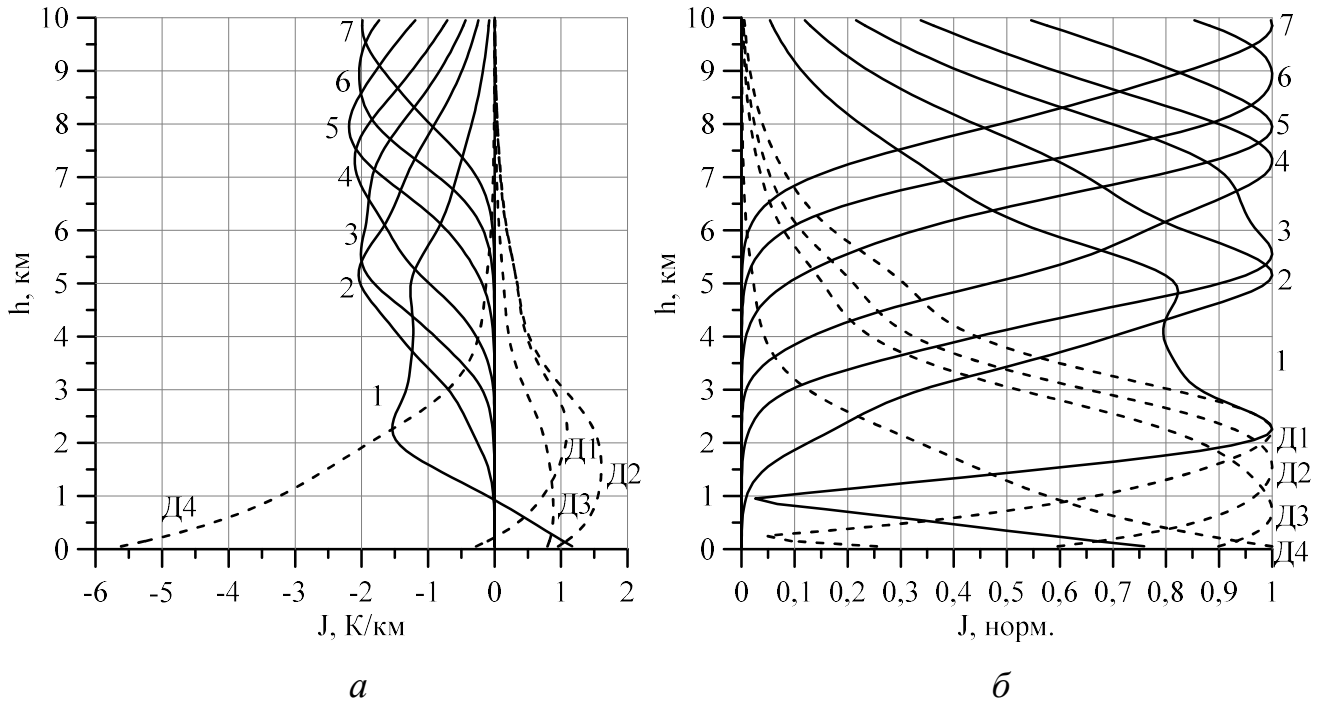


Рисунок 3.22 — Весовые функции влажностных каналов прибора МИРС КЭ «Конвергенция» для стандартной тропической атмосферы. Частоты каналов, ГГц — Д1:  $\nu_1$  — 24,  $\nu_2$  — 25,5; Д2:  $\nu_1$  — 24,5,  $\nu_2$  — 26,5; Д3:  $\nu_1$  — 25,5,  $\nu_2$  — 26,5; Д4:  $\nu_1$  — 18,7,  $\nu_2$  — 26,5; 1 — 165,5; 2 — 183,31±7; 3 — 183,31±4,5; 4 — 183,31±3; 5 — 183,31±1,8; 6 — 183,31±1; 7 — 183,31±0,3: *a* — ненормированные; *б* — нормированные

Используя метод оптимальной оценки [Rodgers, 2000] можно оценить информационный вклад дифференциальных каналов при восстановлении профиля влажности атмосферы. Для этого рассчитаем количество степеней свободы  $ds$ , которые являются мерой дополнительной полезной информации, обеспечиваемой набором радиометрических каналов по отношению к априорной информации о профиле влажности.

$$ds = \text{trace}(I - \tilde{S}), \quad (3.12)$$

где  $\tilde{S}^{-1} = \tilde{J}^T \tilde{S}_y^{-1} \tilde{J} + \tilde{S}_a^{-1}$ ,  $\tilde{S}_y = S_y^{-1/2} S_y S_y^{-1/2}$ ,  $\tilde{S}_a = S_a^{-1/2} S_a S_a^{-1/2}$ ,  $\tilde{J} = S_y^{-1/2} J S_a^{1/2}$ ,  $I$  — единичная матрица, остальные обозначения аналогичны (3.10).

Рассмотрим два случая: 1 — идеальный случай, когда матрица ошибок измерений  $S_y$  определяется только чувствительностью радиометров; 2 — когда ошибки измерений увеличиваются за счёт отсутствия информации о подстилающей поверхности — в нашем случае не известна информация о

скорости ветра и температуре поверхности океана и считаем, что поверхность гладкая с температурой нижнего атмосферного слоя и неизвестен профиль температуры атмосферы и в качестве него используется стандартный. Для оценки диагональных элементов матрицы ошибок измерений во втором случае были смоделированы 1000 измерений на 11 каналах МИРС (см. рисунок 3.22) при которых скорость ветра была распределена случайным образом со значениями от 0 до 20 м/с, а атмосферные профили были взяты из базы корабельных радиозондовых измерений, описанных в разд. 2.2, из них же была рассчитана матрица ошибок априорного профиля влажности  $S_a$ . Элементы главной диагонали матрицы ошибок измерений  $S_y$  приведены в таблице 3.3. Номера каналов в таблице 3.3 соответствуют рисунку 3.22

Таблица 3.3

<i>N</i> канала	Д1	Д2	Д3	Д4	1	2	3	4	5	6	7
<b>diag(<math>S_y</math>) 1-й случай</b>	0,18	0,18	0,18	0,18	0,36	0,25	0,25	0,49	0,49	1	1,44
<b>diag(<math>S_y</math>) 2-й случай</b>	0,38	0,39	0,19	1,29	3,62	4,26	4,82	5,92	6,65	8,16	8,7

Из таблицы 3.3 видно, что дифференциальные каналы существенно менее чувствительны к изменению излучения подстилающей поверхности и атмосферы за счёт профиля температуры, чем каналы в области 183,31 ГГц. Изменение излучения подстилающей поверхности за счёт скорости ветра и температуры на угле  $53,1^\circ$  вертикальной поляризации имеет частотную зависимость близкую к линейной и при вычитании сигналов на близких частотах вклады подстилающей поверхности значительно уменьшаются. Особенно хорошо это видно для 3-го дифференциального канала Д3 с наименьшей разницей частот  $\nu_1$  и  $\nu_2$ .

Рассчитанные значения степеней свободы составляют: для 1-го случая без использования дифференциальных каналов — 3,1; с использованием дифференциальных каналов — 4,2; для 2-го случая без использования дифференциальных каналов — 1,62; с использованием дифференциальных каналов — 2,73. Таким образом, добавление дифференциальных каналов в набор каналов МИРС КЭ «Конвергенция» увеличивает количество степеней свободы сигнала на 1,1 вне зависимости от качества априорной информации при

восстановлении. В процентном соотношении увеличение степеней свободы при использовании дифференциальных каналов составляет 35 % для первого случая и 69 % для второго, что является значительной прибавкой, поскольку увеличение степеней свободы с увеличением количества каналов имеет нелинейную зависимость и при количестве радиометрических каналов более трёх обычно растёт очень слабо [Lipton, 2003].

Метод оптимальной оценки также позволяет рассчитать ковариационную матрицу ошибки восстановления, на главной диагонали которой расположены оценки дисперсии ошибки восстановления профиля влажности. Такой расчёт можно выполнить, используя соотношение:

$$S_x = (J^T S_y^{-1} J + S_a^{-1})^{-1}. \quad (3.13)$$

Проведём такой расчёт с использованием матрицы  $S_y$  из таблицы 3.3 для 2-го случая и якобиана для стандартной тропической атмосферы при использовании дифференциальных каналов и без них. Показателем качества восстановления будем считать отношение СКО ошибки априорного профиля к СКО ошибки восстановленного профиля, которые являются квадратными корнями из элементов главной диагонали матриц  $S_a$  и  $S_x$ . Также рассчитаем ожидаемое процентное улучшение восстановления с использованием дифференциальных каналов. Результаты расчёта приведены в таблице 3.4.

Таблица 3.4

$\bar{h}_{\text{слоя}}, \text{ км}$	0,5	1,5	2,5	3,5	4,5	5,5	6,5	7,5	8,5	9,5
$\sigma_{\text{апри}}/\sigma_{\text{апост}}$ 183 ГГц	1,1	1,17	1,4	1,6	1,93	2,25	2,22	2,13	1,81	1,49
$\sigma_{\text{апри}}/\sigma_{\text{апост}}$ 183 + dif	2,24	2,46	2,38	2,1	2,15	2,32	2,24	2,16	1,88	1,55
Улучшение восстановления, %	105	111	70	30	12	3	0,80	1,6	4	3,8

Результаты расчётов показывают, что существенное улучшение восстановления профиля влажности тропосферы при использовании дифференциальных каналов должно происходить на высотах от поверхности до 4,5 км даже при условии плохого качества априорной информации о состоянии

системы океан – атмосфера. Таким образом, подход дифференциальных радиотепловых измерений для зондирования профиля влажности может решить проблему плохой чувствительности измерений в области линии 183,31 ГГц к профилю влажности нижней тропосферы при зондировании из космоса.

### 3.4. Выводы по главе 3

В данной главе была рассмотрена возможность применения дифференциальных радиотепловых измерений для зондирования профиля влажности нижней тропосферы. Были проведены теоретические расчёты, показывающие возможность использования дифференциальных радиотепловых измерений для зондирования профиля влажности тропосферы с поверхности Земли. Представлены результаты натурного наземного эксперимента по восстановлению профиля влажности тропосферы с использованием дифференциальных радиотепловых измерений. Приведены теоретические доказательства достоинств подхода дифференциальных радиотепловых измерений при зондировании профиля влажности из космоса.

По результатам работы, представленным в главе 3 можно сделать следующие выводы:

- Одноканальные измерения на частотах ниже 165 ГГц не имеют высотной избирательности и плохо позволяют восстанавливать профиль влажности нижней тропосферы.
- Вычитание сигналов близких пар частот вблизи линии 22,235 ГГц (дифференциальные радиотепловые измерения) позволяет выделить высотную избирательность результирующего сигнала по отношению к профилю влажности нижней тропосферы.
- Показано, что при зондировании профиля влажности с поверхности Земли дифференциальные весовые функции в диапазоне частот 18–27 ГГц при разнице частот 1 ГГц имеют максимумы на высотах от 0 до 2,8 км и амплитуду порядка 2 К/км.



- Проведённый наземный эксперимент с использованием перестраиваемого радиометра 18–27,2 ГГц подтвердил возможности дифференциальных радиотепловых измерений и показал, что с их помощью можно восстанавливать профили влажности тропосферы с высотным разрешением 1 км.
- В ходе эксперимента наилучшие результаты восстановления с корреляцией между истинным и восстановленным профилем порядка 0,9 были получены на высотах от 1,5 до 6,5 км. При этом хорошо восстанавливаются не только близкие к стандартным экспоненциальные профили, но и профили, имеющие инверсии.
- Показано, что дифференциальные радиотепловые измерения могут быть использованы при зондировании из космоса. В этом случае максимумы дифференциальных весовых функций на частотах в диапазоне 18–27 ГГц располагаются на высотах от 0 до 3,5 км.
- Найдены оптимальные значения частот дополнительных радиотепловых каналов для измерения профиля влажности нижней тропосферы в ходе реализации КЭ «Конвергенция». Дополнительные каналы имеют вертикальную поляризацию и следующие частоты: 24 ГГц; 24,5 ГГц; 25,5 ГГц; 26,5 ГГц.
- Расчётные оценки показывают, что применение дополнительных каналов в полосе 22,235 ГГц совместно с каналами в области 183,31 ГГц в КЭ «Конвергенция» может существенно улучшить восстановление профиля влажности на высотах от 0 до 4,5 км. Так, степени свободы при добавлении дополнительных каналов с использованием дифференциальных измерений возрастают на 1,1 или на 35–69 %, что подтверждает их информативность. При этом погрешности восстановления профиля влажности на высотах 1–3 км уменьшаются на 50–10 %.

#### **ГЛАВА 4. Восстановление глобальных трёхмерных полей водяного пара в тропосфере Земли на основе моделей и данных радиотеплового зондирования из космоса**

Восстановление профиля влажности атмосферы по данным спутниковых радиотепловых измерений с математической точки зрения относится к классу обратных задач. По набору измеренной яркостной температуры необходимо решить систему интегральных уравнений Фредгольма 1-го рода (2.1), которые нелинейно зависят от профиля влажности. Решить эту задачу точно невозможно из-за некорректности обратной задачи и наличия различных погрешностей измерений. Возможно получение лишь приближённого решения.

В настоящее время решение подобных задач строго разработано только для задач линейного вида. Поэтому уравнения переноса излучения линейризуют относительно среднестатистических профилей (2.14)–(2.17) и используют методы статистической регуляризации для дальнейшего уточнения решения [Тихонов, Арсенин, 1974; Rodgers, 2000]. Такой подход к решению обратных задач в практике ДЗЗ называют физическим итерационным алгоритмом восстановления, поскольку в нём фактически происходит сравнение результатов измерений с расчётами яркостной температуры по модели переноса излучения. Более подробно этот метод был рассмотрен в разд. 3.2. Несмотря на то что такой подход наиболее теоретически обоснованный, у него есть несколько существенных недостатков — необходимость наличия достаточно точной модели переноса излучения, знание всех помеховых составляющих сигнала и априорной информации о состоянии системы океан – атмосфера. Также для реализации такого метода восстановления в реальном времени требуются существенные вычислительные мощности.

Другим подходом выступают чисто статистические методы решения обратных задач, которые находят сегодня всё большее применение в связи с развитием методов машинного обучения и обработки больших массивов данных. Данный метод заключается в нахождении корреляционной связи между

измеренными сигналами и восстанавливаемыми параметрам, полученными, например, на основе подспутниковых измерений. Для профиля влажности такую задачу можно записать в виде:  $\rho(h) = F[T_{\text{я}}(v_1, \dots, v_n)]$ . Функциональная связь  $F$  между набором яркостных температур и данными подспутниковых измерений профилей влажности может быть найдена, например, с помощью регрессионного анализа.

В последние годы широкое применение для решения обратных задач получили искусственные нейронные сети [Поляков и др., 2014; Blackwell, 2005]. ИНС представляет собой систему соединённых и взаимодействующих между собой искусственных «нейронов». Математически искусственный нейрон обычно представляют как некоторую нелинейную функцию от единственного аргумента — линейной комбинации всех входных сигналов [Хайкин, 2016]. Математически нейрон представляет собой взвешенный сумматор, единственный выход которого определяется через его входы и матрицу весов следующим образом:

$$y = f(u), \quad (4.1)$$

где  $u = \sum_{i=1}^n w_i x_i + w_0 x_0$ ;  $x_i$  и  $w_i$  — сигналы на входах нейрона и веса входов соответственно;  $f(u)$  — функция активации.

Функция активации определяет зависимость сигнала на выходе нейрона от параметра  $u$  — взвешенной суммы сигналов на его входах. В большинстве случаев она является монотонно возрастающей и имеет область значений от  $-1$  до  $1$  или от  $0$  до  $1$ . Искусственный нейрон полностью характеризуется своей передаточной функцией (или функцией активации). Использование различных передаточных функций позволяет вносить нелинейность в работу нейрона и в целом нейронной сети [Хайкин, 2016].

Наиболее простая и распространённая схема организации ИНС — сеть прямого распространения [Круглов, Борисов, 2002]. Нейроны в ней организованы в несколько слоёв:

- входной слой: нейроны этого слоя не выполняют вычислительных операций, а просто передают полученный входной сигнал на выход, возможно, усилив или ослабив его;
- скрытый слой: нейроны этого слоя выполняют основные вычислительные операции, этих слоёв может быть несколько;
- выходной слой: представляет собой выходы сети. В выходных нейронах могут производиться какие-либо вычислительные операции.

Информация в такой сети распространяется в одном направлении от входного слоя к выходному и не имеет обратных связей. Схема ИНС прямого распространения приведена на рисунке 4.1б.

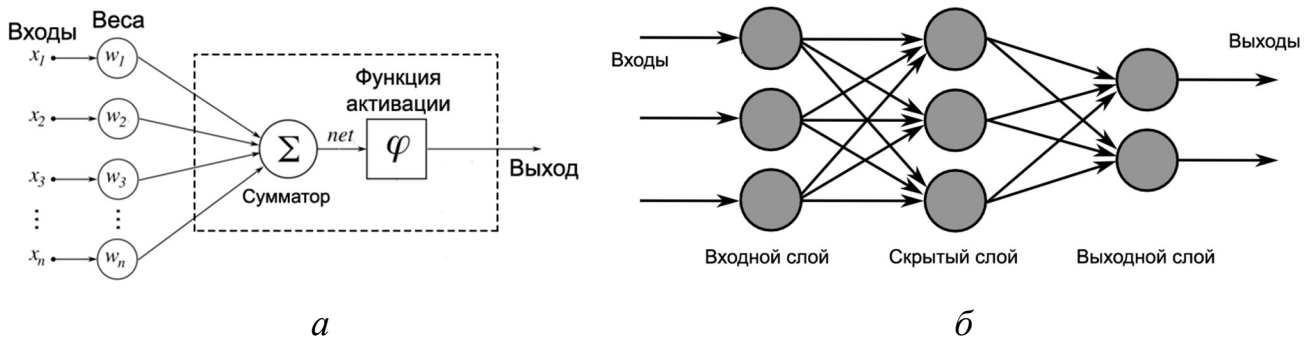


Рисунок 4.1 Схема искусственного нейрона (а); схема ИНС прямого распространения (б)

Процесс нахождения оптимальных коэффициентов связей между нейронами называется обучением ИНС и является многопараметрической задачей нелинейной оптимизации. Подбор оптимальных весов в ходе обучения проводится итерационными методами, например методом градиентного спуска, минимизирующими ошибку между значениями, рассчитанными с помощью ИНС, и значениями обучающей выборки. Выбор данных для обучения сети и их обработка является одним из самых сложных этапов решения задачи. В процессе обучения нейронная сеть способна выявлять сложные зависимости между входными и выходными данными, а также выполнять обобщение [Хайкин, 2016]. Это значит, что в случае успешного обучения сеть сможет выдать верный результат на основании данных, которые отсутствовали в обучающей выборке, а

также в случае неполных, или «зашумлённых», или частично искажённых данных, что и требуется при решении обратных задач ДЗЗ. Преимущество ИНС перед физическими итерационными методами заключается в том, что основные вычислительные мощности тратятся на обучение ИНС, а восстановление с её помощью происходит практически мгновенно, что позволяет проводить восстановление в реальном времени даже на маломощных ЭВМ.

