



А.Г. Гранков, А.А. Мильшин, Е.П. Новичихин

**СПУТНИКОВАЯ СВЧ-РАДИОМЕТРИЯ
ТЕПЛОВЫХ И ДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ
НА ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА И В АТМОСФЕРЕ**

**Москва
2022**

УДК 551.50
ББК 26.230.2

Гранков, Александр Георгиевич.

Спутниковая СВЧ-радиометрия тепловых и динамических процессов на поверхности океана и в атмосфере / А. Г. Гранков, А. А. Мильшин, Е. П. Новичихин ; Российская академия наук. - Москва : РАН, 2022 (Белгород : КОНСТАНТА). - 240 с.

ISBN 978-5-907366-94-7

Данная монография является продолжением книги, изданной в издательстве «Наука» Физматлит в 2004 году, где исследовались возможности использования спутниковых СВЧ-радиометрических методов и средств анализа теплового и динамического взаимодействия океана и атмосферы в средних широтах Северной Атлантики. Расширена география этих исследований: изучены возможности применения этих методов для изучения тропических зон океана, характеризующихся активной циклонической деятельностью атмосферы. Используются накопленные за последние 30 лет архивы данных спутниковых СВЧ-радиометрических измерений радиометров SSM/I и SSMIS спутников серии DMSP, радиометра AMSR-E спутника EOS Aqua и радиометра AMSR 2 спутника GCOM. Выявлена роль горизонтального (адвективного) переноса тепла и влаги в атмосферном пограничном слое в формировании связи интенсивности собственного СВЧ-излучения системы океан-атмосфера с тепловыми процессами на границе раздела системы в широком диапазоне временных масштабов – от синоптических до годовых.

Монография рассчитана на научных работников, специализирующихся в области дистанционных радиофизических методов зондирования системы океан-атмосфера, океанологов, метеорологов и климатологов, интересующихся возможностями использования спутниковых методов для анализа тепловых и динамических процессов на границе раздела системы. Книга может быть полезна для студентов и аспирантов, желающих углубить свои представления о возможностях использования спутниковых СВЧ-радиометрических методов для изучения взаимодействия океана и атмосферы.

Grankov Alexander Georgievich, Milshin Alexander Alexeevich, Novichikhin Evgenyi Pavlovich. Satellite microwave radiometry of heat and dynamic processes at the ocean surface and in the atmosphere.

This monograph is a continuation of the book issued by the publishing house Nauka (Fizmatlit) in 2004 year, where some possibilities of using the satellite passive microwave methods and means for analysis of heat and dynamic interaction of the ocean and atmosphere at the North Atlantic midlatitudes were considered. Here a geography of these researches was extended: a feasibility of these methods for studying of the oceanic tropical zones with high cyclonic activity of the atmosphere is examined. Accumulated during last 30 years archival data of microwave measurements from radiometers SSM/I and SSMIS of the DMSP satellites series, the EOS Aqua radiometer AMSR-E and the GCOM radiometer AMSR 2 are used. Role of the horizontal (advective) heat and moisture transfer in the atmospheric boundary layer in forming relations between an intensity of natural microwave radiation of the ocean-atmosphere system and the heat processes at its boundary was disclosed and studied in wide range of time scales – from synoptic to annual.

This book is intended for the scientists engaged in studying the problems of remote sensing the heat and dynamic interaction in the ocean-atmosphere system by means of satellite microwave radiometry, oceanologists, meteorologists and climatologists who are interested in the potential of using satellite methods to analyze thermal and dynamic processes at the system interface. It is hoped that the book will be useful to students who wish to gain their insight into the problem of applying the satellite microwave radiometric methods for studying the air-sea interaction.

А.Г. Гранков, А.А. Мильшин, Е.П. Новичихин // **Спутниковая СВЧ-радиометрия тепловых и динамических процессов на поверхности океана и в атмосфере** – М.: РАН, 2022. – с. 240.

A.G. Grankov, A.A. Milshin, E.P. Novichikhin // **Satellite microwave radiometry of thermal and dynamic processes on the ocean surface and in the atmosphere** – Moscow: RAS, 2022. – p. 240.,

УДК 551.50
ББК 26.230.2

ISBN 978-5-907366-94-7

© Гранков А. Г., Мильшин А. А.,
Новичихин Е. П., 2022

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	7
1. Параметры, определяемые методами спутниковой СВЧ-радиометрии и их связь с характеристиками взаимодействия океана и атмосферы	12
1.1. Пути использования спутниковых радиометрических данных для анализа поверхностных тепловых потоков	12
1.2. Параметры СОА, непосредственно определяемые спутниковыми радиометрическими методами	17
1.3. Возможности использования спутниковых СВЧ-радиометрических методов для определения метеопараметров приводной атмосферы	22
2. Моделирование характеристик СВЧ- и ИК-излучения СОА и анализ их связи с поверхностными тепловыми потоками на синоптических масштабах	34
2.1. Моделирование яркостной температуры на основе данных судового эксперимента АТЛАНТЭКС-90	34
2.2. Результаты расчетов яркостной температуры СОА и ее сопоставления с тепловыми потоками [2-8]	37
2.3. Анализ факторов, формирующих связь излучательных и тепловых характеристик СОА	44
3. Поиск прямых соотношений между тепловыми потоками и параметрами, связанными с яркостной температурой	52
3.1. Анализ связи общего влагосодержания атмосферы с тепловыми потоками (на примере эксперимента АТЛАНТЭКС-90) [3-1]	52
3.2. О роли приводного ветра при расчете тепловых потоков [3-10] ..	58
3.3. Связь интенсивности теплового излучения в СВЧ- и ИК-диапазонах с климатическими разностями температур воды и воздуха [3-12]	61
3.4. Яркостная температура как характеристика сезонной и межгодовой динамики теплового взаимодействия океана и атмосферы	68
4. Влияние вертикального переноса тепла на связь собственного СВЧ- и ИК-излучения с поверхностными тепловыми потоками (моделирование) [4-1].	73
4.1. Модель теплового взаимодействия пограничных слоев океана и атмосферы	73

4.2. Модель излучения СОА в СВЧ- и ИК-диапазонах	76
4.3. Численный анализ динамики тепловых и электромагнитных потоков и их связи	77
5. Влияние горизонтального переноса тепла в АПС на связь яркостной температуры с поверхностными тепловыми потоками (моделирование) [5-1].	83
5.1. Оценка зависимости структуры АПС от горизонтального переноса тепла	83
5.2. Отклик яркостной температуры на изменения температурных и влажностных характеристик АПС	90
6. Экспериментальные исследования связи излучательных и тепловых характеристик СОА на синоптических масштабах	96
6.1. Лабораторное исследование отклика собственного СВЧ- и ИК-излучения водной поверхности на вариации теплосодержания [6-1].	96
6.2. Экспериментальное исследование связи яркостной температуры с потоками тепла, влаги и импульса по данным спутниковых и судовых измерений	99
6.3. Экспериментальное исследование связи яркостной температуры с параметрами СОА во фронтальных зонах	107
7. Сезонная и межгодовая изменчивость тепловых потоков в выбранных районах Северной Атлантики	119
7.1. Спутниковые оценки среднемесячных значений яркостной температуры, влагосодержания атмосферы и скорости ветра	119
7.2. Оценки среднемесячных значений тепловых потоков в Северной Атлантике по данным измерений радиометра SSM/I спутника F08	124
7.3. Оценки многолетних вариаций тепловых потоков в Северной Атлантике по данным измерений радиометра SSM/I спутников DMSP [7-11]	126
7.4. Оценки многолетних вариаций тепловых потоков в Северной Атлантике по данным измерений радиометра AMSR-E спутника EOS Aqua [7-20]	134
8. Изменчивость полей потоков тепла, влаги, импульса и общего влагосодержания атмосферы в Северной Атлантике.	143
8.1. Пространственная и сезонная изменчивость среднемесячных потоков тепла, влаги и импульса в Северной Атлантике по данным радиометра AMSR-E.	143

8.2. Пространственная, сезонная и межгодовая изменчивость среднемесячных значений общего влагосодержания атмосферы в Северной Атлантике по данным радиометра AMSR-E.	149
8.3. Яркостная температура как характеристика теплового взаимодействия океана и атмосферы в русле течения Гольфстрим	153
9. Анализ динамики параметров СОА в районах активности тропических ураганов	161
9.1. Динамика параметров поверхности океана и приводной атмосферы в Мексиканском заливе в периоды циклонической активности (на примере ТУ Katrina и Humberto) . . .	161
9.2. Динамика метеорологических характеристик атмосферы при зарождении и прохождении тропических ураганов	167
10. Сравнительный анализ предштормовых ситуаций во Флоридском проливе и в Голубой бухте Черного моря	177
10.1. Содержание и задачи исследования.	177
10.2. Динамика характеристик приводного и верхних слоев атмосферы в районе станции SMKF1 накануне прихода ТУ Katrina	178
10.3. Динамика характеристик приводного и верхних слоев атмосферы в Голубой бухте накануне прихода черноморского шторма	181
11. Использование спутниковых СВЧ-радиометрических измерений для анализа влагосодержания атмосферы при развитии тропических ураганов.	188
11.1. Описание задачи.	188
11.2. Развитие тропических ураганов на начальных стадиях	189
11.3. Распространение и трансформация тропических ураганов [11-13]	191
11.4. Реакция системы океан-атмосфера на приближение тропических ураганов [11-15].	194
12. Связь метеорологических и СВЧ-радиационных полей в Мексиканском заливе с процессами зарождения и развития тропических ураганов	198
12.1. Зарождение ураганов в Мексиканском заливе как приоритетная задача	198
12.2. Отклик яркостной температуры и общего влагосодержания атмосферы в Мексиканском заливе на зарождение ураганов Humberto и Lorenzo	199

12.3 Групповой отклик влагосодержания атмосферы и водозапаса облаков в Мексиканском заливе на ТУ Humberto, Lorenzo, Bret, Katia	204
12.4. Дифференцирование районов Мексиканского залива по эволюциям полей водяного пара в период, предшествующий зарождению местных ураганов	207
12.5. Анализ показателей полноты и регулярности обзора полей влажности атмосферы в районах зарождения ураганов различными спутниковыми группировками [12-13]	209
12.6. Влияние регулярности спутниковых СВЧ-радиометрических измерений на точность воспроизведения яркостной температуры в зонах тропических циклонов [12-14]	216
13. Возможности использования современных спутниковых СВЧ- радиометрических средств анализа взаимодействия океана и атмосферы	221
13.1. Обзор характеристик современных спутниковых СВЧ-радиометрических комплексов [13-1]	221
13.2. Информационные аспекты при исследованиях характеристик теплового взаимодействия океана и атмосферы СВЧ-радиометрическими методами	226
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	231
Приложение 1	233
Приложение 2	235

Предисловие

Эта книга посвящена проблемам разработки спутниковых сверхвысоко-частотных (СВЧ)-радиометрических методов исследования взаимодействия океана и атмосферы. Она отражает результаты работ, являющихся продолжением прежних исследований, описанных в монографии А.Г. Гранкова и А.А. Мильшина «Взаимосвязь радиоизлучения системы океан-атмосфера с тепловыми и динамическими процессами на границе раздела» (Москва, Физматлит, 2004 г.), опубликованной при поддержке РФФИ. Позже (в 2010 г.) расширенный вариант монографии был переведен на английский язык и опубликован в издательстве Springer под названием *Microwave Radiation of the Ocean-Atmosphere: Boundary Heat and Dynamic Interaction* и вторично переиздан этим издательством в 2016 г.

Методы СВЧ-радиометрии, основанные на приеме собственного излучения земной поверхности и атмосферы, получили признание и широкое применение после издания книги «Радиоизлучение Земли как планеты» (Башаринов, Гурвич, Егоров, 1974 г.). На 10 лет раньше в издательстве «Советское Радио» вышла в свет монография Николаева и Перцова «Радиотеплолокация (пассивная радиолокация)», однако первая монография выгодно отличается от нее, поскольку включила результаты уникального радиофизического эксперимента, проведенного с ИСЗ «Космос-243» в 1968 году.

Разработка методов анализа взаимодействия океана и атмосферы как фактора годового хода и межгодовой изменчивости климата является важным аспектом исследований с точки зрения международных программ, например программы *Global Change Research Program and Earth Observing System (EOS)*. Актуальность получения точных оценок приповерхностных потоков явного, скрытого тепла и импульса с высоким пространственным разрешением подчеркивается многочисленными исследовательскими группами специалистов по изучению климата, включая *World Climate Research Programme (WCRP)* рабочую группу по потокам на границе раздела воды и воздуха (*WGASF*), *WCRP* комиссию *Global Energy and Water Cycle Experiment (GEWEX)* и научную группу, работающую в рамках программы *Climate Variations (CLIVAR)*. Комиссия *GEWEX Radiation Panel* и американский комитет (*U.S. CLIVAR Committee*) наметили задачу добиться следующих показателей: точность определения отдельных компонент теплового бюджета 5 Вт/м^2 при одноградусном пространственном разрешении и временном разрешении 3–6 часов.