Учитывая актуальность и преимущества метода ИНС, в настоящей работе мы будем его использовать для восстановления профиля влажности на основе модельных данных КЭ «Конвергенция» и реальных данных ДЗЗ.

#### **4.1. Восстановление профиля влажности в тропосфере Земли на основе модельных данных КЭ «Конвергенция»**

Чтобы применить ИНС для восстановления профиля влажности тропосферы по данным ДЗЗ космического эксперимента «Конвергенция», необходимо правильно организовать обучающую выборку и выбрать топологию сети — количество скрытых слоёв и нейронов в них. Кроме того, необходимо проверить адекватность обучения ИНС на проверочной выборке, которая не входила в обучение. Основная часть нижеизложенных результатов была опубликована в работе [Пашинов, 2019].

##### **Создание обучающей выборки для ИНС**

Поскольку аппаратура КЭ «Конвергенция» ещё не запущена на орбиту, данные измерений яркостной температуры прибором МИРС отсутствуют, поэтому вся дальнейшая работа будет выполняться на основе результатов моделирования. Такой подход довольно распространён в практике разработки алгоритмов ДЗЗ и хорошо описан в работе [Blackwell, 2005].

Для аккуратного моделирования радиометрических данных прибора МИРС (решения прямой задачи ДЗЗ) была использована модель переноса излучения, описанная в разд. 2.1. В качестве источника термодинамических и

метеопараметров системы океан – атмосфера, необходимых для моделирования, были использованы данные реанализа, поскольку они имеют полное покрытие земного шара. Одна из наиболее современных и качественных баз реанализа на сегодняшний день — база ECMWF Era-interim [Dee et al., 2011]. Эта база включает в себя характеристики океана и атмосферы, нанесённые на регулярную прямоугольную сетку разрешением  $0,7^\circ$  и содержит информацию о 37 атмосферных уровнях от поверхности Земли до высоты 80 км. База Era-interim позволяет проводить интерполяцию на более мелкую координатную сетку, что и было сделано, чтобы приблизиться к разрешению прибора МИРС в 10 км. Данные были взяты с разрешением  $0,125^\circ$  в момент времени 12 часов дня по Гринвичу за одни сутки с полным покрытием поверхности Земли. Каждый пиксель данных содержит атмосферные профили температуры, влажности и водности облаков на 37 уровнях, солёность и температуру поверхности океана, скорость и направление приводного ветра.

На следующем шаге была рассчитана геометрия сканирования прибора МИРС. Установка прибора планируется на российском сегменте МКС, поэтому при расчётах использовались основные параметры её орбиты: высота орбиты 410 км, наклонение  $51,6^\circ$ . МИРС имеет конический тип сканирования с двумя секторами обзора вперёд и назад относительно траектории полёта. Угловой размер секторов сканирования составляет по  $120^\circ$  в каждом направлении, что при угле встречи с Землёй в  $53,1^\circ$  обеспечивает ширину полосы сканирования на поверхности Земли порядка 830 км. Диаграмма направленности антенной системы предполагалась бесконечно узкой. С учётом всех этих параметров были рассчитаны координаты центров пятен диаграммы направленности МИРС на поверхности Земли для восходящих и нисходящих витков станции. Из данных реанализа были выбраны пиксели, соответствующие координатам центров пятен диаграммы направленности антенной системы МИРС.

Далее на основе данных реанализа и геометрии сканирования путём решения прямой задачи была рассчитана яркостная температура, принимаемая МИРС за одни сутки для частотных каналов, характеристики которых

представленных в таблице 4.1. Таким образом, был смоделирован набор радиометрических измерений МИРС за одни сутки.

Таблица 4.1

Центральная частота канала, ГГц	Поляризация	Чувствительность в элементе разрешения, К	Назначение
18,7	В	0,35	Дифференциальные измерения профиля влажности от 0 до 4,5 км
24,0	В	0,26	
24,5	В	0,26	
25,5	В	0,26	
26,5	В	0,26	
52,8	Г	0,70	Профиль температуры атмосферы до 15 км
53,596±0,115	Г	0,75	
54,4	Г	0,70	
54,94	Г	0,70	
55,5	Г	0,80	
57,290	Г	0,80	
165,5	В	0,6	Профиль влажности от 3 до 10 км
183,31±7	Г	0,5	
183,31±4,5	Г	0,5	
183,31±3	Г	0,7	
183,31±1,8	Г	0,7	
183,31±1	Г	1,0	
183,31±0,3	Г	1,2	

Яркостные температуры были зашумлены гауссовым шумом со среднеквадратическим отклонением, соответствующим чувствительности каждого канала в элементе разрешения из таблицы 4.1. Пример поля яркостных температур, полученных в результате моделирования, представлен на рисунке 4.2.

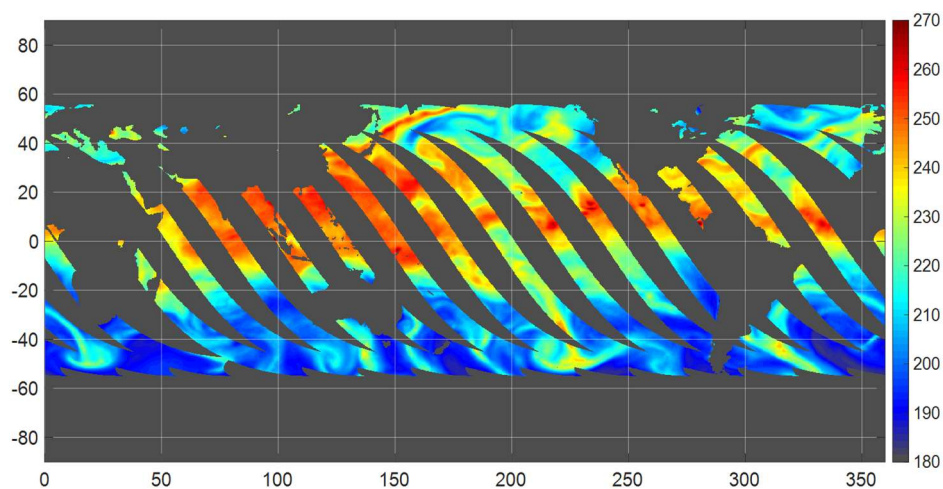


Рисунок 4.2 — Поле яркостных температур комплекса МИРС на частоте 24 ГГц (В) для нисходящих витков МКС, полученное в результате моделирования

Таким образом, в результате моделирования был получен набор радиометрических данных, состоящих из 1 474 539 пикселей яркостных температур для каждого радиометрического канала из таблицы 4.1, который будет считаться измеренным, и такое же количество пикселей подспутниковых метеорологических параметров, включающих в себя профиль абсолютной влажности тропосферы от 0 до 10 км (20 модельных уровней реанализа), которые будут считаться истинным состоянием атмосферы.

Для обучения и тестирования ИНС полученный набор данных нужно разделить на две независимые выборки: обучающую и тестовую. Обычно в практике ДЗЗ подспутниковые прямые измерения происходят довольно редко и составляют малую часть от всех накопленных данных ДЗЗ. Кроме того, из-за малого объёма и особенностей распределения данных по пространству, набор подспутниковых измерений не всегда отражает всех статистических и корреляционных свойств исследуемых процессов. Чтобы учесть описанные выше проблемы, было решено сделать обучающую выборку существенно меньшей по объёму, чем проверочную.

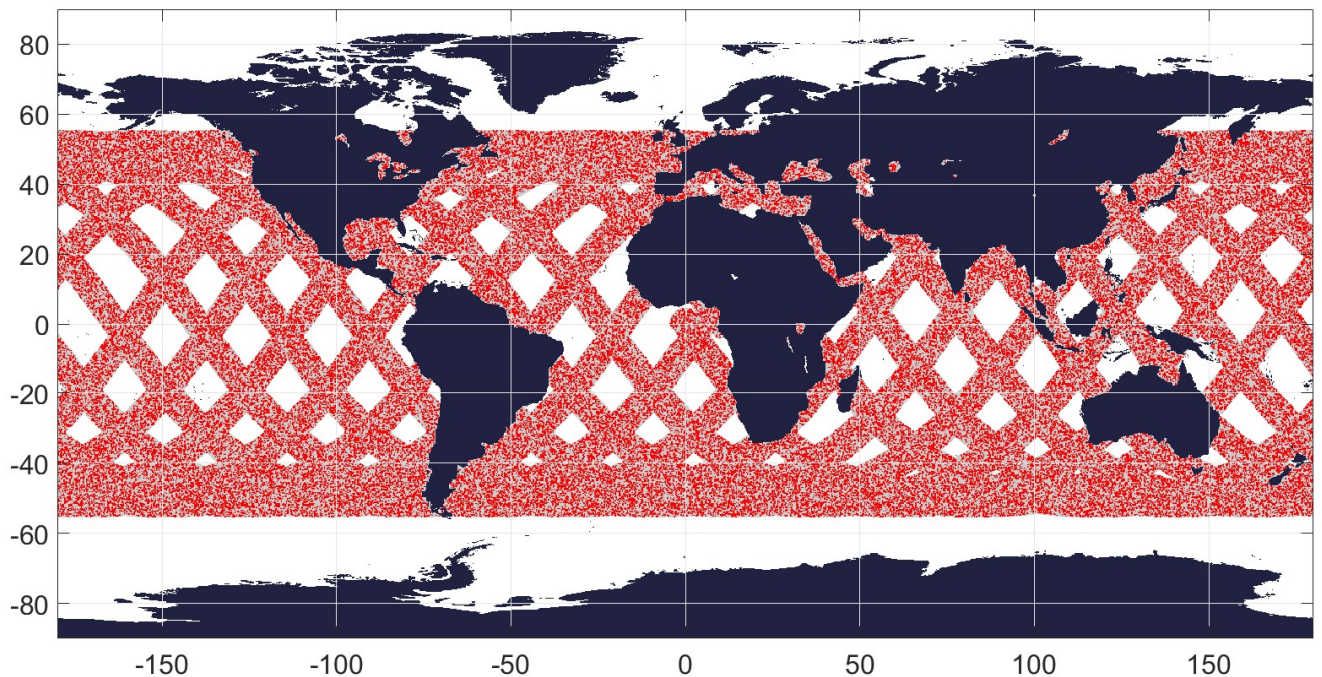


Рисунок 4.3 — Пространственное распределение обучающей выборки (красные точки) и тестовой выборки (серые точки)



В результате из всего набора данных, полученных при моделировании, в качестве обучающей выборки случайным образом были выбраны 100 тыс. пикселей (около 7 % от общего количества данных). Остальные 1 374 539 пикселей были использованы в качестве проверочной выборки. Пространственное распределение обучающей и тестовой выборок представлены на рисунке 4.3.

Из рисунка 4.3 видно, что обучающая выборка имеет достаточно равномерное пространственное распределение относительно тестовой выборки и охватывает все широтные и локальные временные зоны доступные для траектории МКС.

В таблице 4.2 приведены статистические характеристики полученных выборок. Среднее значение и СКО полученных выборок практически совпадают, из чего можно сделать вывод, что обучающая выборка вполне репрезентативна.

Таблица 4.2

Высота, м	100	1000	2000	3200	4500	6000	7500	9500
Среднее значение влажности тестовой выборки, г/м <sup>3</sup>	12,260	8,737	5,083	2,800	1,534	0,7605	0,3045	0,08572
Среднее значение влажности обучающей выборки, г/м <sup>3</sup>	12,239	8,728	5,079	2,796	1,529	0,7573	0,3028	0,08535
СКО влажности тестовой выборки, г/м <sup>3</sup>	5,560	4,520	3,539	2,363	1,435	0,8073	0,3455	0,09410
СКО влажности обучающей выборки, г/м <sup>3</sup>	5,558	4,515	3,532	2,359	1,430	0,8036	0,3437	0,09375

### Выбор топологии ИНС

В работе была использована сеть прямого распространения, поскольку, как уже упоминалось вначале главы, эта схема является наиболее распространённым типом сети для обработки данных, внутри которых уже содержится экспертная оценка (сеть с учителем). В качестве передаточной функции нейронов будем использовать функцию сигмоиды —  $\tanh(x)$ , поскольку она обеспечивает нелинейную связь между входом и выходом ИНС, которая необходима из-за

нелинейной связи между яркостной температурой и профилем влажности. Для такой сети необходимо экспериментально подобрать оптимальные параметры, характеризующие её топологию: количество скрытых слоёв и количество нейронов в скрытых слоях. Обычно для подбора оптимальных параметров сети руководствуются следующим правилом: способности сети к обобщению тем выше, чем больше суммарное число связей между нейронами [Круглов, Борисов, 2002]. С другой стороны, число связей ограничено сверху количеством записей в обучающих данных, также существует проблема вычислительных ресурсов и времени, необходимого для обучения.

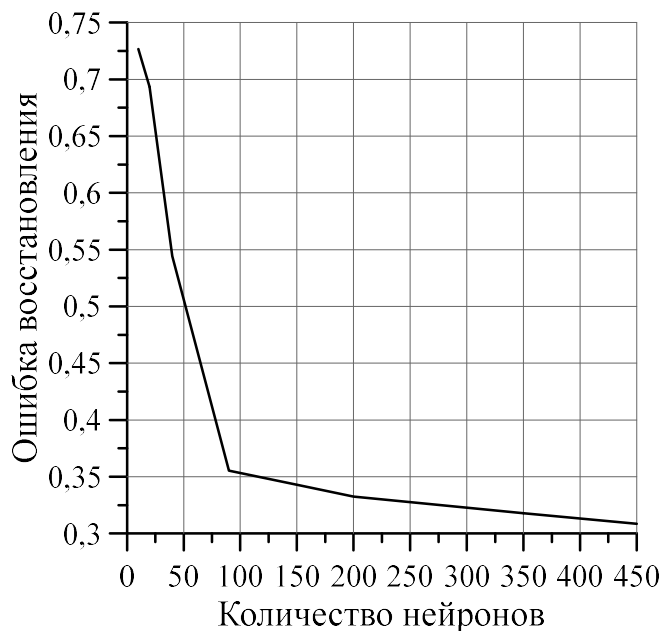


Рисунок 4.4 — Зависимость среднеквадратической ошибки восстановления влажности от количества нейронов в скрытом слое ИНС

Из-за большого количества времени, требуемого для проверки качества обучения в зависимости от количества скрытых слоёв и распределения нейронов внутри них, было решено ограничиться сетью прямого распространения с одним скрытым слоем и максимальным количеством нейронов в скрытом слое - 450. Далее был проведён эксперимент, в ходе которого выявлена зависимость среднеквадратической ошибки восстановления влажности от количества нейронов в скрытом слое ИНС прямого распространения. Результат эксперимента показан на рисунке 4.4.

Из рисунка видно, что первичное предположение о лучшем обучении сети с большим количеством нейронов подтверждается. Следуя из того, что после 100 нейронов ошибка уменьшается слабо, при этом время обучения увеличивается пропорционально количеству нейронов, оптимальным вариантом будет остановиться на сети, имеющей 100 нейронов в скрытых слоях.

При проведении эксперимента была выявлена проблема, заключающаяся в значительном росте ошибки восстановления с высотой. По всей видимости это было вызвано сильным уменьшением восстанавливаемой величины (абсолютной влажности) с увеличением высоты (на несколько порядков). При обучении ИНС происходил подбор оптимальных весов нейронов с помощью поиска минимума поверхности ошибок. Отличие диапазонов естественной изменчивости абсолютной влажности на разных высотах на порядки приводит к тому, что ошибки восстановления в нижних слоях тропосферы — с большей влажностью, имеют больший вес и оказывают основное влияние на качество обучения. Чтобы избавиться от этой проблемы, было решено использовать отдельную сеть для восстановления влажности в каждом атмосферном слое. Это позволило уменьшить ошибку восстановления профиля влажности на высотах более 3 км практически в два раза по сравнению с использованием одной сети для восстановления влажности во всей атмосфере. Для удобства изложения далее набор ИНС, необходимый для восстановления профиля влажности, будет упоминаться как одна сеть.

### **Результаты восстановления**

В ходе поиска оптимальной методики решения обратной задачи восстановления профиля влажности при помощи ИНС дополнительно было проведено исследование качества решения задачи в зависимости от количества и качества подаваемых на вход ИНС радиометрических данных. В процессе исследования необходимо было дать ответы на следующие вопросы: как влияет на ошибку восстановления использование дифференциальных влажностных каналов в области 22 ГГц совместно с традиционными влажностными каналами в

области 183 ГГц? Насколько ухудшают восстановление шумы аппаратуры? Достаточно ли только влажностных каналов для решения задачи? При этом каждый раз проводилось обучение новой сети с одинаковой топологией, описанной в предыдущем пункте, отличающейся только входными данными. Для оценки погрешности восстановления профиля влажности проводился расчёт средней относительной ошибки восстановления по формуле:

$$E(h) = \frac{\sum_{i=1}^n \left| \frac{\rho(h)_{\text{И}} - \rho(h)_{\text{В}}}{\rho(h)_{\text{И}}} \right| \times 100\%}{n}, \quad (4.3)$$

где  $\rho(h)_{\text{И}}$  — истинное значение абсолютной влажности атмосферы на высоте  $h$ ;  $\rho(h)_{\text{В}}$  — восстановленное значение абсолютной влажности атмосферы на высоте  $h$ ;  $n$  — количество пикселей данных в проверочной выборке (1 374 539).

Поскольку одна из основных задач КЭ «Конвергенция» заключается в поиске аномалий и инверсий профиля влажности, а доля таких профилей в общем наборе имеющихся данных мала, то несколько наиболее сложных профилей в виде графиков приводились отдельно для визуальной оценки качества восстановления инверсий.

На первом этапе исследовалось качество решения задачи в отсутствии шумов аппаратуры. Обучались две ИНС, на вход одной из которых подавались только не зашумлённые яркостные температуры семи частотных каналов МИРС 165–183,31±0,3 ГГц, а на вход другой ИНС — эти же яркостные температуры совместно с пятью дифференциальными каналами в диапазоне 18,7–26,5 ГГц. Яркостные температуры на частотах 18,7–26,5 ГГц подавались без вычитания, поскольку в ходе обучения ИНС могут быть подобраны более оптимальные веса, чем ±1. Относительные ошибки, полученные в результате восстановления, представлены на рисунке 4.5а.