Актуальность этой тематики для национальных интересов России отражена в Федеральной целевой программе «Исследования природы Мирового океана».

Резкое сокращение экспедиционных судовых исследований Мирового океана выдвинуло спутниковые средства в ряд наиболее перспективных для решения этой проблемы. К этому надо добавить, что судовые и буйковые средства, в принципе, не обеспечивают необходимую для системы глобальных наблюдений океана пространственную частоту и временную регулярность измерений. Существуют лишь исключения, такие как сеть наблюдательных метеорологических станций (*TAO/TRITON*) в экваториальном поясе

земного шара и сеть станций в Мексиканском заливе, предназначенных для регулярного контроля параметров поверхности океана и приводного слоя атмосферы, – активных зонах тропического циклогенезиса.

Параметры, определяемые с ИСЗ (вертикальные турбулентные потоки явного, скрытого тепла и импульса), относятся к числу так называемых климатоформирующих параметров. Основная проблема определения этих параметров со спутников заключается в том, что поле собственного СВЧ-излучения несет информацию не только о нижних слоях атмосферы (которые непосредственно участвуют в энергообмене с поверхностью океана), но и о более ее высоких слоях. Вот почему спутниковые СВЧ-радиометрические методы анализа климатоформирующих параметров стали развиваться лишь в 80-е и 90-е годы (преимущественно в США, России и Германии), хотя уже в 60-х и 70-х годах были получены обнадеживающие результаты применения дистанционных СВЧ- и ИК-радиометрических методов для анализа процессов тепло- и влагообмена на границе «океан – атмосфера» при измерениях в лабораторных условиях, с плавучих платформ, низколетящих самолетов. Позже, в конце девяностых годов были созданы атласы среднемесячных и декадных тепловых потоков в океане, что продемонстрировало преимущество спутниковых средств по сравнению с наземными, несмотря на их невысокую регулярность обзора (1–2 раза в сутки).

В последующие годы был накоплен определенный опыт использования методов спутниковой СВЧ- и ИК-радиометрии для анализа теплового взаимодействия между океаном и атмосферой на основе данных радиометров SSMR (ИСЗ Nimbus-7), SSM/I (DMSP), AMSR-E (EOS Aqua), AVHRR (NOAA). Разработаны и апробированы методы определения среднемесячных значений потоков скрытого (латентного) тепла на границе раздела океана и атмосферы и их сезонной изменчивости, основанных на существовании прямых либо косвенных соотношений между яркостной температурой, измеряемой с ИСЗ, и такими компонентами тепловых потоков, как температура поверхности океана, температура, влажность и скорость ветра в приводном слое атмосферы. Были проведены исследования возможностей использования этих методов на основе данных измерений радиометра SSM/I для оценки потоков скрытого тепла на синоптических временных масштабах, однако их результаты оказались не столь обнадеживающими. Пришло понимание, что существует ряд существенных пробелов в исследованиях реальных и потенциальных возможностей СВЧ-радиометрических методов анализа характеристик теплового и динамического взаимодействия океана и атмосферы с ИСЗ:

- Используемые методы базируются на формулах теплообмена между океаном и атмосферой (балк-формулах), включающих в расчеты тепловых потоков температуру и влажность приводного слоя атмосферы, которые лишь косвенно связаны с яркостной температурой системы океан-атмосфера (COA).

- В качестве характеристик, связывающих яркостную температуру COA в СВЧ-диапазоне с тепловыми потоками на границе раздела системы, рассматриваются исключительно влажностные характеристики атмосферы, регистрируемые спутниковыми СВЧ-радиометрами в области резонансного поглощения водяного пара.

• Соотношения между яркостной температурой и тепловыми потоками статичны в том смысле, что они опираются на обобщенные (многолетние) регрессии между данными наблюдений интегральной и приводной влажности, которые не учитывают вклад различных механизмов переноса тепла и влаги в атмосфере (вертикальный турбулентный, горизонтальный адвективный, либо иной) на более мелких временных масштабах.

Малоизученными в конце 90-х годов оставались возможности использования данных спутниковых СВЧ-радиометрических измерений для решения целого ряда важных для океанологов и климатологов задач:

• анализ характеристик теплового взаимодействия океана и атмосферы во фронтальных зонах, где обычно нарушаются условия корректного использования балк-формул;

• анализ энергетических и циркуляционных характеристик пограничного слоя атмосферы и оценки их влияния на процессы тепло- и влагообмена на границе раздела СОА;

• изучение роли (первичности) океана и атмосферы в тепловом и динамическом взаимодействии между ними на различных пространственных и временных масштабах.

Некоторые из перечисленных задач были отмечены и рассмотрены в монографии А.Г. Гранкова и А.А. Мильшина «Взаимосвязь радионизлучения системы океан-атмосфера с тепловыми и динамическими процессами на границе раздела».

В последние годы область наших научных интересов и решаемых задач расширилась от исследования характеристик теплового и динамического взаимодействия океана и атмосферы в районах деятельности среднеширотных атлантических циклонов к районам деятельности тропических циклонов.

В последнее время нами был проведен ряд исследований в этой области:

• выяснение роли горизонтального (адвективного) переноса тепла в механизмах формирования взаимосвязи между характеристиками собственного СВЧ-излучения СОА и интенсивностью тепло- и влагообмена на границе раздела океана и атмосферы в зонах их активного взаимодействия;

• оценка возможностей использования спутниковых СВЧ-радиометрических методов для анализа поведения системы океан-атмосфера в районах деятельности тропических циклонов, исследование общих и отличительных признаков с характеристиками среднеширотных атлантических циклонов;

• сравнительный анализ динамики и энергетики атмосферы в океанских и морских зонах в предштормовых (циклонических) условиях по данным одновременных спутниковых и наземных СВЧ-радиометрических и станционных (буйковых) метеорологических измерений;

• разработка методов определения характеристик тепло- и влагосодержания в различных слоях атмосферы – в ее приводном (0 – 10 м), пограничном (0 – 100 м) и тропосферном слоях (0 – 10000 м) на основе данных спутниковых СВЧ-радиометрических и буйковых измерений;

• исследование связи метеорологических и СВЧ-радиационных полей с процессами зарождения и развития тропических ураганов.