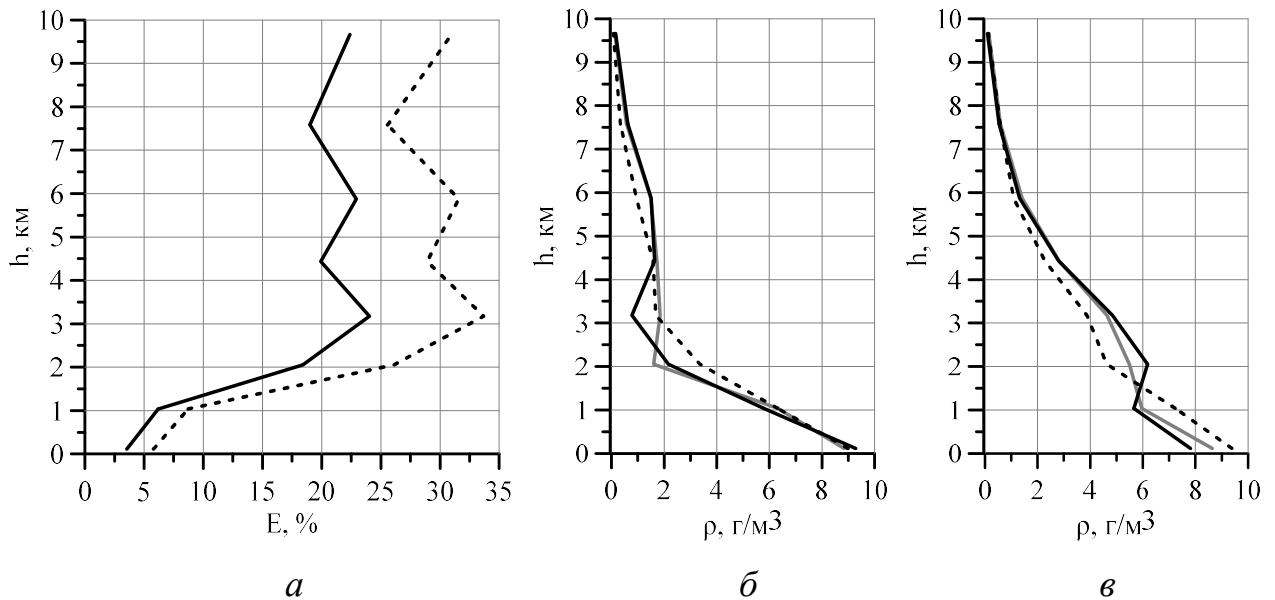


Рисунок 4.5 — Относительные ошибки: *а* — ошибки восстановления профиля влажности при использовании не зашумлённых яркостных температур МИРС на семи каналах  $165\text{--}183,31\pm 0,3$  ГГц — пунктирная линия; те же каналы плюс пять дифференциальных каналов  $18,7\text{--}26,5$  ГГц — сплошная линия; *б* и *в* — примеры профилей влажности с инверсиями, чёрная сплошная линия — истинный профиль, пунктирная серая — восстановленные профили на семи каналах  $165\text{--}183,31\pm 0,3$  ГГц, сплошная —  $7 + 5 = 12$  каналов

Из рисунка 4.5 видно, что при отсутствии аппаратных шумов применение дополнительных каналов в полосе  $22,235$  ГГц позволяет существенно уменьшить ошибку восстановления. Однако нельзя сказать, что задача решена достаточно хорошо. Ошибка восстановления в таком «идеальном» случае всё же остаётся выше  $20\%$  на высотах выше  $2$  км, также хорошо заметны погрешности восстановления профилей с инверсиями на рисунках 4.5 б) и в). По всей видимости это говорит о том, что использования только влажностных каналов комплекса МИРС недостаточно, и для более точного восстановления профиля влажности нужна дополнительная информация.

Анализируя уравнение переноса излучения (2.1) можно сказать, что такие погрешности восстановления, при идеальных условиях, могут быть обусловлены отсутствием информации о высотном профиле термодинамической температуры атмосферы  $T(h)$ . Поскольку этот член выступает сомножителем во всех частях (2.1), относящихся к излучению атмосферы, его вклад в яркостную температуру достаточно велик. Таким образом, вариации  $T(h)$  могут иметь вклад в яркостную

температуру влажностных каналов, сопоставимый по масштабу с вкладом за счёт вариации профиля влажности. Это предположение было проверено подачей на вход сети профиля термодинамической температуры атмосферы  $T(h)$  совместно с набором яркостных температур влажностных каналов. Была обучена новая сеть и рассчитаны ошибки восстановления, представленные на рисунке 4.6.

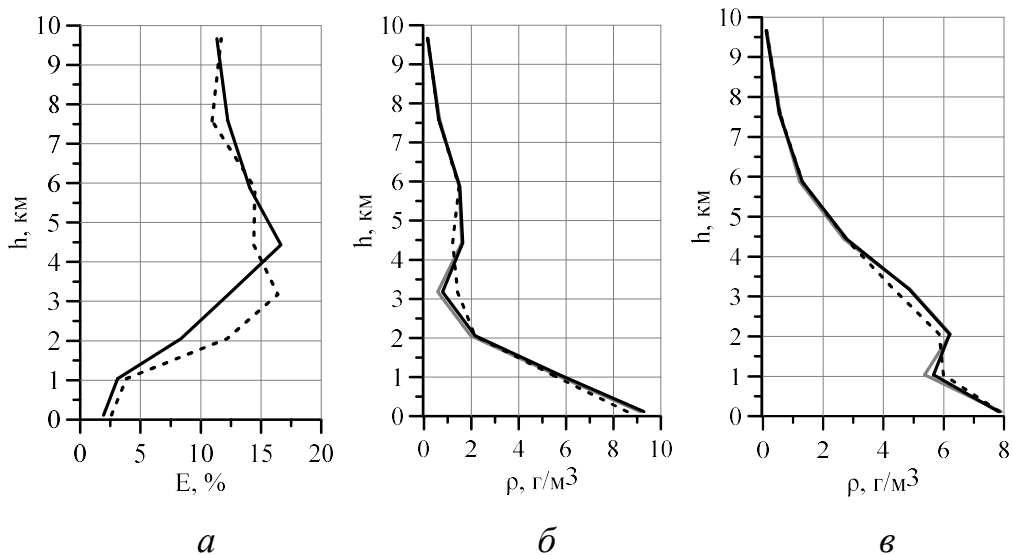


Рисунок 4.6 — Ошибки восстановления: *a* — относительная погрешность восстановления профиля влажности при незашумлённой яркостной температуре МИРС на семи каналах  $165\text{--}183,31\pm 0,3$  ГГц и при дополнительном использовании профиля температуры атмосферы — пунктирная кривая; те же каналы плюс пять дифференциальных каналов  $18,7\text{--}26,5$  ГГц — сплошная кривая; *б* и *в* — примеры профилей влажности с инверсиями, чёрная сплошная линия — истинный профиль, пунктирная серая — восстановленные профили на семи каналах  $165\text{--}183,31\pm 0,3$  ГГц; сплошная —  $7+5 = 12$  каналов

Из рисунка 4.6 видно, что учёт профиля температуры атмосферы приводит к практически двукратному уменьшению ошибок восстановления — 11 % на уровне 3 км (см. рисунок 4.6*a*), по сравнению с 24 % (см. рисунок 4.5*a*). Из рисунков 4.6*б* и *в* видно, что если дифференциальные каналы не используются, то инверсии профили влажности восстановить не удаётся. При дополнительном использовании дифференциальных каналов  $18,7\text{--}26,5$  ГГц профили с инверсиями восстанавливаются практически точно. Кроме того, использование этих каналов приводит к существенному улучшению качества восстановления профиля влажности атмосферы на высотах ниже 4 км. Всё это указывает, что для

наилучшего восстановления профиля влажности атмосферы важно использовать не только традиционные каналы в окрестности линии 183,31 ГГц, но и низкочастотные «дифференциальные» каналы 18,7–26,5 ГГц, а также необходимо использовать данные о профиле температуры.

У комплекса МИРС есть возможность восстановления профиля температуры атмосферы до 15 км. Для этого используются измерения яркостной температуры на шести каналах в полосе поглощения кислорода 50–70 ГГц [Шарков и др., 2018]. На основе имеющихся выборок модельных данных проводилось моделирование задачи восстановления профиля температуры атмосферы различными методами. Результаты работы показали, что в ходе КЭ «Конвергенция» можно ожидать восстановления профиля температуры атмосферы со среднеквадратичной ошибкой в тестовой выборке порядка 1,5 К, что находится на уровне мировых аналогов [Blackwell, 2005]. В дальнейшей работе будем считать, что у нас уже имеются восстановленные профили температуры атмосферы для той же выборки, для которой проводится восстановление профиля влажности. Для примера, на рисунке 4.7 приведены восстановленные профили температуры для той же выборки, что представлена на рисунках 4.5б, в и 4.6б, в.

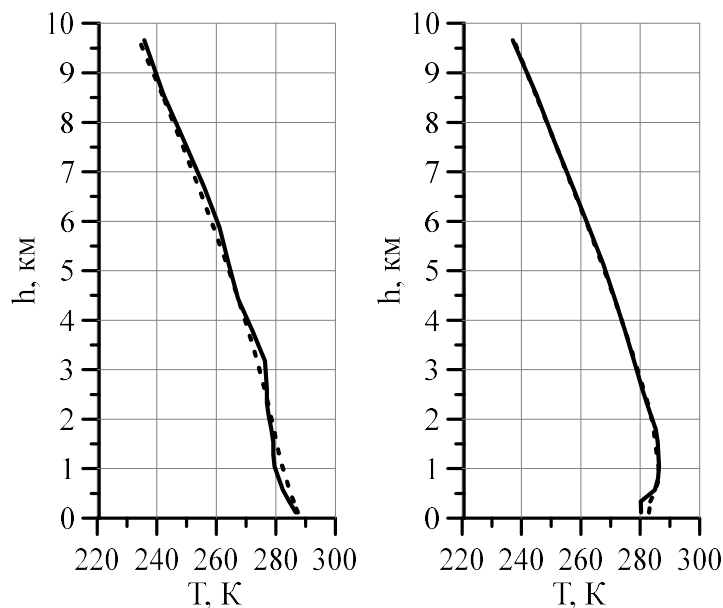


Рисунок 4.7 — Пример восстановления профиля температуры атмосферы в КЭ «Конвергенция». Сплошная линия — истинный профиль, пунктирная — восстановленный

Следующим шагом после выбора оптимального набора входных данных для ИНС станет оценка влияния шумов аппаратуры и погрешностей профиля температуры атмосферы на результаты восстановления профиля влажности атмосферы. Для этого была обучена новая сеть, на вход которой подавалась зашумлённая яркостная температура влажностных каналов комплекса МИРС и заранее восстановленный по температурным каналам МИРС профиль температуры атмосферы. Результаты восстановления профиля влажности атмосферы с помощью полученной ИНС, представлены на рисунке 4.8 и в таблице 4.3.

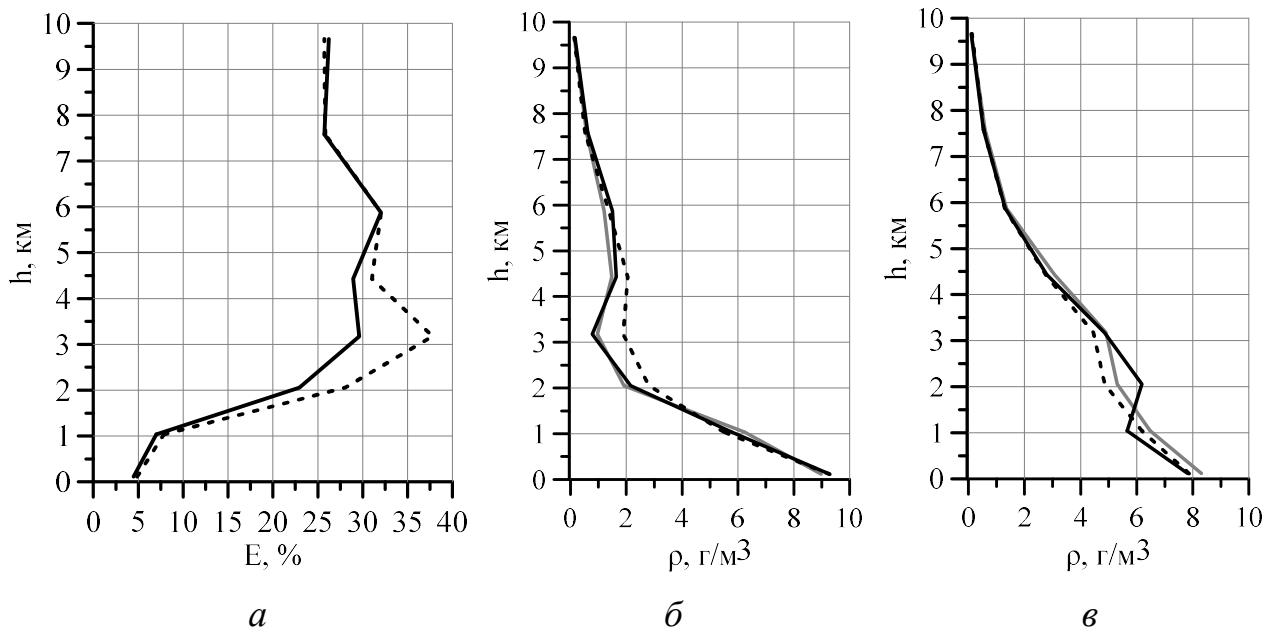


Рисунок 4.8 — Профиль влажности: *a* — относительная погрешность восстановления профиля влажности при использовании заранее восстановленного профиля температуры атмосферы и зашумлённой яркостной температуры МИРС на семи каналах  $165\text{--}183,31\pm 0,3$  ГГц — пунктирная линия; те же каналы плюс пять дифференциальных каналов  $18,7\text{--}26,5$  ГГц — сплошная линия; *б* и *в* — примеры профилей влажности с инверсиями, чёрная сплошная линия — истинный профиль, пунктирная серая — восстановленные профили на семи каналах  $165\text{--}183,31\pm 0,3$  ГГц; сплошная —  $7+5 = 12$  каналов



Таблица 4.3

Высота, м	100	1000	2000	3200	4500	6000	7500	9500
Среднее значение влажности тестовой выборки, г/м <sup>3</sup>	12,26	8,737	5,083	2,800	1,534	0,7605	0,3045	0,08572
СКО влажности тестовой выборки, г/м <sup>3</sup>	5,560	4,520	3,539	2,363	1,435	0,8073	0,3455	0,09410
СКО ошибки восстановления без использования дифференциальных частот, г/м <sup>3</sup>	0,737	0,678	0,796	0,624	0,348	0,160	0,0606	0,01798
СКО ошибки восстановления с использованием дифференциальных частот, г/м <sup>3</sup>	0,665	0,579	0,623	0,439	0,283	0,152	0,0585	0,01749

Из рисунка 4.8 видно, что влияние шумов аппаратуры на результаты восстановления достаточно велико и приводит по крайней мере к двукратному росту ошибки. Также можно отметить, что применение дополнительных радиометрических каналов в области 22 ГГц, как и в случае отсутствия аппаратных шумов, приводит к уменьшению ошибки восстановления в атмосферных слоях от 2 до 4,5 км. Этот результат частично подтверждает оценки, представленные в главе 3. Однако вызывает вопросы слабое изменение ошибок восстановления в атмосферных слоях ниже 2 км. Возможно причиной этого оказываются искусственно заложенные температурно-влажностные корреляционные связи в данных реанализа. Результирующая схема ИНС для восстановления влажности в одном из атмосферных слоёв профиля представлена на рисунке 4.9.

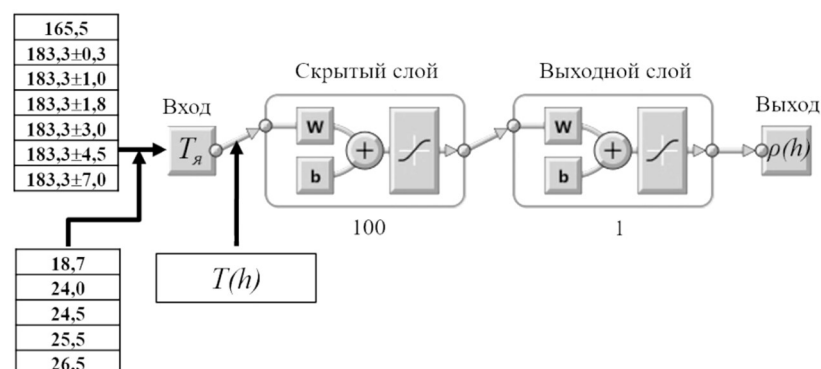


Рисунок 4.9 — Схема ИНС для восстановления влажности в одном атмосферном слое на высоте с центром  $h$  по данным КЭ «Конвергенция»

Проведённые модельные расчёты показывают, что использование ИНС позволяет проводить восстановление профиля влажности тропосферы на основе данных КЭ «Конвергенция» с хорошим для микроволновой радиометрии качеством, которое может превышать существующие аналоги [Boukabara et al., 2011; Paola et al., 2018]. Входные данные для ИНС, помимо яркостных температур влажностных каналов прибора МИРС, должны содержать профиль температуры атмосферы. Использование в качестве дополнительных входных радиометрических данных для ИНС каналов на склоне низкочастотной линии поглощения водяного пара 22,235 ГГц совместно с каналами на склоне линии поглощения 183,31 ГГц позволяет существенно (на 15 %) уменьшить ошибку восстановления профиля влажности на высотах от 2 до 5 км.

#### **4.2. Восстановление глобальных трёхмерных полей водяного пара в тропосфере Земли на основе данных МТВЗА-ГЯ «Метеор-М» № 2**

В ходе подготовки диссертации в результате сотрудничества автора с АО «Российские космические системы» и Чёрным И.В. были получены данные измерений отечественного микроволнового радиометрического комплекса МТВЗА-ГЯ, установленного на борту солнечно-синхронного космического аппарата «Метеор-М» № 2. МТВЗА-ГЯ проводит измерения на 29 радиометрических каналах в диапазоне частот 6,8–200 ГГц, имеет конических тип сканирования под углом встречи с Землёй  $65^\circ$  и выступает на сегодняшний день единственным отечественным микроволновым радиометрическим комплексом, работающим на орбите. Основные радиометрические характеристики МТВЗА-ГЯ приведены в таблице 4.4.

Таблица 4.4.