Важной задачей при этом является изучение реакции (отклика) поля собственного излучения СОА (яркостной температуры) на изменения тепловых свойств воздуха в приводном слое и в слое турбулентности атмосферы, включая поиск участков спектра, а также масштабов временного и пространственного усреднения спутниковых данных, при которых поддерживается прямая (непосредственная) связь между измеряемой с ИСЗ яркостной температуры СОА и интенсивностью тепловых процессов на границе раздела.

Слой турбулентности (атмосферный пограничный слой) играет особую роль в наших исследованиях благодаря следующим факторам:

1) процессы турбулентного перемешивания параметры этого слоя тесно связаны с параметрами приводного десятиметрового слоя воздуха, в котором осуществляется тепло- и влагообмен с поверхностью океана;

2) именно в этом слое формируется собственное СВЧ-излучение атмосферы в области резонансного поглощения водяного пара 1,35 см и ее окрестностях.

Спектральная область поглощения собственного СВЧ-излучения в водяном паре атмосферы находится в фокусе нашего внимания. Эта область может служить своего рода «окном радиовидимости» для наблюдения и анализа из космоса различных тепловых процессов на поверхности океана и в атмосфере – об этом свидетельствуют многочисленные примеры, приведенные в монографии.

Данное направление исследований поддерживалось российским фондом фундаментальных исследований РФФИ (грант № 94-05-16234а, 1994–95 гг.), международным научно-технологическим центром МНТЦ (ИСТС) (грант № 3827, 2008–2011 гг.), а также послужило одной из тем сотрудничества между космическими агентствами России (Роскосмос) и США (НАСА) в конце 90-х годов. В последующие годы работы велись в рамках Федеральных целевых программ по изучению Мирового океана (совместно с Институтом океанологии им. П.П. Ширшова РАН) и по использованию отечественных спутниковых СВЧ-радиометрических средств изучения климатоформирующих факторов в энергоактивных зонах Северной Атлантики (совместно с Роскосмосом), а также по Государственному заданию № 0030-2019-0008 (шифр «Космос»).

Результаты исследований по изучению роли водяного пара атмосферы в формировании взаимосвязи собственного СВЧ-излучения СОА с тепловыми процессами на поверхности океана вошли в годовые отчетные доклады РАН (Достижения РАН) в 1998, 2012 и 2014 гг.

Исследования были проведены преимущественно в ИРЭ РАН, поэтому авторы выражают благодарность прежде всего своим коллегам по институту – Н.А. Арманду, А.М. Шутко, Б.Г. Кутузе, В.Ф. Крапивину, Ю.Г. Тищенко, А.Б. Аквилоновой, Д.М. Ермакову, В.П. Саворскому – за критические замечания и полезные советы при обсуждении полученных результатов, Н.К. Шелобановой и Б.З. Петренко за содействие в систематизации и обработке первичных спутниковых СВЧ-радиометрических данных. Особую признательность авторы выражают Д.А. Гранкову, оказавшему большую помощь в оформлении иллюстраций к книге.

Значительный импульс в проведении исследований придало сотрудничество с Институтом океанологии им. П.П. Ширшова РАН (С.К. Гулев, С.С. Лаппо, С.В. Переслегин, В.Н. Пелевин, А.И. Гинзбург, В.В. Ростовцева), Гидрометцентром России (Ю.Д. Реснянский), Роскосмоса (И.В. Черный), Институтом космических исследований РАН (Е.А. Шарков), Институтом водных проблем РАН (Г.Н. Панин), Институтом вычислительной математики РАН (А.И. Чавро), Морским гидрофизическим институтом РАН (С.В. Кочергин), московским физико-техническим институтом (П.П. Усов).

Важные применения в наших исследованиях нашли данные многолетних измерений радиометров SSM/I и SSMIS спутников серии DMSP, радиометра AMSR-E спутника EOS Aqua и радиометра AMSR 2 спутника GCOM, накопленные в архивах NSIDC (National Snow & Ice Data Center), RSS (Remote Sensing Systems), NCDC (National Climatic Data Center) Hurricane Satellite (HURSAT) Microwave data set, J-OFURO (Japanese Ocean Flux Data Sets with Use of Remote Sensing Observations).

Большую роль в работе на начальном этапе сыграли данные судовых экспериментов НЬЮФАЭКС-88 и АТЛАНТЭКС-90, предоставленные С.К. Гулевым (Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН). Совмещение данных судовых измерений, проводившихся в рамках национальной программы «Разрезы», с данными спутника F08, используемого в те годы в рамках метеорологической программы DMSP министерства обороны США, позволило провести детальные исследования механизмов формирования связи интенсивности собственного СВЧ-излучения СОА с тепловыми процессами на поверхности океана и в атмосфере на синоптических временных масштабах. Результаты этих уникальных и дорогостоящих (даже по меркам советского времени) экспериментов позволят нам, специалистам по дистанционному зондированию океана из космоса, опираться на них еще долгое время.

Глава 1

Параметры, определяемые методами спутниковой СВЧ-радиометрии, и их связь с характеристиками взаимодействия океана и атмосферы

Рассмотрены предпосылки и пути использования спутниковых СВЧ-радиометрических измерений для оценки вертикальных турбулентных потоков явного, скрытого тепла и импульса на границе раздела системы океан-атмосфера на различных временных масштабах. Даны оценки возможностей использования спутниковых СВЧ-радиометрических методов для определения параметров системы, прямо или косвенно связанных с интенсивностью теплового и динамического взаимодействия океана и атмосферы.

1.1. Пути использования спутниковых радиометрических данных для анализа поверхностных тепловых потоков

Основная проблема применения методов спутниковой радиометрии для анализа теплового взаимодействия между океаном и атмосферой связана с тем, что измеряемые с ИСЗ характеристики собственного излучения как в СВЧ-, так и в ИК-диапазонах формируются не только в приводном 10-метровом, но и в вышележащих слоях атмосферы. Существуют различные подходы к использованию СВЧ- и ИК-радиометрических данных для оценки тепловых потоков в системе океан-атмосфера (СОА). Один из них основывается на восстановлении вертикального температурного профиля (градиента) в приповерхностном слое океана, величина и знак которого, как показано в [1-1], связаны с величиной вертикального турбулентного потока явного тепла. Эффективность такого подхода в ИК-диапазоне подтверждена результатами многочисленных измерений в лабораторных условиях, со стационарных береговых пунктов, с плавучих морских платформ, а также с борта низколетящих самолетов [1-2]. Некоторые возможности восстановления температурного профиля поверхности океана по данным многочастотных СВЧ-радиометрических измерений исследованы теоретически в [1-3, 1-4]. Развиты и апробированы в лабораторных условиях СВЧ-радиометрические методы определения вертикального температурного профиля для спокойной и взволнованной водной поверхности в случаях стационарных и судовых измерений [1-5]. В то же время не существует ни одного свидетельства использования ИК- либо СВЧ-радиометрических методов определения тепловых потоков по температурным профилям в оперативных крупномасштабных исследованиях океана, т. е. с помощью ИСЗ. Современные спутниковые ИК- и СВЧ-радиометрические средства, характеризующиеся точностью определения ТПО и ее вариаций в лучшем случае $0,5 \div 1^\circ\text{C}$, не гарантируют надежной индикации не только величины, но и знака температурного градиента в приповерхностном слое океана.

Более перспективным и, можно сказать, *вынужденным* (с учетом возможностей современной техники дистанционного зондирования) является подход к определению тепловых потоков, базирующийся на косвенной (статистической) взаимосвязи между интегральными (усредненными по высоте) значениями температуры и влажности атмосферы, вариации которых надежно регистрируются по данным спутниковых СВЧ- и ИК-радиометрических измерений в определенных участках спектра, с температурой и влажностью нижних слоев атмосферы. Эта связь обусловлена существующим в приводном и пограничном слоях воздуха механизмом турбулентного перемешивания тепла и влаги (которое в атмосфере намного более развито и интенсивно по сравнению с океаном) и проявляется наиболее отчетливо для их среднемесячных (или декадных) значений, свободных от влияния часовых и суточных возмущений. Поэтому именно на таких временных масштабах получены обнадеживающие результаты по использованию спутниковых методов для определения тепловых потоков на границе раздела СОА, в частности для определения среднемесячных значений потоков скрытого тепла по данным СВЧ- и ИК-радиометрических измерений с ИСЗ Nimbus 7, DMSР и NOAA.

Существование корреляционных связей между температурными и влажностными характеристиками в различных слоях атмосферы служит отправной точкой для использования спутниковых радиометрических методов при определении основных количественных характеристик теплового взаимодействия океана и атмосферы – вертикальных турбулентных потоков явного (q_h) и скрытого (q_e) тепла на границе раздела СОА на основе полуэмпирических формул – так называемых *балк-формул*, полученных на основе аэродинамического метода (Global Bulk Aerodynamic Method). В соответствии с этим подходом величины q_h и q_e характеризуются следующими соотношениями [1-6, 1-7]:

$$q_h = c_p \rho C_T (t_n - t_a) V; \quad (1.1)$$

$$q_e = L \rho (0,622/P_a) C_E (e - e_0) V, \quad (1.2)$$

т. е. выражаются через следующие параметры СОА – температуру (t_a), упругость водяного пара (e) и скорость ветра (V) в приводном воздухе, а также через температуру поверхности океана (t_n) и максимальную для данной величины ТПО влажность воздуха (e_0). В качестве коэффициентов пропорциональности в соотношениях (1.1) и (1.2) служат коэффициенты обмена теплом C_T (число Шмидта) и влагой C_E (число Дальтона), удельная теплота испарения (L), удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении (c_p) и его плотность (ρ).

Рамки аэродинамического метода допускают также простую параметризацию соотношений между интенсивностью механического (динамического) взаимодействия поверхности океана и атмосферы q_v (поток импульса) и скоростью приводного ветра V , где в качестве коэффициентов пропорциональности фигурируют плотность воздуха (ρ) и коэффициент сопротивления (C_v) [1-6, 1-7]:

$$q_v = \rho C_v V^2. \quad (1.3)$$

Соотношения (1.1) – (1.3) позволяют оценивать не только «мгновенные», но и усредненные на значительных (например, среднемесячных) временных масштабах потоки тепла и импульса, используя в качестве исходных данных величины параметров t_n , t_a , e , V с соответствующим усреднением [1-8 – 1-11]. Эта особенность делает аэродинамический метод привлекательным для усвоения спутниковых радиометрических измерений, особенно несущих косвенную информацию о температуре и влажности приводной атмосферы. Однако, как указывают специалисты по взаимодействию океана и атмосферы, аэродинамический метод требует соблюдения ряда условий (в частности, горизонтальные пространственные градиенты параметров t_n , t_a , e не должны превышать неких критических значений). Таким образом, ставится под сомнение его применимость, например, во фронтальных зонах океана [1-7].

Итак, для определения потоков явного, скрытого тепла и импульса на границе раздела океана и атмосферы необходимо знать температуру поверхности океана, модуль скорости приводного ветра, температуру и влажность приводного воздуха. Оценки параметров t_n и V могут быть получены непосредственно из спутниковых радиометрических измерений, а для определения параметров t_a и e необходимо использовать их косвенную связь с температурными и влажностными характеристиками атмосферы (например, с ее общим влагосодержанием, тесно связанными в определенных участках спектра с интенсивностью собственного СВЧ- и ИК-излучения атмосферы).

Анализу возможностей применения спутниковых СВЧ- и ИК-радиометрических методов для оценки характеристик теплового и динамического взаимодействия океана и атмосферы посвящено большое количество работ. Например, в [1-12] получены приближенные оценки точности параметров деятельного слоя океана, необходимой для определения некоторых характеристик радиационного баланса в СОА. В [1-13] рассчитаны максимальные значения погрешностей определения параметров t_n , V , t_a , e , при которых получаемые с помощью балк-формул оценки величин q_h , q_c и q_v не теряют для океанологов и климатологов практической ценности; под этим углом зрения обсуждаются возможности современных спутниковых средств и методов в СВЧ- и ИК-диапазонах. В [1-14] на основе данных эксперимента JASIN в Северном море по изменчивости среднемесячных значений потоков явного и скрытого тепла оцениваются потери в информационном содержании их спутниковых оценок в зависимости от частоты дистанционных измерений; показано, что даже при периодичности измерений 2 раза в сутки относительная погрешность может составить $\sim 10\%$ для параметра q_h и $\sim 30\%$ для параметра q_c .