Рабочая частота, ГГц	Пиксель изображения, км	Чувствительность, не хуже К/пиксель	Высота максимума весовой функции, км
10,60 (В, Г)	32×32	0,5	–
18,70 (В, Г)		0,4	
23,80 (В, Г)		0,3	
31,50 (В, Г)			
36,70 (В, Г)		0,4	
42,00 (В, Г)			
48,00 (В, Г)			
52,80 (В)	48×48		2
53,30 (В)		4	
53,80 (В)		6	
54,64 (В)		10	
55,63 (В)		14	
57,290344±0,3222±0,100 (Г)		20	
57,290344±0,3222±0,050 (Г)		0,7	25
57,290344±0,3222±0,025 (Г)		0,9	29
57,290344±0,3222±0,010 (Г)		1,3	35
57,290344±0,3222±0,005 (Г)		1,7	42
91,00 (В, Г)	16×16	0,6	поверхность
183,31±1,4 (В)	32×32	0,8	5,3
183,31±3,0 (В)		0,6	2,9
183,31±7,0 (В)		0,5	1,5

МТВЗА-ГЯ имеет три канала в области линии поглощения водяного пара 183,31 ГГц и 10 каналов в полосе поглощения кислорода 50–60 ГГц, что позволяет проводить зондирование профиля температуры и влажности атмосферы. Данные таблицы 4.4 взяты из работы [Болдырев и др., 2008] и в них вызывает вопросы высота максимума весовых функций для каналов 183,31 ГГц. По всей видимости эти значения были получены для профилей с очень малым интегральным паросодержанием. Также для МТВЗА-ГЯ можно получить две дифференциальные весовые функции из комбинации каналов 18,7 ГГц (В); 23,8 ГГц (В) и 31,5 ГГц (В). В итоге, для МТВЗА-ГЯ можно получить пять весовых функций влажности, которые продемонстрированы на рисунке 4.10.

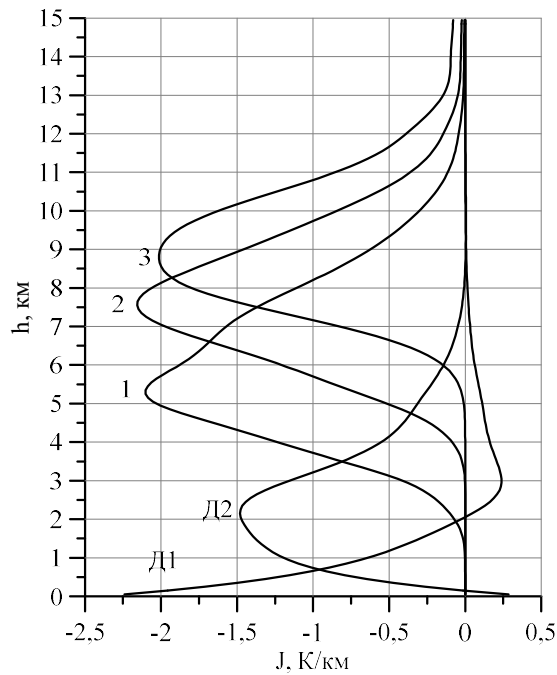


Рисунок 4.10 — Весовые функции влажности МТВЗА-ГЯ для стандартной тропической атмосферы на каналах: Д1 —  $\nu_1 = 18,7$  ГГц,  $\nu_2 = 31,5$  ГГц; Д2 —  $\nu_1 = 23,8$  ГГц,  $\nu_2 = 31,5$  ГГц; 1 —  $183,31 \pm 7$  ГГц; 2 —  $183,31 \pm 3$  ГГц; 3 —  $183,31 \pm 1,4$  ГГц, вертикальная поляризация

Таким образом, на основе данных МТВЗА-ГЯ теоретически возможно восстанавливать профиль влажности атмосферы от 0 до 9 км, но малое количество влажностных каналов может понизить качество восстановления.

Данные МТВЗА-ГЯ, имеющиеся для обработки, были получены за период с 01.05.2015 по 24.10.2016 в виде яркостной температуры уровня обработки L1B, т.е. прошедшими абсолютную калибровку по наземным полигонам. Практически полное покрытие поверхности земного шара данными измерений осуществляется МТВЗА-ГЯ дважды в сутки и, таким образом, имеющийся объём данных позволяет получить динамику трёхмерных полей водяного пара в атмосфере Земли за 1,5 года. Для обработки такого объёма данных проблематично применять физический итерационный алгоритм из-за большого количества времени, требуемого для расчётов, поэтому мы воспользовались нейросетевой методикой восстановления, описанной в разд. 4.1. Для этого необходимо было сформировать обучающую и тестовую выборки для ИНС, выбрать топологию ИНС, провести её обучение и восстановить трёхмерные поля водяного пара по спутниковым данным.

Для создания проверочной и обучающей выборки используем данные подспутниковых радиозондовых измерений. В качестве источника радиозондовых данных будем использовать базу данных IGRA [Durre, et al., 2006]. Эта база данных содержит радиозондовые измерения с более 2700 метеостанций за весь период их существования. Поскольку в данной работе рассматривается задача восстановления профиля влажности атмосферы над поверхностью океана, то были использованы данные метеостанций, находящихся на малых островах в Мировом океане. Под малыми островами будем понимать острова, площадь которых меньше площади пикселя данных МТВЗА-ГЯ, т.е. менее 1000 км<sup>2</sup>. Всего в Мировом океане было обнаружено 59 малых островов, на которых расположены метеостанции, проводящие радиозондовые запуски.

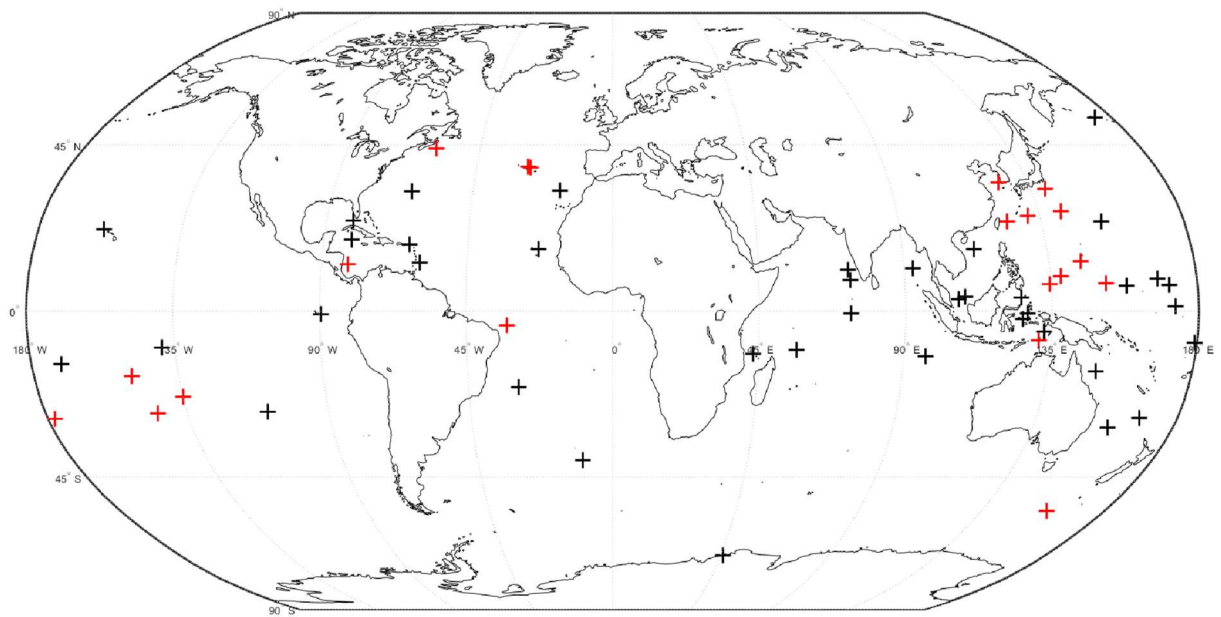


Рисунок 4.11 — Географическое расположение всех малых островов, имеющих метеостанции с возможностью запуска радиозондов (крестики). Красными крестиками отмечены острова, на которых были совпадения подспутниковых измерений с измерениями МТВЗА-ГЯ «Метеор-М» № 2

Далее необходимо совместить измерения МТВЗА-ГЯ и запуски радиозондов. Большинство метеостанций проводят радиозондовые измерения два раза в сутки в 00:00 и 12:00 UTC, но поскольку радиозонд измеряет профиль не мгновенно, а поднимается вверх в течение примерно получаса, выбирались

измерения спутника и радиозонда с расхождением по времени в полчаса и по пространству в  $0,15^\circ$ , что составляет половину пикселя данных МТВЗА-ГЯ. При таких условиях отбора подходящими оказались данные только 19 метеостанций, координаты которых приведены на рисунке 4.11.

Всего за период с 01.05.2015 по 24.10.2016 произошло 3400 совпадений спутниковых и радиозондовых измерений, из них 1940 — на восходящих пролётах (ночной стороне планеты) и 1460 — на нисходящих пролётах (дневной стороне).

Далее была проведена косвенная проверка качества радиометрических данных МТВЗА-ГЯ сравнением значений интегрального паросодержания, полученного по радиозондам, и восстановленным по спутниковым данным отдельно для восходящих и нисходящих пролётов. Это было сделано из соображений, что солнечное излучение может оказывать негативное влияние как на качество калибровки, так и на саму радиометрическую аппаратуру. Зависимость радиометрических сигналов МТВЗА-ГЯ от интегрального паросодержания на частотах 18,7 и 23,8 ГГц хорошо линейризуется, как это было показано в работе [Пашинов, 2018] выражением:

$$PWV_{\text{МТВЗА}} = a \cdot \ln \left[ \frac{T_{\text{я}}(23,8 \text{ (В)}) - T_{\text{я}}(23,8 \text{ (Г)})}{T_{\text{я}}(18,7 \text{ (В)}) - T_{\text{я}}(18,7 \text{ (Г)})} \right] + b. \quad (4.4)$$

Соответствующие регрессионные выражения (4.4) были построены отдельно для восходящих и нисходящих витков МТВЗА-ГЯ, результаты построения регрессий представлены на рисунке 4.12.

Для восходящих витков (см. рисунок 4.12а) коэффициенты регрессии равны:  $a = -51,1915$ ;  $b = -0,8236$ ; коэффициент линейной корреляции  $R = 0,98$ ; СКО ошибки  $\sigma = 4,01$  мм. Для нисходящих витков (см. рисунок 4.12а) коэффициенты регрессии равны:  $a = -43,489$ ;  $b = 4,38$ ; коэффициент линейной корреляции  $R = 0,95$ ; СКО ошибки  $\sigma = 4,6$  мм.

Из рисунка 4.12 видно, что для нисходящих (дневных) витков зависимость радиометрических данных МТВЗА-ГЯ от интегральной влажности атмосферы

хуже линейризовалась, чем для восходящих пролётов. Об этом свидетельствует меньший коэффициент линейной корреляции. Также существенно отличаются и коэффициенты регрессии для восходящих и нисходящих пролётов. Учитывая эти факты было решено использовать для восстановления трёхмерных полей влажности атмосферы данные только восходящих пролётов МТВЗА-ГЯ. Таким образом, будем использовать для обучения и тестирования ИНС выборку из 1940 подспутниковых радиозондовых измерений соответствующих данным МТВЗА-ГЯ на восходящих пролётах.

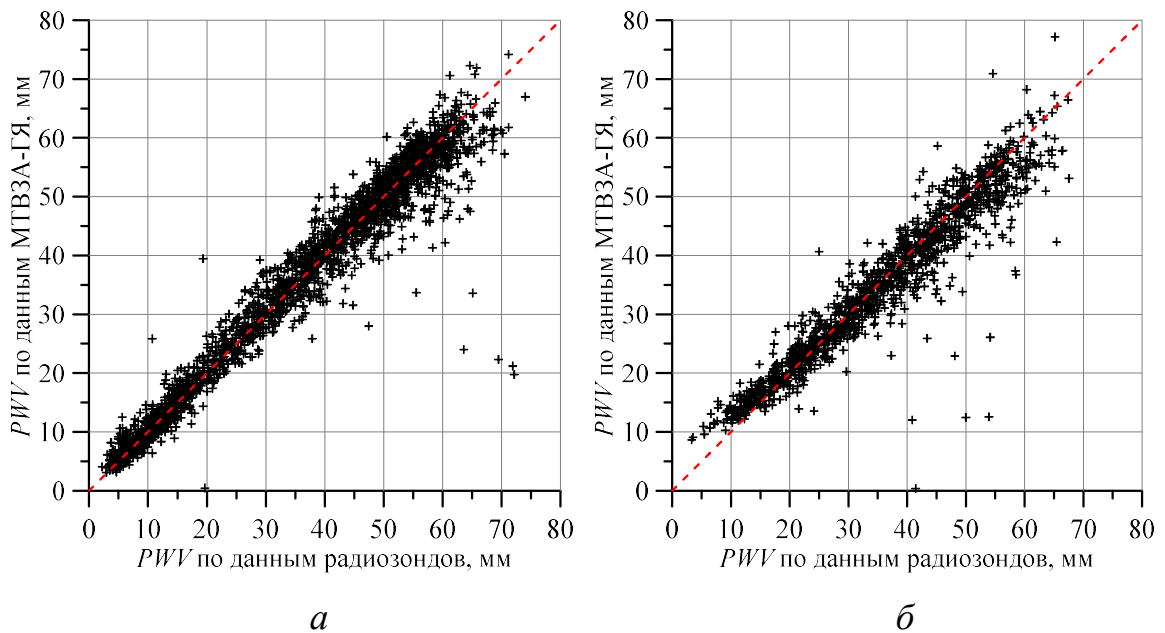


Рисунок 4.12 — Корреляционные диаграммы между восстановленными значениями интегрального паросодержания по соотношению (4.4) и подспутниковыми зондовыми измерениями: *а* — для восходящих пролётов МТВЗА-ГЯ; *б* — для нисходящих

Полученная выборка была разбита случайным образом на обучающую — 1740 измерений и тестовую — 200 измерений. Поскольку малое количество влажностных каналов не МТВЗА-ГЯ не позволяет рассчитывать на подробное восстановление профиля влажности, зондовые профили были усреднены в слоях толщиной примерно 1 км от 0 до 9 км. Поскольку в радиозондовой базе IGRA данные о геопотенциальной высоте радиозондовых измерений имеют плохое качество, усреднение профилей производилось не по высоте, а по давлению от 1000 до 300 мбар с толщиной слоя в 100 мбар. В результате получилось семь

атмосферных слоёв, в которых проводилось восстановление среднего значения абсолютной влажности. Статистические характеристики обучающей и тестовой выборки для ИНС представлены в таблице 4.5.

Таблица 4.5.

$\bar{P}_{\text{слоя}}$ , мбар	950	850	750	650	550	450	350
$\bar{h}_{\text{слоя}}$ , км	0,6	1,5	2,6	3,8	5,1	6,7	8,6
<b>Среднее значение, г/м<sup>3</sup>:</b>							
<b>обучающей выборки</b>	14,36	9,41	5,65	3,34	1,84	0,843	0,286
<b>тестовой выборки</b>	14,61	9,38	5,77	3,42	1,96	0,917	0,338
<b>СКО, г/м<sup>3</sup>:</b>							
<b>обучающей выборки</b>	5,41	4,01	3,1	2,1	1,33	0,698	0,26
<b>тестовой выборки</b>	5,49	4,18	3,31	2,22	1,47	0,761	0,296

Выборки имеют близкие статистические характеристики и соответственно могут быть использованы для обучения и тестирования ИНС.

Для восстановления будем использовать однослойную ИНС прямого распространения с передаточной функцией сигмоиды. Для неё нужно определить оптимальное количество нейронов в скрытом слое. Для этого был проведён эксперимент, в ходе которого последовательно обучались и тестировались ИНС с разным количеством нейронов скрытом слое. Результаты эксперимента представлены на рисунке 4.13.

Минимум ошибки достигается при 12 нейронах в скрытом слое и дальше постепенно растёт. Поэтому оптимальным будет использовать 12 нейронов в скрытом слое ИНС. Также целесообразно использовать отдельные ИНС для восстановления влажности в каждом отдельном атмосферном слое из-за более правильного обучения ИНС, как это было описано в разд. 4.1.

Далее проведём исследование, какой набор данных нужно подавать на вход ИНС для получения наилучших результатов восстановления. По аналогии с тем, как это было сделано в разд. 4.1, будем подавать на вход ИНС только яркостную температуру каналов МТВЗА-ГЯ:  $183,31 \pm 1,4$ ,  $183,31 \pm 3,0$ ,  $183,31 \pm 7,0$  ГГц, затем добавим к этому набору профиль температуры атмосферы, и наконец, совместно с каналами 183,31 ГГц и профилем температуры подадим на вход ИНС яркостную



температуру каналов 18,7 (В), 23,8 (В) и 31,5 (В), которые формируют дифференциальные каналы и чувствительность к нижней части тропосферы. Для каждого случая будем обучать отдельную ИНС и оценивать ошибку восстановления по формуле (4.3).

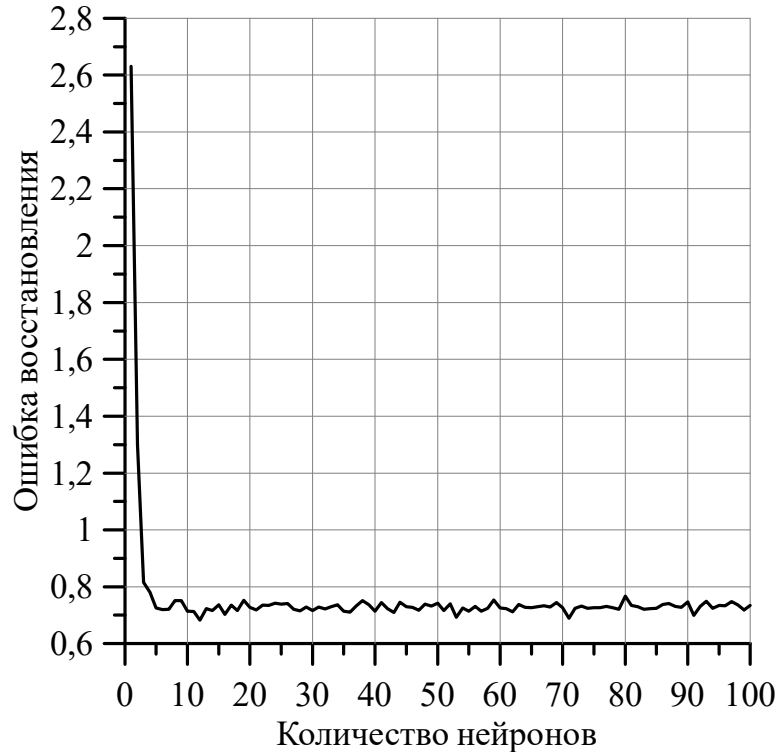


Рисунок 4.13 — Зависимость среднеквадратической ошибки восстановления влажности по данным МТВЗА-ГЯ от количества нейронов в скрытом слое ИНС

Чтобы провести такое исследование необходимо иметь профиль температуры атмосферы, восстановленный по данным МТВЗА-ГЯ. Такое восстановление возможно провести, используя температурные каналы МТВЗА-ГЯ в области полосы поглощения кислорода 50–60 ГГц. Для восстановления профиля температуры тропосферы достаточно использовать четыре канала: 52,8–54,64 ГГц. Для такого восстановления была использована отдельная ИНС, на вход которой подавалась яркостная температура каналов 52,8–54,64 ГГц МТВЗА-ГЯ и на выходе восстанавливался профиль температуры атмосферы в семи слоях, соответствующих таблице 4.5. Обучение и тестирование температурной ИНС проводилось на тех же выборках подспутниковых измерений, что использовались для профиля влажности. Качество восстановления профиля температуры на тестовой выборке и её статистические характеристики приведены в таблице 4.6.