Результаты экспериментальных исследований, проведенных с ИСЗ Nimbus 7, DMSP (в СВЧ-диапазоне) и NOAA (в ИК-диапазоне) в различных физико-географических зонах Мирового океана [1-15–1-18], подтвердили перспективность рассматриваемого подхода. Например, среднеквадратичная погрешность определения среднемесячных потоков скрытого тепла на $(2 \div 5)$ -градусных квадратах океана по выборочным данным (сентябрь 1987 г., – глобальный океан [1-15]; февраль 1994 г. – энергоактивные зоны (ЭАЗО) Северной Атлантики [1-16]; 1982 – 1983 гг. – тропический пояс

Тихого океана [1-17]) составляет $15 \div 30$ Вт/м² при их максимальных среднемесячных значениях $150 \div 250$ Вт/м². На основе регулярных спутниковых СВЧ- и ИК-радиометрических измерений с июля 1987 г. по декабрь 1998 г. создан атлас среднемесячных значений потоков явного и скрытого тепла, а также ряда других параметров СОА для глобального океана [1-18].

Позже с помощью измерений спутниковых СВЧ-радиометрических систем, таких как сканирующий радиометр AMSR-E спутника EOS Aqua и других современных средств, получены оценки среднемесячных тепловых потоков и оформлены в виде архивов данных Japanese Ocean Flux Data Set with Use of Remote Sensing Observations (J-OFURO) [1-19, 1-20] для пространственных ячеек океана с одноградусным пространственным разрешением.

При этом все же отмечается проблематичность использования аэродинамического метода для восстановления по данным спутниковых СВЧ- и ИК-радиометрических измерений, более динамичных по сравнению с сезонными, синоптических составляющих тепло- и влагообмена в СОА [1-12, 1-17], что, на наш взгляд, объясняется следующими обстоятельствами:

1) при переходе от сезонных к синоптическим временным масштабам снижается устойчивость (статистическая значимость) связей между температурой и влажностью воздуха в приводном и вышележащих слоях атмосферы, и, следовательно, снижается точность косвенных оценок параметров t_a и e , фигурирующих в формулах (1.1) и (1.2);

2) на синоптических временных масштабах (по сравнению с сезонными) возрастает роль таких факторов, как волнение, облачность, осадки, которые ограничивают точность определения параметра t_n ;

3) неоднозначность коэффициентов обмена теплом (C_T) и влагой (C_E) в соотношениях (1.1) и (1.2) в большей степени проявляется на синоптических, чем на сезонных.

В той или иной мере эти проблемы решаются путем модификации балк-аэродинамических соотношений (1.1) и 1.2) за счет использования косвенных связей, наблюдаемых между параметрами e и Q (акватории Северной Атлантики и Тихого океана) [1-16, 1-17], t_a и t_n (Каспийское море) [1-21], t_a и Q , e и Q (Ньюфаундлендская ЭАЗО Северной Атлантики) [1-22]).

Другой путь заключается в использовании данных спутниковых СВЧ- и ИК-радиометрических измерений в качестве прямых (непосредственных) характеристик теплового и динамического взаимодействия океана и атмосферы. На целесообразность применения подобного подхода указывалось в [1-12] при обсуждении требований к составу и точности спутниковых измерений для анализа составляющих теплового баланса на границе раздела океана и атмосферы в исследованиях по программе «Разрезы», а также в [1-23] – в плане решения задач численного предсказания погоды. В [1-24] показано, что интенсивность собственного излучения – яркостная температура (ЯТ) в сантиметровом диапазоне длин волн может служить прямой характеристикой скорости обмена углекислым газом между приводным воздухом и водной поверхностью. Указанный подход соответствует развиваемой в Институте радиотехники и электроники РАН концепции использования данных дистанционных измерений не столько для обращения их (по тем или иным приближенным или даже точным методикам интерпретации)

в принятые в геофизике параметры, такие как температура, влажность среды, скорость ветра и т. д., сколько для непосредственного определения более общих характеристик, например радиационного индекса сухости Земли [1-25, 1-26], интенсивности крупномасштабного теплового взаимодействия океана и атмосферы в энергоактивных зонах и их взаимосвязи [1-27 – 1-29], для оценки временных и пространственных вариаций потоков суммарного (явного и скрытого) тепла на синоптических масштабах [1-30 – 1-34], для исследования многолетней изменчивости их среднемесячных значений в средних и высоких широтах Северной Атлантики [1-35], для анализа теплового и динамического взаимодействия океана и атмосферы в зонах распространения тропических ураганов [1-36].

На наш взгляд, спутниковые радиометрические методы прямого анализа процессов тепло- и влагообмена в СОА должны учитывать следующие требования и условия:

1. Методы должны базироваться на моделях взаимосвязи излучательных и тепловых характеристик СОА с ясной физической трактовкой, включающих как можно меньшее число промежуточных параметров, т. е. на несложных (*малоразмерных*) параметризациях.

2. Используемые модели должны включать по возможности те параметры СОА, которые наиболее доступны для зондирования спутниковыми методами и, в частности, обеспечивают наиболее сильный отклик поля собственного СВЧ и ИК-излучения на их вариации по сравнению с другими параметрами системы.

3. Используемые параметризации должны быть достаточно универсальными, для того чтобы допускать возможность адаптации к различным районам Мирового океана (по крайней мере, в средних и высоких широтах) для различных сезонов года, а также «работоспособными» в циклонических и фронтальных зонах, в которых классические представления об обмене теплом и влагой между океаном и атмосферой (балк-параметризации) малоэффективны.

4. Оценки характеристик теплообмена в конкретном районе океана в конкретный момент времени должны быть полезны даже в случае, когда в качестве опорных данных используются их средние значения, накопленные в результате многолетних судовых, спутниковых и других наблюдений.

Перечисленным требованиям удовлетворяет, например, развитый в [1-29] метод, основанный на существовании тесной связи между сезонной динамикой среднемесячных значений ЯТ системы океан-атмосфера и разностью температур поверхности океана и приводной атмосферы $\Delta t = t_{\text{п}} - t_{\text{а}}$, которая является ключевой характеристикой обмена теплом и влагой между ними (по крайней мере в средних и высоких широтах) [1-37, 1-38]. Результаты регрессионного анализа величин Δt , взятых из атласов средних (многолетних) значений гидрометеорологических параметров СОА в Гольфстримской ЭАЗО, с модельными СВЧ-радиометрическими оценками, выявили значения коэффициента корреляции $r = 0,92$ и величины среднеквадратичного расхождения (невязки) $\sigma = 0,6^{\circ}\text{C}$ между ними. Подобный подход обеспечивает явное преимущество по сравнению с технологиями отдельного определения параметров $t_{\text{п}}$ и $t_{\text{а}}$ и последующем вычислении их разности (см. гл. 3).

Еще одну возможность прямого использования спутниковых данных демонстрирует разработанный в [1-27, 1-28] метод оценки важных в климатических исследованиях интегральных (усредненных за год) потоков явного тепла и их межгодовой динамики по данным спутниковых СВЧ-радиометрических измерений. Он базируется на обоснованной в [1-7] методике расчета интегральных потоков явного тепла, которая учитывает не только значения среднемесячных значений параметров t_n и t_a , играющие важную роль в процессах теплообмена, но и величину опережения (запаздывания) вариаций одного из них по отношению к вариациям другого в течение года. Методика легко реализуется графически в виде фазовых траекторий (t_n, t_a – петель), геометрические характеристики которых, такие как площадь, ориентация петли, степень отличия ее формы от прямоугольной, позволяют сравнивать годовые потоки в различных районах Мирового океана и оценивать их межгодовую изменчивость. В [1-28] обоснована возможность решения этих задач путем построения и анализа годичных фазовых петель яркостной температуры СОА в определенных участках сантиметрового диапазона (см. гл. 3). Достоинство указанной процедуры заключается в ее более высокой устойчивости к различного рода помехам, возникающим при измерениях, поскольку окончательная оценка величины теплового потока строится не только на отдельных (среднемесячных) выборках, но и учитывает их сезонный ход. Подобные принципы применяются в радиотехнике, радиолокации, где при приеме и обработке слабых на фоне шумов сигналов помимо амплитудных характеристик привлекаются такие их свойства, как форма, спектр, временная задержка, энергия, а также широко используется возможность их накопления [1-39, 1-40].

Действенность концепции прямого использования спутниковых радиометрических измерений для анализа процессов теплообмена в СОА подтверждается также в синоптическом диапазоне временных масштабов, причем в тех ситуациях (гидрологические и атмосферные фронты, циклоны), когда описание и формализация самих процессов (например, с помощью балк-формул) становится затруднительным (см. главы 2, 6). Столь же эффективным данный подход оказался при анализе многолетних изменений среднемесячных значений параметров q_n, q_c в Гольфстримской, Ньюфаундлендской и Норвежской энергоактивных зонах Северной Атлантики (см. главы 3, 7, 8).

1.2. Параметры СОА, непосредственно определяемые спутниковыми радиометрическими методами

1.2.1. Экскурс в историю развития спутниковой СВЧ-радиометрии.

Среди параметров СОА, доступных для определения методами спутниковой СВЧ-радиометрии, необходимо в первую очередь выделить температуру поверхности океана (ТПО) и скорость ветра в приводном слое атмосферы, а также интегральное (общее) содержание водяного пара в атмосфере (ОВА), которые играют важную роль в тепловых и динамических процессах на границе раздела океана и атмосферы. Задача восстановления этих параметров по данным дистанционных измерений в СВЧ- и ИК-диапазонах

длин волн вызывает большой научный и практический интерес (не только с точки зрения проблемы взаимодействия океана и атмосферы), благодаря чему она длительное время находилась в центре внимания специалистов ведущих научных центров СССР, таких как Научно-исследовательский радиофизический институт, Институт радиофизики и электроники, Морской гидрофизический институт, Институт космических исследований, Институт радиотехники и электроники, Государственный научно-исследовательский центр изучения природных ресурсов, Главная геофизическая обсерватория им. А.И. Воейкова и ряд других организаций. Интерес к использованию спутниковых СВЧ- и ИК-радиометрических средств был вызван выходом в свет монографии [1-41], где был описан опыт первого эксперимента по дистанционному зондированию Земли с ИСЗ «Космос-243» в СВЧ-диапазоне на миллиметровых и сантиметровых радиоволнах. Это стимулировало развитие дальнейших исследований в области спутниковой СВЧ- и ИК-радиометрии Земли, что отражено в целой серии монографий, написанных на основе результатов теоретических и экспериментальных исследований, проведенных в нашей стране и за рубежом [1-2, 1-42 – 1-58].

Заметный вклад в осознание возможностей СВЧ-радиометрических методов определения ТПО сделан С.В. Переслегиным благодаря его пионерской работе, посвященной изучению соотношений между естественными тепловыми и яркостными контрастами в океане в широком диапазоне длин волн при наблюдении с ИСЗ [1-59].

В дальнейшем исследования излучательных характеристик океана и атмосферы получили интенсивное развитие при разработке алгоритмов восстановления гидрометеопараметров и их адаптации к различным спутниковым СВЧ-радиометрическим системам [1-60, 1-61, 1-62, 1-63].

1.2.2. Связь СВЧ-излучения с температурой и состоянием водной поверхности.

Эффективность спутниковых СВЧ-радиометрических методов определения ТПО (без учета влияния аппаратурных факторов – шумовой температуры радиометров, потерь в фидерных трактах, характеристик диаграммы направленности антенн и т. д.) зависит от природной чувствительности q^t интенсивности собственного СВЧ-излучения (яркостной температуры) к вариациям ТПО ($q^t = \Delta T^*/\Delta t_n$) и устойчивости параметра q^t к изменениям ветрового волнения водной поверхности и метеорологических параметров атмосферы. При этом основные трудности связаны с выделением составляющей ЯТ, определяемой вариациями ТПО, на фоне ее вариаций, обусловленных изменчивостью степени шероховатости и интенсивности пенообразования), а также влиянием облаков и осадков [1-41, 1-47].

Величина параметра q^t достигает максимума в сантиметровом диапазоне длин волн (рис. 1.1). На длине волны 8,5 см с помощью первенца радиофизических исследований Земли из космоса – отечественного ИСЗ «Космос-243» – была впервые продемонстрирована тесная связь ЯТ с величиной ТПО на различных акваториях мирового океана (рис. 1.2).

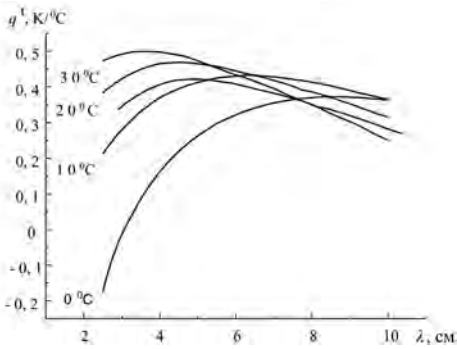


Рис. 1.1. Зависимость чувствительности q' к вариациям ТПО от длины волны λ при значениях t_n : 0, 10, 20, 30°С [1-64]