Таблица 4.6.

$\bar{P}_{\text{слоя, мбар}}$	950	850	750	650	550	450	350
$\bar{h}_{\text{слоя, км}}$	0,6	1,5	2,6	3,8	5,1	6,7	8,6
Среднее значение тестовой выборки, К	292,05	287,18	282,39	275,92	268,19	259,1	246,69
СКО тестовой выборки, К	8,64	8,34	8,25	8,26	8,29	8,54	8,49
СКО ошибки восстановления, К	0,92	1,05	1,19	1,21	1,09	1,04	1,13

Ошибка восстановления профиля температуры по данным МТВЗА-ГЯ с помощью ИНС находится на уровне 1–1,5 К, что соответствует современным мировым результатам для пассивного микроволнового зондирования из космоса [Paola et al., 2018]. Таким образом, при использовании профиля температуры атмосферы как входной информации для ИНС профиля влажности, профиль температуры сначала будет восстанавливаться отдельной ИНС по каналам МТВЗА-ГЯ 52,8–54,64 ГГц, затем подаваться на вход ИНС профиля влажности.

Соответствующее исследование было проведено, результаты расчёта ошибок восстановления для разного набора входных данных представлены на рисунке 4.14.

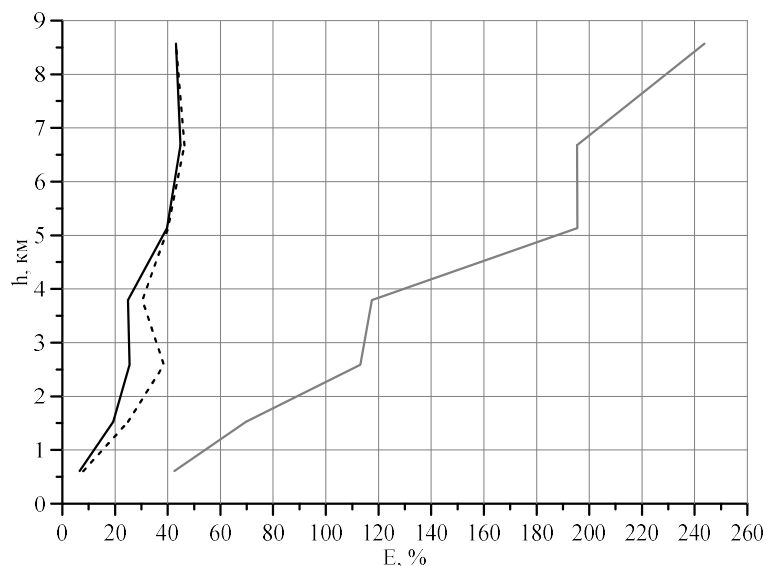


Рисунок 4.14. Относительная ошибка восстановления профиля влажности тропосферы на основе данных МТВЗА-ГЯ при входных данных ИНС: серая линия — только яркостной температуры трёх каналов 183,31 ГГц, пунктирная — 183,31 ГГц и профиль температуры атмосферы, чёрная сплошная — 183,31 ГГц, профиль температуры атмосферы и каналы 18,7 (В), 23,8 (В), 31,5 (В)

Из рисунка 4.14 видно, что по данным МТВЗА-ГЯ без информации о профиле температуры практически невозможно восстановить профиль абсолютной влажности тропосферы. Также видно, что добавление во входную информацию ИНС низкочастотных каналов, из которых формируются дифференциальные весовые функции, значительно улучшает качество восстановления профиля влажности на высотах от 1,5 до 4 км. На высоте 2,5 км относительная ошибка восстановления уменьшается практически вдвое. Также можно оценить качество восстановления профиля влажности с использованием разного набора входной информации для ИНС, рассчитав СКО ошибки восстановления. Результаты такого расчёта представлены в таблице 4.7.

Таблица 4.7

$\bar{P}_{\text{слой}}, \text{ мбар}$	950	850	750	650	550	450	350
$\bar{h}_{\text{слой}}, \text{ км}$	0,6	1,5	2,6	3,8	5,1	6,7	8,6
<b>СКО тестовой выборки, г/м<sup>3</sup></b>	14,61	9,38	5,77	3,42	1,96	0,917	0,338
<b>СКО ошибки восстановления 183,31 ГГц, г/м<sup>3</sup></b>	4,68	3,67	2,8	1,85	1,11	0,557	0,214
<b>СКО ошибки восстановления 183,31 ГГц + T(h), г/м<sup>3</sup></b>	1,12	1,7	1,33	0,96	0,555	0,316	0,135
<b>СКО ошибки восстановления 183,31 ГГц + T(h) + 22 ГГц, г/м<sup>3</sup></b>	0,997	1,35	1,03	0,761	0,538	0,292	0,137
<b><math>\sigma_{183 \text{ ГГц}+T(h)} / \sigma_{183 \text{ ГГц}+T(h)+22 \text{ ГГц}}, \%</math></b>	112	126	129	126	103	108	99

Результаты, представленные в таблице 4.7, также показывают необходимость использования профиля температуры атмосферы в качестве входных данных для ИНС совместно с яркостной температурой влажностных каналов МТВЗА-ГЯ. Информация о профиле температуры уменьшает среднеквадратичную ошибку восстановления до четырёх раз. При подаче на вход на высотах от 0 до 4 км яркостной температуры каналов 18,7 (В), 23,8 (В), 31,5 (В) ИНС уменьшает среднеквадратичную ошибку восстановления на величину от 12 до 29 %. Таким образом, на основе радиометрических данных МТВЗА-ГЯ «Метеор-М» № 2 возможно проводить восстановление профиля абсолютной влажности тропосферы в семи атмосферных слоях с центрами от 0,6 до 8,6 км при

помощи ИНС со среднеквадратичными ошибками, приведёнными в таблице 4.7. Наилучший результат восстановления достигается при использовании двухэтапного алгоритма. На первом этапе по каналам 52,8–54,64 ГГц с помощью отдельной ИНС восстанавливается профиль температуры тропосферы, на втором — по каналам 18,7 (В), 23,8 (В), 31,5 (В),  $183,31 \pm 1,4$ ,  $183,31 \pm 3,0$ ,  $183,31 \pm 7,0$  и профилю температуры восстанавливается профиль абсолютной влажности тропосферы. Схематично, алгоритм представлен на рисунке 4.15.

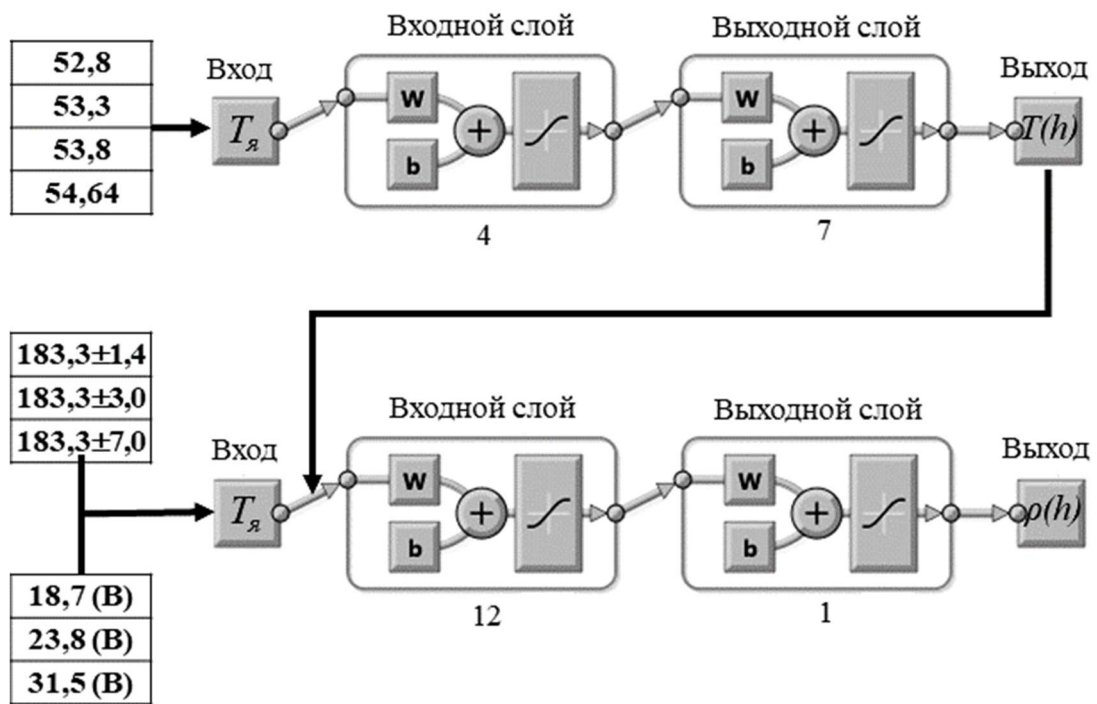


Рисунок 4.15 — Схема ИНС для восстановления абсолютной влажности в одном атмосферном слое на высоте с центром  $h$  по данным МТВЗА-ГЯ «Метеор-М» № 2

Данная схема была использована для получения глобальных полей водяного пара по данным МТВЗА-ГЯ в семи атмосферных слоях. Были обработаны все имеющиеся спутниковые данные за период с 01.05.2015 по 24.10.2016. Полученные поля были анимированы с частотой кадров 1 глобальное суточное поле за 1 с. С использованием разработанной нейросетевой методики такая обработка заняла порядка 1 ч с использованием бытового персонального компьютера. Отдельные кадры из полученных анимаций вынесены в приложение 1. На анимациях отчетливо различимы как крупномасштабные, так и мезомасштабные процессы. Видны особенности пространственной структуры

тропических циклонов на разных высотах. Также видны протяжённые атмосферные реки. Полученные результаты можно использовать для расчёта адвективных потоков скрытого тепла на различных высотах атмосферы [Ермаков и др., 2016], что позволит лучше понять энергетические процессы в атмосфере.

### 4.3. Выводы по главе 4

В данной главе была исследована возможность восстановления глобальных трёхмерных полей водяного пара в атмосфере Земли на основе модельных данных КЭ «Конвергенция» и реальных данных радиометрических измерений МТВЗА-ГЯ «Метеор-М» № 2. Были кратко рассмотрены основные подходы к решению обратной задачи восстановления профиля влажности по данным радиотепловых спутниковых измерений. Проведено моделирование радиометрических данных комплекса МИРС КЭ «Конвергенция». На основе результатов моделирования исследованы особенности восстановления профиля влажности с помощью искусственных нейронных сетей. Результаты исследования были применены к реальным данным измерений МТВЗА-ГЯ. Был разработан нейросетевой алгоритм восстановления влажности на основе данных измерений МТВЗА-ГЯ. Разработанный алгоритм был использован для построения глобальных трёхмерных полей водяного пара в атмосфере Земли за 1,5 года.

По результатам работы, представленным в главе 4 можно сделать следующие выводы:

- Для восстановления профиля влажности тропосферы может быть использована однослойная ИНС прямого распространения.
- В качестве входных данных для ИНС не достаточно использовать только яркостную температуру каналов в области 183,31 ГГц. Кроме яркостной температуры на вход ИНС необходимо подавать профиль температуры атмосферы.
- Использование наряду с каналами в полосе 183,31 ГГц дополнительных радиометрических каналов в полосе 22,235 ГГц позволяет существенно

уменьшить ошибку восстановления профиля влажности атмосферы на высотах от 1 до 4,5 км.

- Моделирование показало, что в ходе КЭ «Конвергенция» с помощью ИНС можно восстанавливать профиль влажности атмосферы с относительной ошибкой мене 32 % на высотах от 0 до 10 км. Для этого используется однослойная ИНС прямого распространения со 100 нейронами в скрытом слое, имеющими сигмоидную передаточную функцию.
- Радиометрические каналы МТВЗА-ГЯ 18,7 (В), 23,8 (В), 31,5 (В) позволяют получить две дифференциальные весовые функции, имеющие чувствительность и высотную избирательность к водяному пару на высотах 1,5–4,5 км.
- В качестве входной информации для ИНС при восстановлении профиля влажности атмосферы по данным МТВЗА-ГЯ нужно использовать значения яркостной температуры каналов 18,7 (В), 23,8 (В), 31,5 (В),  $183,31 \pm 1,4$ ,  $183,31 \pm 3,0$ ,  $183,31 \pm 7,0$  и профиль температуры атмосферы, который может быть получен с помощью отдельной ИНС по яркостной температуре каналов 52,8 — 54,64 ГГц.
- Применение каналов 18,7 (В), 23,8 (В), 31,5 (В), которые формируют дифференциальные весовые функции, совместно с каналами 183,31 ГГц и профилем температуры атмосферы существенно уменьшает ошибку восстановления профиля влажности на высотах от 1,5 до 4 км.
- Для восстановления профиля влажности атмосферы по данным МТВЗА-ГЯ «Метеор-М» № 2 был разработан двухэтапный нейросетевой алгоритм, состоящий из двух последовательно соединённых однослойных ИНС прямого распространения. Первая ИНС восстанавливает профиль температуры атмосферы, вторая — влажности. ИНС для профиля влажности содержит 12 нейронов в скрытом слое с сигмоидной передаточной функцией. Такой алгоритм позволяет восстанавливать профиль абсолютной влажности атмосферы по данным МТВЗА-ГЯ в

семи слоях с центрами от 0,6 до 8,6 км с относительной ошибкой от 5 до 45 %. Разработанный алгоритм позволил восстановить глобальные трёхмерные поля водяного пара в атмосферы Земли по данным МТВЗА-ГЯ «Метеор-М» № 2 за 1,5 года с 01.05.2015 по 24.10.2016.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В диссертационной работе проведено исследование и обоснование нового подхода для повышения точности восстановления вертикальных профилей влажности тропосферы по данным радиотепловых спутниковых измерений, а также проведена разработка алгоритмов восстановления глобальных трёхмерных полей водяного пара в атмосфере Земли.

Основные результаты представленной работы можно сформулировать следующим образом:

1. Анализ данных судовых радиозондовых измерений и результаты моделирования микроволнового излучения системы океан – атмосфера показали, что из-за сильного поглощения вблизи линии 183,31 ГГц радиометрические измерения на типичном наборе частот 165,5–183,31 ГГц слабо чувствительны к изменению профиля влажности тропосферы ниже 4 км, где сосредоточена большая часть водяного пара. Это позволяет сделать вывод, что необходим поиск новых методов радиотеплового зондирования из космоса, которые могли бы обеспечить повышение точности восстановления профиля водяного пара в слое 1–4 км.
2. Теоретически исследована возможность применения нового подхода дифференциальных радиотепловых измерений в полосе поглощения 22,235 ГГц для повышения точности восстановления профиля влажности в нижней тропосфере как при зондировании с поверхности Земли, так и из космоса. Подход заключается в вычитании сигналов близких пар частот вблизи линии 22,235 ГГц в результате чего формируются весовые функции влажности, имеющие высотную избирательность. При зондировании профиля влажности с поверхности Земли дифференциальные весовые функции в диапазоне частот 18–27 ГГц при разнице частот 1 ГГц имеют максимумы на высотах от 0 до 2,8 км и амплитуду порядка 2 К/км. При зондировании из космоса максимумы



дифференциальных весовых функций на частотах в диапазоне 18–27 ГГц располагаются на высотах от 0 до 3,5 км.

3. Проведён наземный эксперимент с использованием перестраиваемого радиометра 18–27,2 ГГц, который подтвердил возможности подхода дифференциальных радиотепловых измерений и показал, что с его помощью можно восстанавливать профили влажности тропосферы с высотным разрешением 1 км. В ходе эксперимента наилучшие результаты восстановления с корреляцией между истинным и восстановленным профилем порядка 0,9 были получены на высотах от 1,5 до 6,5 км. При этом хорошо восстанавливаются не только близкие к стандартным экспоненциальные профили, но и профили, имеющие инверсии.
4. Найдены оптимальные значения частот дополнительных радиотепловых каналов для измерения профиля влажности нижней тропосферы в ходе реализации КЭ «Конвергенция». Дополнительные каналы имеют вертикальную поляризацию и следующие частоты. 24 ГГц, 25,5 ГГц; 26,5 ГГц. Расчётные оценки показывают, что применение дополнительных каналов в полосе 22,235 ГГц совместно с каналами в области 183,31 ГГц в КЭ «Конвергенция» может существенно улучшить восстановление профиля влажности на высотах от 0 до 4,5 км. Так, степени свободы при добавлении этих каналов возрастают на 1,1 или на 35–69 %, что подтверждает их информативность. При этом погрешности восстановления профиля влажности на высотах 1–3 км уменьшаются на 50–10 %.
5. На основе результатов моделирования радиометрических сигналов разрабатываемого прибора МИРС КЭ «Конвергенция» был создан алгоритм восстановления глобальных трёхмерных полей водяного пара с использованием искусственных нейронных сетей (ИНС). Было показано, что в качестве входных данных для ИНС не достаточно использовать только яркостную температуру каналов в области 183,31 ГГц. Кроме

яркостной температуры, на вход ИНС необходимо подавать профиль температуры атмосферы.

Использование в качестве дополнительной входной информации для ИНС яркостной температуры дополнительных каналов МИРС КЭ «Конвергенция» в полосе 22,235 ГГц совместно с каналами 183,31 ГГц и профилем температуры позволяет существенно (на 15 %) уменьшить ошибку восстановления профиля влажности атмосферы на высотах от 1 до 4,5 км. В результате было показано, что в ходе КЭ «Конвергенция» с помощью ИНС можно восстанавливать профиль влажности атмосферы с относительной ошибкой мене 32 % на высотах от 0 до 10 км. Для этого используется однослойная ИНС прямого распространения со 100 нейронами в скрытом слое, имеющими сигмоидную передаточную функцию.

6. Разработанный для КЭ «Конвергенция» подход, использующий ИНС, был применён для восстановления глобальных трёхмерных полей водяного пара на основе данных реального спутникового радиотеплового комплекса МТВЗА-ГЯ «Метеор-М» № 2. Было показано, что радиометрические каналы МТВЗА-ГЯ 18,7 (В), 23,8 (В), 31,5 (В) позволяют получить две дифференциальные весовые функции, и их использование повышает точность восстановления профиля влажности на высотах 1,5–4,5 км. Для восстановления профиля влажности тропосферы по данным МТВЗА-ГЯ «Метеор-М» № 2 был разработан двухэтапный нейросетевой алгоритм, состоящий из двух последовательно соединённых однослойных ИНС прямого распространения. Первая ИНС восстанавливает профиль температуры атмосферы, вторая — влажности. ИНС для профиля влажности содержит 12 нейронов в скрытом слое с сигмоидной передаточной функцией. Такой алгоритм позволяет восстанавливать профиль абсолютной влажности атмосферы по данным МТВЗА-ГЯ в семи слоях с центрами от 0,6 до 8,6 км с относительной ошибкой от 5 до 45 %.

Разработанный алгоритм позволил восстановить глобальные трёхмерные поля водяного пара в атмосферы Земли по данным МТВЗА-ГЯ «Метеор-М» № 2 за 1,5 года с 01.05.2015 по 24.10.2016.

**СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

[Башаринов и др., 1974] Башаринов А.Е., Гурвич А.С., Егоров С.Т. Радиоизлучение Земли как планеты. М.: Наука, 1974. 188 с.

[Болдырев и др., 2008] Болдырев В.В., Горобец Н.Н., Ильгасов П.А., Никитин О.В., Панцов В.Ю., Прохоров Ю.Н., Стрельников Н.И., Стрельцов А.М., Черный И.В., Чернявский Г.М., Яковлев В.В. Спутниковый микроволновый сканер/зондировщик МТВЗА-ГЯ // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2008. Вып. 5. Т. 1. С. 243–248.

[Гурвич, Кутуза, 2010] Гурвич А.С., Кутуза Б.Г. «Космос-243» — первый в мире эксперимент по исследованию земли из космоса радиофизическими методами // Исслед. Земли из космоса. 2010. № 2. С. 14–25.

[Ермаков, 2017а] Ермаков Д.М. Анализ трехмерной структуры поля влагосодержания атмосферы как задача технического зрения // Тез. докл. 15-й Всероссийской открытой конф. «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». 13–17 нояб. 2017, ИКИ РАН, Москва. 2017. С. 458.

[Ермаков, 2017б] Ермаков Д.М., Шарков Е.А., Чернушич А.П. Циркуляция скрытого тепла в атмосфере Земли: анализ 15 лет радиотепловых спутниковых измерений // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2017. Т. 14. № 6. С. 9–27.

[Ермаков и др., 2007] Ермаков Д.М., Раев М.Д., Суслов А.И., Шарков Е.А. Электронная база многолетних данных глобального радиотеплового поля Земли в контексте многомасштабного исследования системы океан – атмосфера // Исслед. Земли из космоса. 2007. № 1. С. 7–13.

[Ермаков и др., 2012а] Ермаков Д.М., Чернушич А.П., Шарков Е.А., Покровская И.В. Поиск источника энергии при интенсификации ТЦ Katrina по данным микроволнового спутникового зондирования // Исслед. Земли из космоса. 2012. № 4. С. 47–56.

[Ермаков и др., 2012б] Ермаков Д.М., Чернушич А.П., Шарков Е.А. Детализация фаз развития ТЦ Katrina по интерполированным глобальным полям

водяного пара // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Т. 9. № 2. С. 207–213.

[Ермаков и др., 2016] Ермаков Д.М., Шарков Е.А., Чернушич А.П. Спутниковое радиотепловидение на синоптических и климатически значимых масштабах // Исслед. Земли из космоса. 2016. № 5. С. 3–9.

[Зражевский, 1976] Зражевский А.Ю. Методика расчёта поглощения в атмосферных парах воды в миллиметровом и субмиллиметровом диапазонах // Радиотехника и электроника. 1976. Т. 21. № 5. С. 951–957.

[Круглов, Борисов, 2002] Круглов В.В., Борисов В.В. Искусственные нейронные сети. Теория и практика. М.: Горячая линия-Телеком, 2002. 382 с.

[Кузьмин и др., 2009] Кузьмин А.В., Горячкин Ю.А., Ермаков Д.М., Ермаков С.А., Комарова Н.Ю., Кузнецов А.С., Репина И.А., Садовский И.Н., Смирнов М.Т., Шарков Е.А., Чухарев А.М. Морская гидрофизическая платформа «Кацивели» как подспутниковый полигон на Черном море // Исслед. Земли из космоса. 2009. № 1. С. 31–44.

[Кутуза и др., 2016] Кутуза Б.Г., Данилычев М.В., Яковлев О.И. Спутниковый мониторинг Земли: Микроволновая радиометрия атмосферы и поверхности. М.: ЛЕНАНД, 2016. 336 с.

[Образцов, Щукин, 2002] Образцов С.П., Щукин Г.Г. Теоретические исследования информативности данных наблюдений СВЧ-радиометрического комплекса МТВЗА ИСЗ «Метеор-3М» // Тр. НИЦДЗА (филиал ГГО). 2002. Вып. 4 (552), С. 3–13.

[Пашинов, 2018] Пашинов Е.В. Восстановление интегрального паросодержания атмосферы по данным прибора МТВЗА-ГЯ («Метеор-М» № 2) над поверхностью океана // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2018. Т. 15. № 4. С. 225–235.

[Пашинов, 2019] Пашинов Е.В. Космический эксперимент «Конвергенция»: восстановление профиля водяного пара атмосферы с помощью искусственных нейронных сетей // Исслед. Земли из космоса. 2019. № 6. С. 28–40.

[Поляков и др., 2014] Поляков А.В., Тимофеев Ю.М., Виролайнен Я.А. Применение искусственных нейронных сетей в температурно-влажностном зондировании атмосферы // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 50. № 3. С. 373–380.

[Рекомендация МСЭ-R P.835-4] Рекомендация МСЭ-R P.835-4: Эталонные стандарты атмосферы. 1992-1994-1997-1999-2005. 10 с.

[Руткевич, Шарков, 2005] Руткевич П.Б., Шарков Е.А. Новый механизм генерации атмосферных катастроф: возможности дистанционных методов // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2005. Т. 2. С. 42–48.

[Садовский и др., 2014] Садовский И.Н., Шарков Е.А., Кузьмин А.В., Пашинов Е.В., Сазонов Д.С. Обзор моделей комплексной диэлектрической проницаемости водной среды, применяемых в практике дистанционного зондирования // Исслед. Земли из космоса. 2014. № 6. С. 79–93.

[Садовский и др., 2016] Садовский И.Н., Кузьмин А.В., Поспелов М.Н., Сазонов Д.С., Пашинов Е.В. Экспериментальные исследования коротковолновой части спектра ветровых волн. Предварительный анализ результатов дистанционных радиометрических измерений // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13. № 5. С. 55–67.

[Сёмин и др., 2011] Сёмин А.Г., Кузьмин А.В., Хапин Ю.Б., Шарков Е.А. Исследования радиояркостной температуры атмосферы тропиков в линии 183 и 325 ГГц // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т. 8. № 4. С. 66–75.

[Смирнов и др., 2017] Смирнов М.Т., Саворский В.П., Маречек С.В., Турыгин С.Ю. Спектральные измерения нисходящего радиотеплового излучения атмосферы в диапазоне 18–27 ГГц // 7-е Всероссийские Армандовские Чтения. Современные проблемы дистанционного зондирования, радиолокации, распространения и дифракции волн: материалы Всероссийской научной конф. 2017. С. 175–179.

[Стерлядкин, Шарков, 2014] Стерлядкин В.В., Шарков Е.А. Дифференциальные радиотепловые методы определения вертикального профиля водяного пара в тропосфере и стратосфере Земли // Исслед. Земли из космоса. 2014. № 5. С. 15–28.

[Стерлядкин и др., 2017а] Стерлядкин В.В., Пашинов Е.В., Кузьмин А.В., Шарков Е.А. Влияние подстилающей поверхности на точность дифференциальных радиометрических измерений профиля водяного пара в нижней тропосфере со спутников // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2017. Т. 14. № 5. С. 268–277.

[Стерлядкин и др., 2017б] Стерлядкин В.В., Пашинов Е.В., Кузьмин А.В., Шарков Е.А. Дифференциальные радиотепловые методы восстановления профиля влажности атмосферы с борта космических аппаратов // Исслед. Земли из космоса. 2017. № 2. С. 64–76.

[Тихонов, Арсенин, 1974] Тихонов А.Н., Арсенин В.Я. Методы решения некорректных задач. М.: Наука, 1974. 224 с.

[Третьяков, 2016] Третьяков М.Ю. Спектроскопические аспекты радиометрии влажности атмосферного воздуха. Ч. I: Основы моделирования атмосферного поглощения // Исслед. Земли из космоса. 2016. № 6. С. 82–90.

[Третьяков, 2017] Третьяков М.Ю. Спектроскопические аспекты радиометрии влажности атмосферного воздуха. Ч. II: Параметры, необходимые для моделирования поглощения излучения в водяном паре. // Исслед. Земли из космоса. 2017. № 1. С. 69–93.

[Успенский и др., 2016] Успенский А.Б., Асмус В.В., Козлов А.А., Крамчанинова Е.К., Стрельцов А.М., Чернявский Г.М., Черный И.В. Абсолютная калибровка каналов атмосферного зондирования спутникового микроволнового радиометра МТВЗА-ГЯ // Исслед. Земли из космоса. 2016. № 5. С. 57–70.

[Хайкин, 2016] Хайкин С. Нейронные сети. Полный курс. М.: ООО «И.Д. Вильямс», 2016. 1104 с.

[Черный и др., 2003] Черный И.В., Чернявский Г.М., Успенский А.Б., Пегасов В.М. СВЧ-радиометр МТВЗА спутника «Метеор-3М» № 1:

предварительные результаты летных испытаний // Исслед. Земли из космоса, 2003. № 6. С. 1–15.

[Шарков, 2010] Шарков Е.А. Дистанционные исследования атмосферных катастроф // Исслед. Земли из космоса. 2010. № 1. С. 52–68.

[Шарков, 2014] Шарков Е.А. Радиотепловое дистанционное зондирование Земли: физические основы. Т. 1 М.: ИКИ РАН, 2014. 544 с.

[Шарков и др., 2008] Шарков Е.А., Ким Г.А., Покровская И.В. Эволюция тропического циклона Goni и его связь с полем интегрального водяного пара в экваториальной области // Исслед. Земли из космоса. 2008. № 6. С. 25–30.

[Шарков и др., 2011а] Шарков Е.А., Ким Г.А., Покровская И.В. Эволюция тропического циклона Hondo в поле экваториального водяного пара с использованием мультиспектрального подхода // Исслед. Земли из космоса. 2011. № 1. С. 22–29.

[Шарков и др., 2011б] Шарков Е.А., Ким Г.А., Покровская И.В. Энергетические особенности множественного тропического циклогенеза по мультиспектральным спутниковым наблюдениям // Исслед. Земли из космоса. 2011. № 2. С. 18–25.

[Шарков и др., 2011в] Шарков Е.А., Шрамков Я.Н., Покровская И.В. Особенности экваториального поля водяного пара при эволюции тропического циклона (ТЦ) на примере ТЦ Francisco (2001) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т. 8. № 3. С. 310–316.

[Шарков и др., 2011г] Шарков Е.А., Шрамков Я.Н., Покровская И.В. Критический параметр генезиса тропических циклонов в глобальном поле интегрального водяного пара // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т. 8. № 1. С. 280–286.

[Шарков и др., 2012] Шарков Е.А., Шрамков Я.Н., Покровская И.В. Повышенное содержание водяного пара в атмосфере тропических широт как необходимое условие генезиса тропических циклонов // Исслед. Земли из космоса. 2012. № 2. С. 73–82.



[Шарков и др., 2018] Шарков Е.А., Кузьмин А.В., Веденькин Н.Н., Jeong S., Ермаков Д.М., Квитка В.Е., Козлова Т.О., Комарова Н.Ю., Минаев П.Ю., Park П.Н., Пашинов Е.В., Позаненко А.С., Прасолов В.О., Садовский И.Н., Сазонов Д.С., Стерлядкин В.В., Хапин Ю.Б., Hong G., Черненко А.М. Космический эксперимент «Конвергенция»: научные задачи, бортовая аппаратура, методики решения обратных задач // Исслед. Земли из космоса. 2018. № 4. С. 71–96.

[Becker, Autler, 1946] Becker G.E., Autler S.H. Water vapor absorption of electromagnetic radiation in the centimeter wave-length range // Phys. Rev. 1946. V. 70. No. 5/6. P. 300–307.

[Blackwell, 2005] Blackwell W.J. A neural-network technique for the retrieval of atmospheric temperature and moisture profiles from high spectral resolution sounding data // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 2005. V. 43. No. 11. P. 2535–2546.

[Blankenship et al., 2000] Blankenship C.B., Al-Khalaf A., Wilheit T.T. Retrieval of Water Vapor Profiles Using SSM/T-2 and SSM/I Data // J. Atmos. Sci. 2000. V. 57. P. 939–955.

[Bommarito, 1993] Bommarito J.J. DMSP Special Sensor Microwave Imager Sounder (SSMIS) // Proc. SPIE. 1993. V. 1935. P. 230–238.

[Bormann et al., 2013] Bormann N., Fouilloux A., Bell W. Evaluation and assimilation of ATMS data in the ECMWF system // J. Geophys. Res. Atmos. 2013. V. 118. P. 12970–12980.

[Boukabara et al., 2011] Boukabara S.A., Garrett K., Chen W. C. MiRS: An all-weather 1DVAR satellite data assimilation and retrieval system // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 2011. V. 49. P. 3249–3272.

[Brogniez et al., 2013] Brogniez H., Kirstetter P.E., Eymard L. Expected improvements in the atmospheric humidity profile retrieval using the Megha-Tropiques microwave payload // Q. J. R. Meteorol. Soc. 2013. V. 139. P. 842–851.

[Chahine, 1992] Chahine M.T. The hydrological cycle and its influence on the climate // Nature. 1992. V. 359. P. 373–380.

[Clatchey et al., 1972] Clatchey R.A., Fenn R.W., Selby J.E.A., Garing J.S., Volz F.E. Optical properties of the atmosphere. 3<sup>rd</sup> ed. // AFCRL-72-0497. 1972. 108 p.

[Climate change, 2014] Climate change 2014: Synthesis report (IPCC). 2015. URL: <https://www.ipcc.ch/report/ar5/syr/> (дата обращения: 08.05.2021).

[Dee et al., 2011] Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U., Balmaseda M.A., Balsamo G., Bauer P., Bechtold P., Beljaars A.C.M., Berg L., Bidlot J., Bormann N., Delsol C., Dragani R., Fuentes M., Geer A.J., Haimberger L., Healy S.B., Hersbach H., Hólm E.V., Isaksen L., Kallberg P., Köhler M., Matricardi M., McNally A.P., Monge-Sanz B.M., Morcrette J.J., Park B.K., Peubey C., Rosnay P., Tavolato C., Thépaut J.-N., Vitart F. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system // Q. J. R. Meteorol. Soc. 2011. No. 137. P. 553–597.

[Defer et al., 2014] Defer E., Galligani V.S., Prigent C., Jimenez C. First observations of polarized scattering over ice clouds at close-to-millimeter wavelengths (157 GHz) with MADRAS on board the Megha-Tropiques mission // J. Geophys. Res. Atmos. 2014. P. 12301–12316

[Deuber et al., 2005] Deuber B., Haefele A., Feist D.G., Martin L., Kampfer N., Nedoluha G.E., Yushkov V., Khaykin S., Kivi R., Vomel H. Middle Atmospheric Water Vapour Radiometer (MIAWARA): Validation and first results of the LAPBIAT Upper Tropospheric Lower Stratospheric Water Vapour Validation Project (LAUTLOS-WAVVAP) campaign // J. Geophys. Res. 2005. V. 110. D13306. 10 p.

[Dong, Yang, 2009] Dong C., Yang J. An overview of a new Chinese weather satellite FY-3A // Bull. Amer. Meteorol. Soc. 2009. V. 90. No. 10. P. 153121544.

[Durre et al., 2006] Durre I., Vose R.S., Wuertz D.B. Overview of the Integrated Global Radiosonde Archive // J. Climate. 2006. V. 19. P. 53268.

[Eymard et al., 2002] Eymard L., Gheudin M., Laborie P., Sirou F., Le Gac C., Vinson J.-P. The SAPHIR humidity sounder // Notes Act. Instrum. de l'IPSL 24. 2002.

[Gagliano, McCheehey, 1981] Gagliano J.A., McCheehey J.J. Advance microwave moisture sounder (AMMS) for WB-57F CCOPE missionЖ Tech Rep. for Project A-294. Georgia Inst. of Technology, 1981. 40 p.

[Gangwar, Gohil, 2014] Gangwar R.K., Gohil B.S. Retrieval of Layer Averaged Relative Humidity Profiles from MHS Observations over Tropical Region // Intern. J. Atmospheric Sciences. 2014. V. 2014. Art. ID 645970. 10 p.

[Gangwar et al., 2014] Gangwar R.K., Gohil B.S., Mathur A.K. Retrieval of Layer Averaged Relative Humidity Profiles from MHS Observations over Tropical Region // Intern. J. Atmospheric Sciences. 2014. V. 2014. Art. ID 645970. 10 p.

[Garand et al., 2001] Garand L., Turner D.S., Larocque M., Bates J., Boukabara S., Brunel P., Chevallier F., Deblonde G., Engelen R., Hollingshead M., Jackson D., Jedlovec G., Joiner J., Kleespies T., McKague D.S., McMillin L., Moncet J.L., Pardo J.R., Rayer P.J., Salathe E., Saunders R., Scott N.A., Van Delst P., Woolf H. Radiance and Jacobian intercomparison of radiative transfer models applied to HIRS and AMSU channels // J. Geophys. Res. 2001. V. 106. No. D20. P. 24,017–24,031.

[Gohil, Mathur, 2006] Gohil B.S., Mathur A.K. Atmospheric humidity profile retrieval algorithms for Megha-Tropiques SAPHIR: a simulation study and analysis of AMSU-B data // Remote Sensing of the Atmosphere and Clouds. Proc. SPIE. 2006. V. 6408. P. 640803-1–640803-9.

[Gordon et al. 2017] Gordon I.E., Rothman L.S., Hill C., Kochanov R.V., Tan Y., Bernath P.F., Birk M., Boudon V., Campargue A., Chance K.V., Drouin B.J., Flaud J.M., Gamache R.R., Hodges J.T., Jacquemart D., Perevalov V.I., Perrin A., Shine K.P., Smith M.-A.H., Tennyson J., Toon G.C., Tran H., Tyuterev V.G., Barbe A., Császár A.G., Devi V. M., Furtenbacher T., Harrison J.J., Hartmann J.-M., Jolly A., Johnson T.J., Karman T., Kleiner I., Kyuberis A.A., Loos J., Lyulin O.M., Massie S.T., Mikhailenko S.N., Moazzen-Ahmadi N., Müller H.S.P., Naumenko O.V., Nikitin A.V., Polyansky O.L., Rey M., Rotger M., Sharpe S.W., Sung K., Starikova E., Tashkun S.A., Vander Auwera J., Wagner G., Wilzewski J., Wcisło P., Yu S., Zak E.J. The

HITRAN2016 molecular spectroscopic database // *J. Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*. 2017. HITRAN-2016 Special Iss. P. 3–69.

[Hersbach et al., 2019] Hersbach H., Bell W., Berrisford P., Horányi A.J.M-S., Nicolas J., Radu R., Schepers D., Simmons A., Soci C., Dee D. Global reanalysis: goodbye ERA-Interim, hello ERA5 // *ECMWF Newsletter*. 2019. V. 159. P. 17–24.

[Hilliard et al., 2015] Hilliard L., Racette P., Blackwell W., Galbraith C., Thompson E. Hyperspectral microwave atmospheric sounder (HyMAS) — New capability in the CoSMIR/CoSSIR scanhead // *2015 IEEE Aerospace Conf.* 2015. 8 p.

[Kadygrov, 2006] Kadygrov E.N. Operational aspects of different ground-based remote sensing observing techniques for vertical profiling of temperature, wind, humidity and cloud structure: a review / *World Meteorological Organization: Instruments and observing methods*. 2006. Report No. 89. 24 p.

[Lambrigtsen et al., 2005] Lambrigtsen B.H., Brown S.T., Dinardo S.J. Progress in developing GeoSTAR: A microwave sounder for GOES-R // *Proc. Earth Observing Systems X*. San Diego, CA, USA: SPIE, 2005. P. 5882:58820L.

[Liebe, 1989] Liebe H.J. MPM — an atmospheric millimeter-wave propagation model // *Intern. J. Infrared, Millimeter, and Terahertz Waves*. 1989. V. 10. No. 6. P. 631–650.

[Lipton, 2003] Lipton A.E. Satellite Sounding Channel Optimization in the Microwave Spectrum // *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*. 2003. V. 41. No. 4. P. 761–781.

[Mathur et al., 2013] Mathur A.K., Gangwar R.K., Gohil B.S., Sanjib K. Deb, Prashant Kumar, Munn V. Shukla, Simon B., Pal P.K. Humidity profile retrieval from SAPHIR on-board the Megha-Tropiques // *Current Science*. 2013. V. 104. No. 12. P. 1650–1655.

[Meissner, Wentz, 2012] Meissner T., Wentz F.J. The emissivity of the ocean surface between 6 and 90 GHz over a large range of wind speeds and earth incidence angles, // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 2012. V. 50. No. 8. P. 3004–3026.

[Miloshevich et al., 2006] Miloshevich L.M., Holger V., Whiteman D.N., Lesht B.M., Schmidlin F.J., Russo F. Absolute accuracy of water vapor measurements

from six operational radiosonde types launched during AWEX-G and implications for AIRS validation // *J. Geophys. Res.* 2006. D09S10.

[Paola et al., 2018] Paola F.D., Ricciardelli E., Cimini D., Cersosimo A., Paola A.D., Gallucci D., Gentile S., Geraldi E., Larosa S., Nilo S.T., Ripepi E., Romano F., Sano P., Viggiano M. MiRTaW: An Algorithm for Atmospheric Temperature and Water Vapor Profile Estimation from ATMS Measurements Using a Random Forests Technique // *Remote Sensing*. 2018. V. 10. P. 1398.1–1398.27.

[Rodgers, 2000] Rodgers C.D. Inverse methods for atmospheric sounding: Theory and practice. Singapore: World Scientific Publishing Co. Pte. Ltd., 2000. 255 p.

[Rose, Czekala, 2011] Rose Th., Czekala H. RPG-HATPRO, RPG-TEMPRO, RPG-HUMPRO, RPG-LHUMPRO, RPG-LHATPRO (Humidity/Temperature/LWC Profilers), RPG-LWP, RPG-LWP-U90, RPG-150-90 RPG-DP150-90, RPG-15-90, RPG-36-90 (LWP and IWV Radiometers): Operating Manual Version 8.17. Radiometer Physics GmbH. Meckenheim, Germany. 2011. 249 p.

[Rosenkranz, 1998] Rosenkranz P.W. Water vapor microwave continuum absorption: A comparison of measurements and models // *Radio Sci.* 1998. V. 33. P. 919–928.

[Rosenkranz, 2001] Rosenkranz P.W. Retrieval of temperature and moisture profiles from AMSU-A and AMSU-B measurements // *IEEE T. Geosci. Remote.* 2001. V. 39. P. 2429–2435.

[Rosenkranz et al., 1982] Rosenkranz P.W., Komichak M.J., Staelin D.H. A method for estimation for atmospheric water vapor profiles by microwave radiometry // *J. Appl. Meteor.* 1982. V. 21. P. 1364-1370.

[Ruprecht, 1996] Ruprecht E. Atmospheric water vapor and cloud water: an overview // *Advances in Space Research*. 1996. V. 18. No. 7. P. 5–16.

[Saunders et al., 1994] Saunders R.W., English S.J., Jones D.C. AMSU-B: a new tool for atmospheric research // *Proc. SPIE 2313. Microwave Instrumentation and Satellite Photogrammetry for Remote Sensing of the Earth*. 1994. P. 98–107.

[Sharkov, 1998] Sharkov E.A. Remote sensing of tropical regions. Chichester; N.Y. etc.: John Wiley and Sons/PRAXIS, 1998. 310 p.

[Sharkov, 2000] Sharkov E.A. Global Tropical Cyclogenesis. Springer/PRAXIS. Berlin; Heidelberg; L.; N.Y. etc., 2000. 361 p.

[Sharkov, 2012] Sharkov E.A. Global Tropical Cyclogenesis. 2<sup>nd</sup> ed. Berlin; Heidelberg; L.; N.Y. etc.: Springer/PRAXIS, 2012. 650 p.

[Shraerer, Wilheit, 1979] Shraerer G., Wilheit T.T. A passive microwave technique for profiling of atmospheric water vapor // Radio Sci. 1979. No. 14. P. 371–375.

[Sivira et al., 2015] Sivira R.G., Brogniez H., Mallet C., Oussar Y. A layer-averaged relative humidity profile retrieval for microwave observations: design and results for the Megha-Tropiques payload // Atmos. Meas. Tech. 2015. No. 8. P. 1055–1071.

[Sterlyadkin et al., 2017] Sterlyadkin V.V., Pashinov E.V., Kuzmin A.V., Sharkov E.A. Differential Radiothermal Methods for Satellite Retrieval of Atmospheric Humidity Profile // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2017. V. 53. No. 9. P. 979–990.

[Vaisala..., 2013] Vaisala Radiosonde RS92 // 8<sup>th</sup> WMO Intercomparison of High Quality Radiosonde Systems. 13 July – 1 Aug. 2010, Yangjiang, China. Vaisala White Paper, 2013. 17 p.

[Van Vleck, Weisskopf, 1945] Van Vleck J.H., Weisskopf V.F. On the Shape of Collisionbroadened lines // Rev. Mod. Phys. 1945. V. 17. No. 2–3. P. 227–236.

[Vigasin, 1991] Vigasin A.A. Bound, metastable and free states of bimolecular complexes // Infrared Physics. 1991. V. 32. P. 461–470.

[Wang, Chang, 1990] Wang J.R., Chang A.L. Retrieval of water vapor profiles from microwave radiometric measurements near 90 and 183 GHz // J. Appl. Meteor. 1990. V. 29. P. 1005–1013.

[Wang et al., 1983] Wang J.R., King J.L., Wilheit T.T., Szejwach G., Gesell L.H., Nieman R.A., Niver D.S., Krupp B.M., Gagliano J.A., Profiling atmospheric water vapor by microwave radiometry // J. Appl. Meteor. 1983. V. 22. P. 779–788.

[Waters et al., 1975] Waters J.W., Kunzi K.F., Pettyjohn R.L., Poon R.K., Staelin, D.H. Remote sensing of atmospheric temperature profiles with the Nimbus 5 microwave spectrometer // *J. Atmos. Sci.* 1975. V. 32. P. 1953–1969.

[Weng, Grody, 1994] Weng F., Grody N. C. Retrieval of cloud liquid water using the special sensor microwave imager (SSM/I) // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99. No. D12. P. 25,535–25,551.

[Weng, Zou, 2012] Weng F., Zou X. Introduction to Suomi national polar-orbiting partnership advanced technology microwave sounder for numerical weather prediction and tropical cyclone applications // *J. Geophys. Res.* 2012. V. 117. P. 2156–2202.

[Weng, Zou, 2013] Weng F., Zou X., Ninghai Sun, Hu Yang, Miao Tian, Blackwell W.J., Xiang Wang, Lin Lin, Anderson K. Calibration of Suomi national polar-orbiting partnership advanced technology microwave sounder // *J. Geophys. Res.* 2013. V. 118. P. 11,187–11,200.

[Wilheit et al., 1982] Wilheit T.T., Chang A.T.C., King J.L., Rodgers E.B., Nieman R.A., Krupp B.M., Milman A.S., Stratigos J.S., Siddalingaiah H. Microwave radiometric observations near 19.35, 92 and 183 GHz of precipitation in Tropical Storm Cora // *J. Appl. Meteor.* 1982. V. 21. P. 1137–1145.

**ПРИЛОЖЕНИЕ 1. Кадры анимированных полей абсолютной влажности на различных уровнях тропосферы, восстановленных по данным МТВЗА-ГЯ «Метеор-М» № 2**

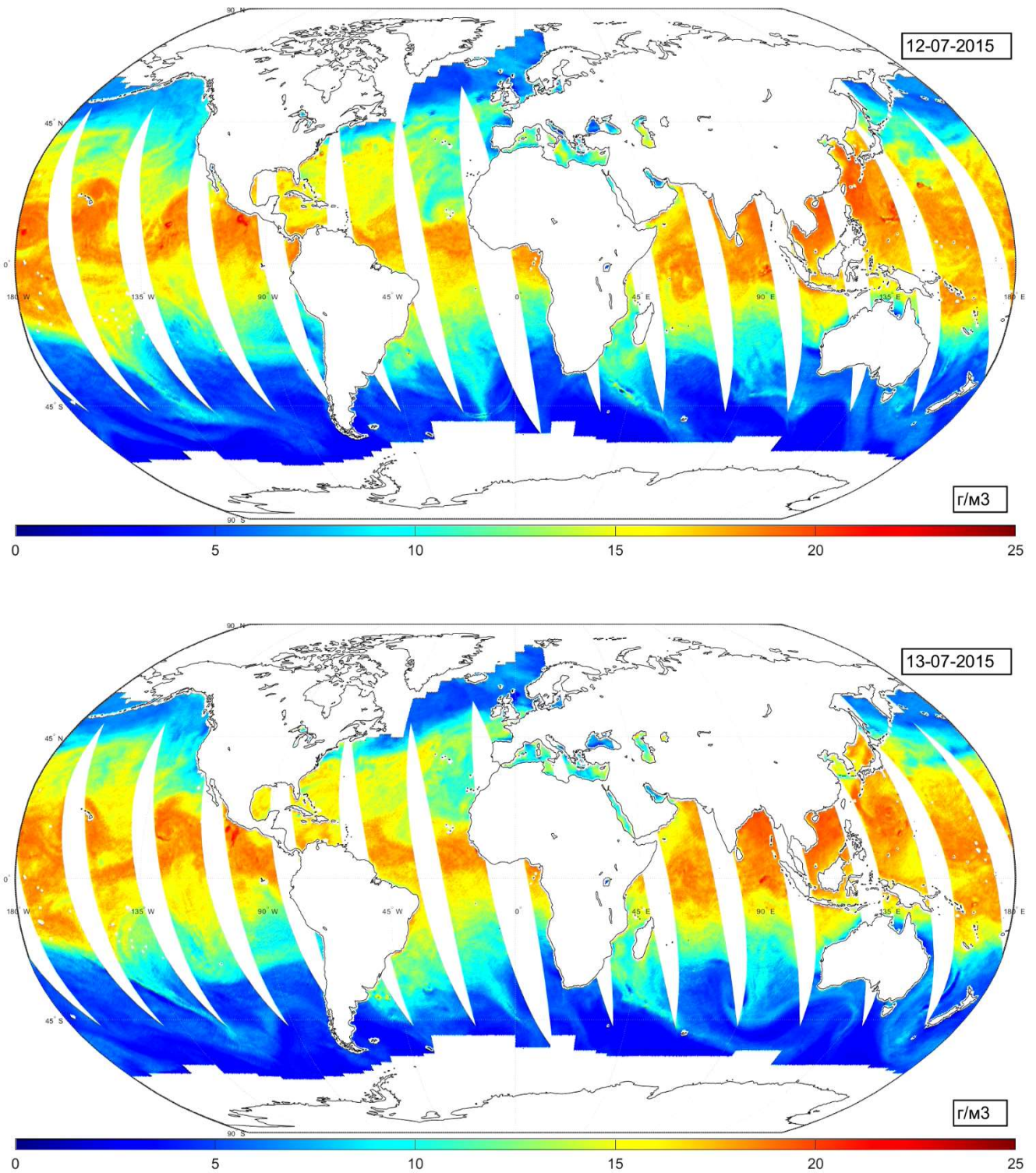


Рисунок П.1 — Поля усреднённого значения абсолютной влажности тропосферы на уровне 1000 — 900 мбар 12 и 13 июля 2015 г.



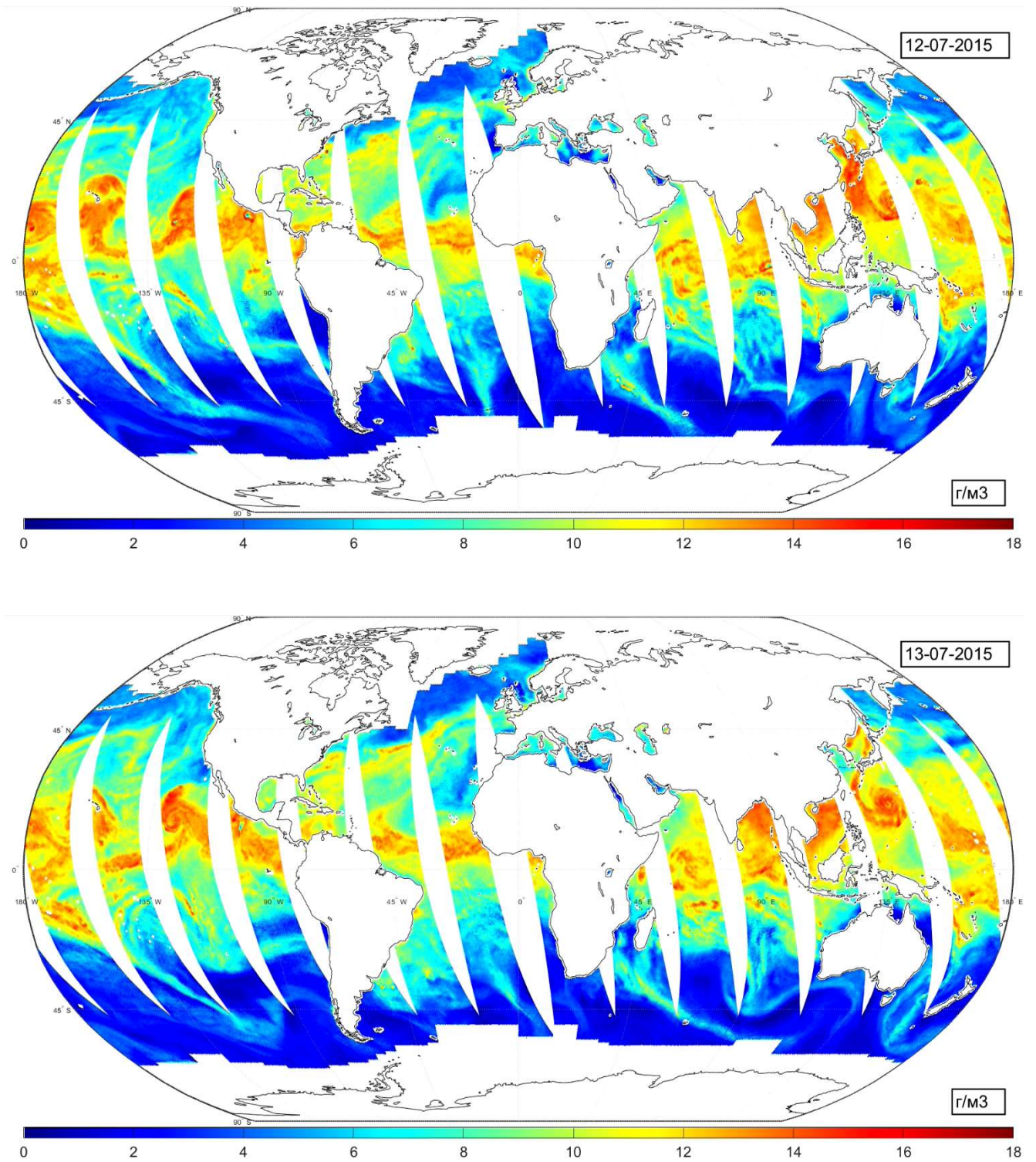


Рисунок П.2 — Поля усреднённого значения абсолютной влажности тропосферы на уровне 900 — 800 мбар 12 и 13 июля 2015 г.



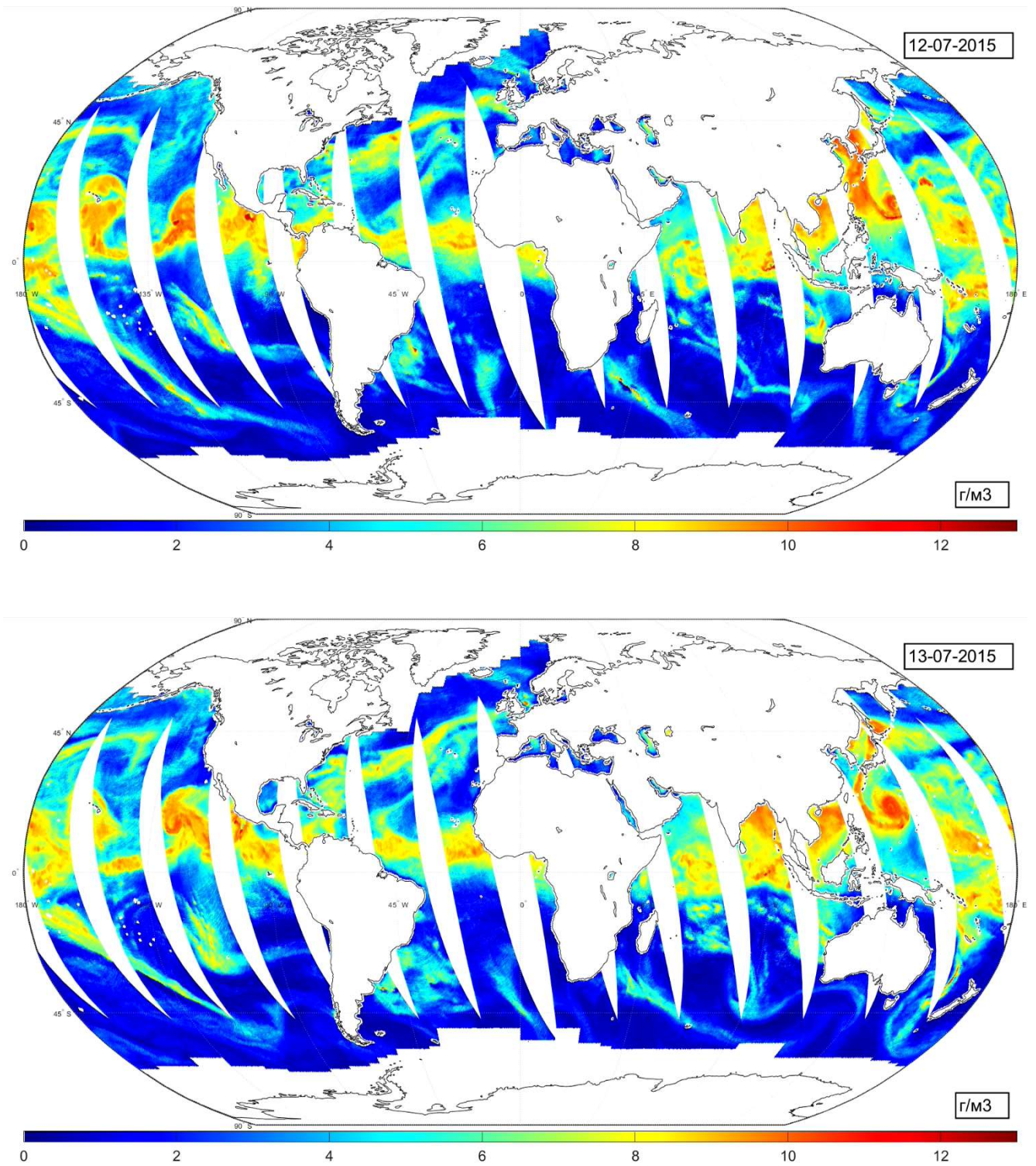


Рисунок П.3 — Поля усреднённого значения абсолютной влажности тропосферы на уровне 800 — 700 мбар 12 и 13 июля 2015 г.



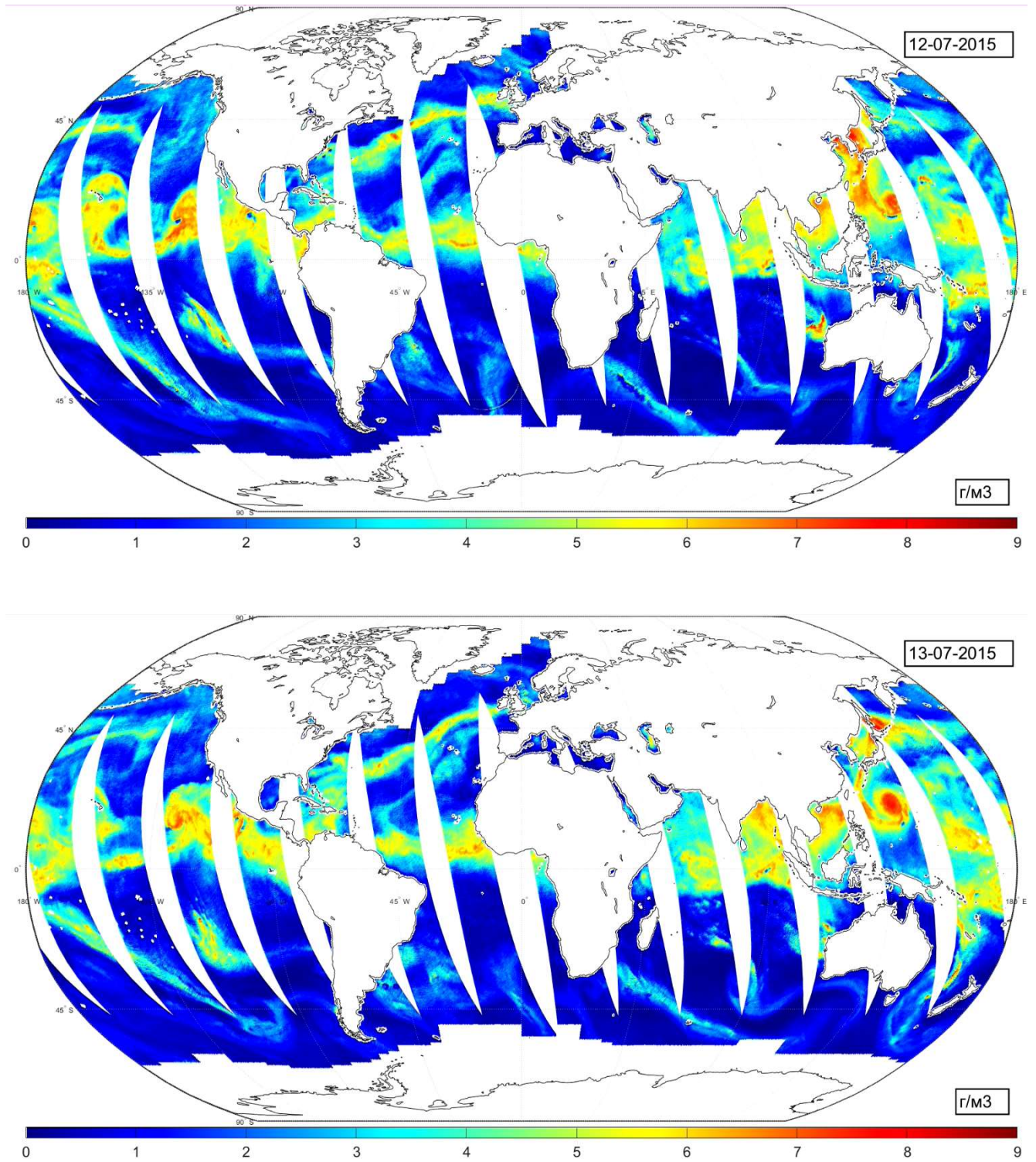


Рисунок П.4 — Поля усреднённого значения абсолютной влажности тропосферы на уровне 700 — 600 мбар 12 и 13 июля 2015 г.



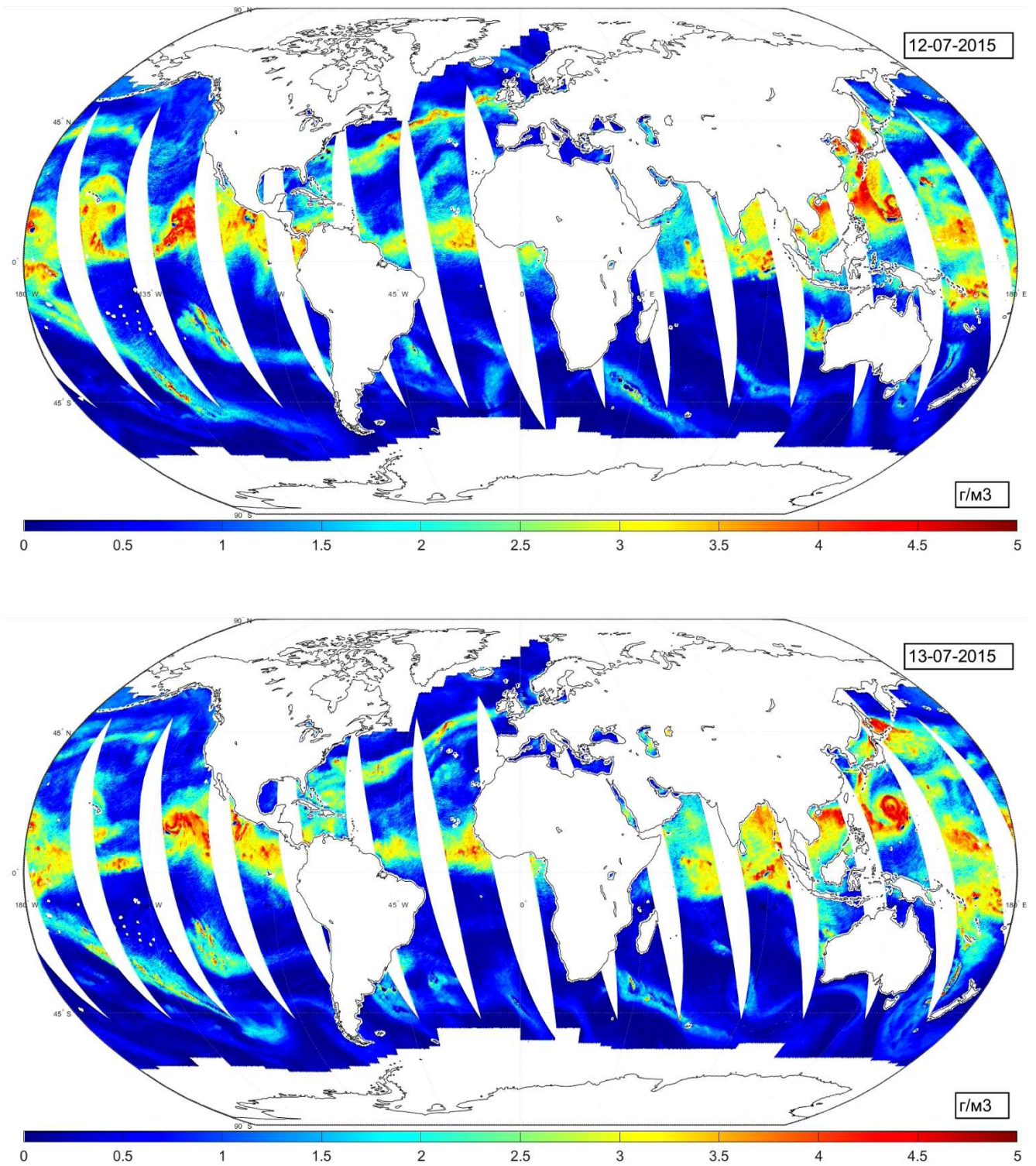


Рисунок П.5 — Поля усреднённого значения абсолютной влажности тропосферы на уровне 600 — 500 мбар 12 и 13 июля 2015 г.



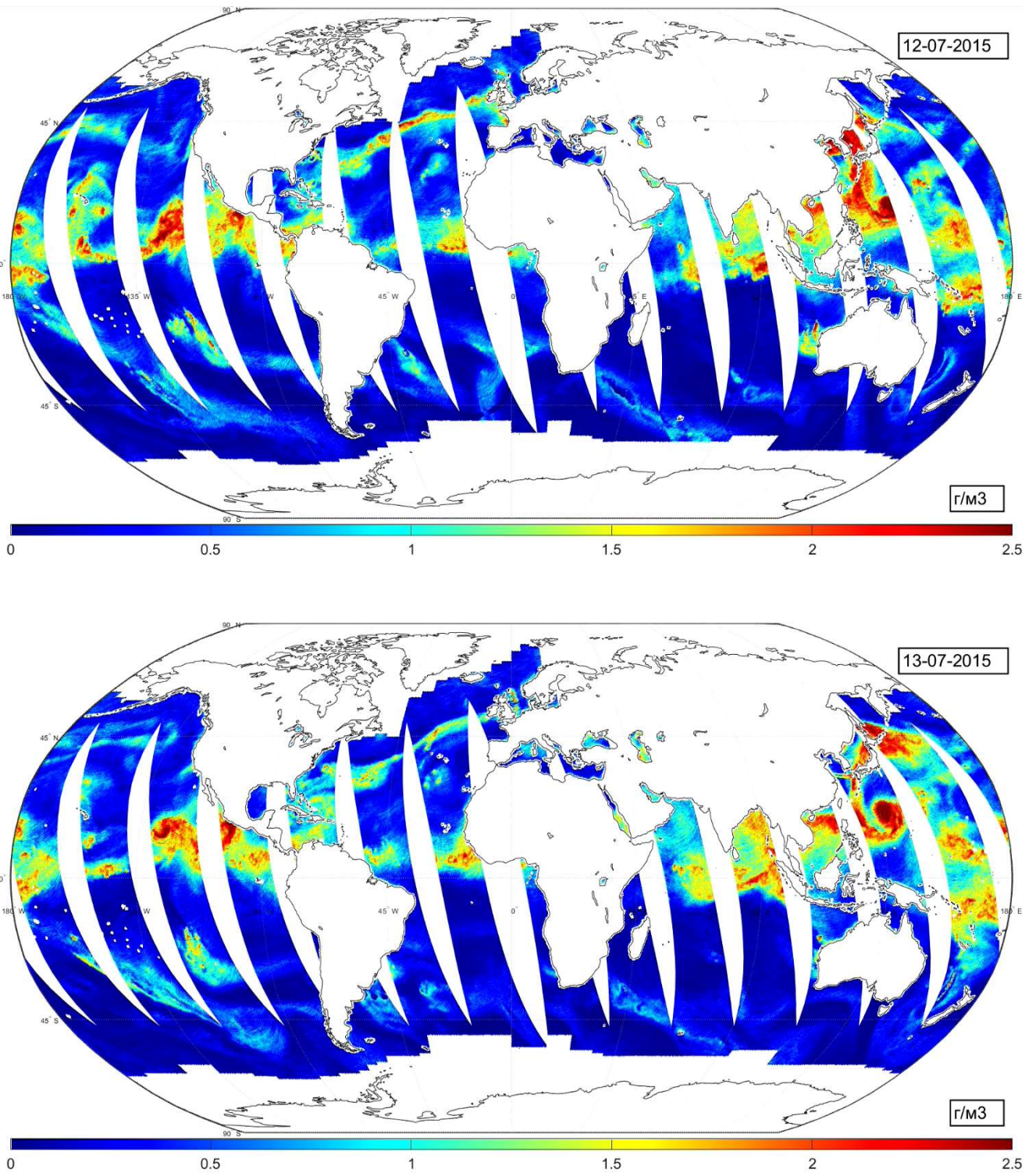


Рисунок П.6 — Поля усреднённого значения абсолютной влажности тропосферы на уровне 500 — 400 мбар 12 и 13 июля 2015 г.



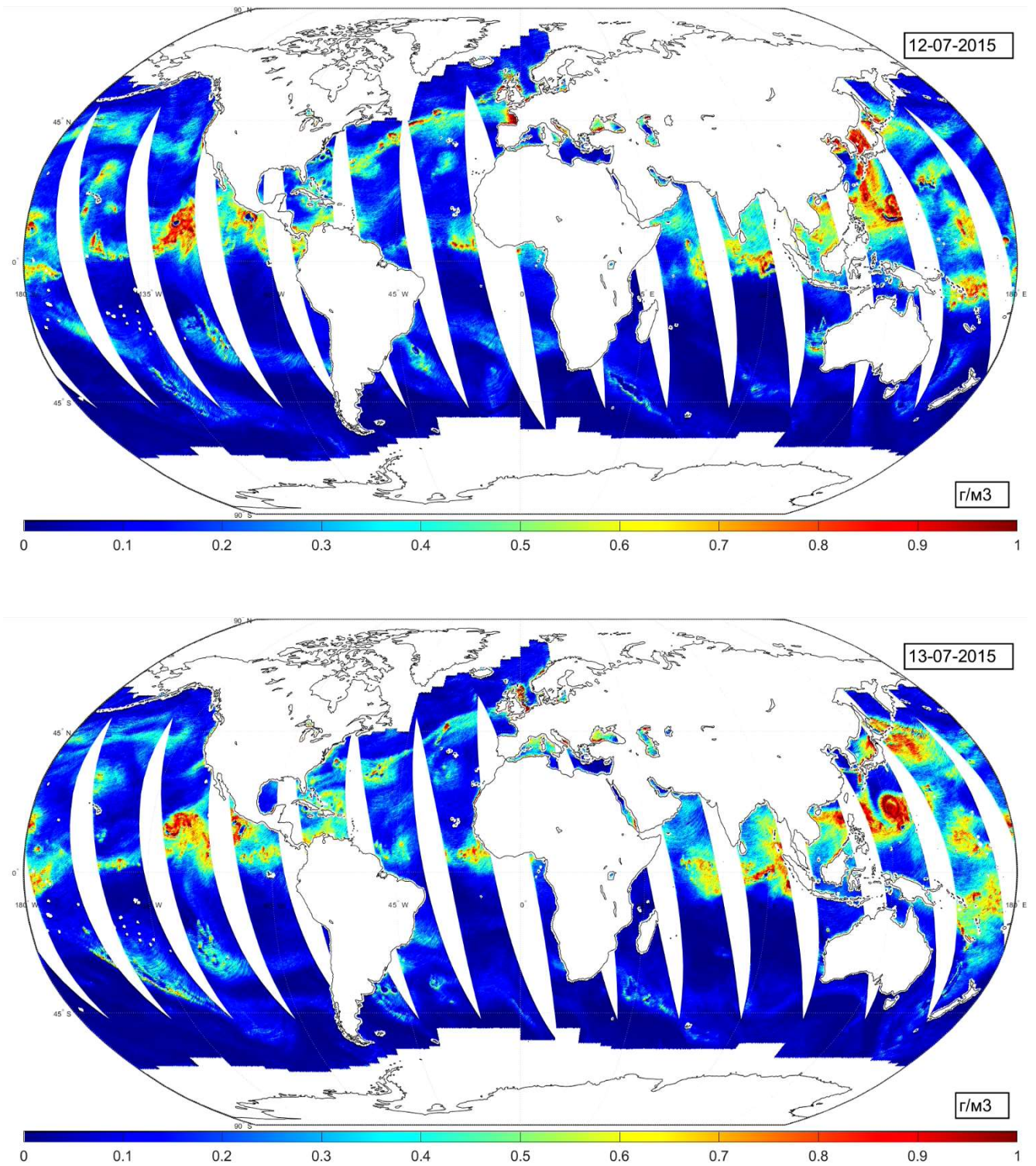


Рисунок П.7 — Поля усреднённого значения абсолютной влажности тропосферы на уровне 400 — 300 мбар 12 и 13 июля 2015 г.