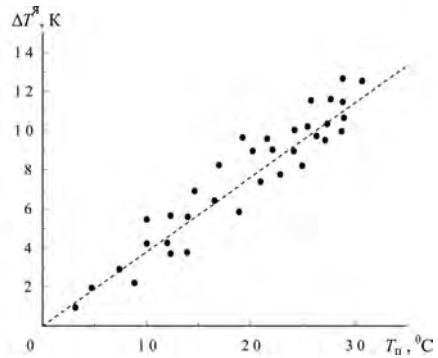


Рис. 1.2. Зависимость вариаций ЯТ, измеренной с ИСЗ «Космос-243» на длине волны 8,5 см, от ТПО – параметра t_n [1-47]

В сантиметровом диапазоне спектральные различия между радиационно-температурной и радиационно-ветровой зависимостями не очень велики; надежная «расфилровка» температуры и характеристик ветрового состояния поверхности океана достигается путем расширения рабочего диапазона в сторону «атмосферного» миллиметрового участка, т. е. ценой усложнения радиационной модели и увеличения числа радиометрических каналов [1-64, 1-65]. Поэтому уже в первых экспериментах по дистанционному зондированию океана из космоса со спутников «Космос-243» (1968 г.), «Космос-1076» (1979 г.), «Космос-1151» (1980 г.), Nimbus 5 (1979 г.) использовались как минимум четыре спектральных канала на сантиметровых и миллиметровых волнах. На современных спутниковых СВЧ-радиометрах (AMSR-E, TMI, МТВЗА-ГЯ) измерения проводятся одновременно в 6–10 участках спектра, как правило, на вертикальной и горизонтальной поляризациях.

На рисунках 1.3–1.6 приведены результаты систематизации известных экспериментальных данных о взаимосвязи СВЧ-излучательных характеристик морской поверхности от скорости приводного ветра V . Из иллюстраций следует, что чувствительность ЯТ к вариациям параметра V максимальна в коротковолновой части сантиметрового диапазона, где величина $q_v = \Delta T^B / \Delta V$ может достигать 1 К/(м/с) и выше.

1.2.3. Оценки точности определения ТПО.

В табл. 1.1 приведены оценки предельной точности (минимальной среднеквадратичной погрешности) определения ТПО, доступной для спутниковых СВЧ-радиометрических методов в сантиметровом диапазоне при различных значениях мешающих погодных факторов, таких как скорость приводного ветра V и интегральный водозапас облаков W с учетом их повторяемости (частоты) в океане [1-47, 1-65].

Спутниковая СВЧ-радиометрия тепловых и динамических процессов на поверхности океана и в атмосфере

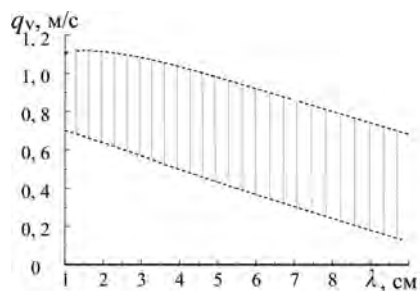


Рис. 1.3. Спектральная зависимость чувствительности ЯТ морской поверхности от скорости ветра в приводном слое атмосфере [1-47, 1-64]

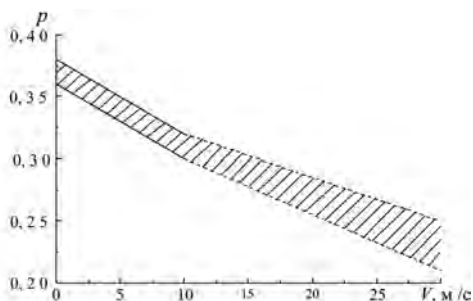


Рис. 1.4. Зависимость коэффициента поляризации в диапазоне длин волн $3,2 \div 3,6$ см при угле наблюдения 55° : 1 – измерения; 2 – экстраполяция [1-47]

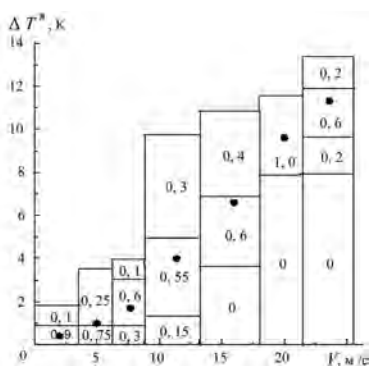


Рис. 1.5. Зависимость ЯТ морской поверхности на длине волн 8,5 см в виде гистограммы приращений в плане по данным измерений с ИСЗ ΔT^a «Космос-243» при наблюдении в надир [1-47]

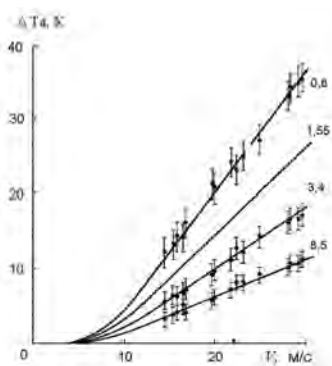


Рис. 1.6. Зависимость контраста ЯТ морской поверхности по данным спутника «Космос-243» на длинах волн 0,8 см, 1,55 см, 3,4 см и 8,5 см [1-66]

Т а б л и ц а 1.1. Среднеквадратичные погрешности оценок ТПО при различных погодных ситуациях (в скобках – частота ситуаций) [1-47, 1-65]

W , кг/м ²	V , м/с		
	$0 < V < 7$	$7 < V < 15$	$V > 15$
$0 < W < 0,2$	0,6 °C (0,5)	1 °C (0,1)	
$0,2 < W < 1$	0,8 °C (0,1)	1,2 °C (0,15).	
$W > 1$			1,2 ± 2 °C (0,15)

При скорости ветра до 7 м/с, критической для появления пенообразований, и слабой облачности ($W < 0,2 \text{ кг/м}^2$) точность спутниковых оценок ТПО приближается к своему пределу, характеризуемому природной чувствительностью ЯТ к вариациям параметра t_n ; лишь при этих условиях спутниковые СВЧ-радиометрические средства способны обеспечить определение ТПО с точностью, приемлемой для океанологов.

Точность определения ТПО в более сложных погодных условиях ($V > 7 \text{ м/с}$, $W > 0,2 \text{ кг/м}^2$) можно повысить в $1,5 \div 2$ раза по сравнению с оценками, приведенными в табл. 1.1, за счет селекции и временного усреднения данных долговременных спутниковых СВЧ-радиометрических измерений, что подтверждается данными наших расчетов (рис. 1.7), а также результатами исследований, проведенных в Лаборатории реактивного движения США (JPL -et Propulsin Laboratory) с помощью многоканальных СВЧ и ИК-радиометров AVHRR, HIRS/MSU, SMMR спутников NOAA, SEASAT и Nimbus 7 [1-67 – 1-71].

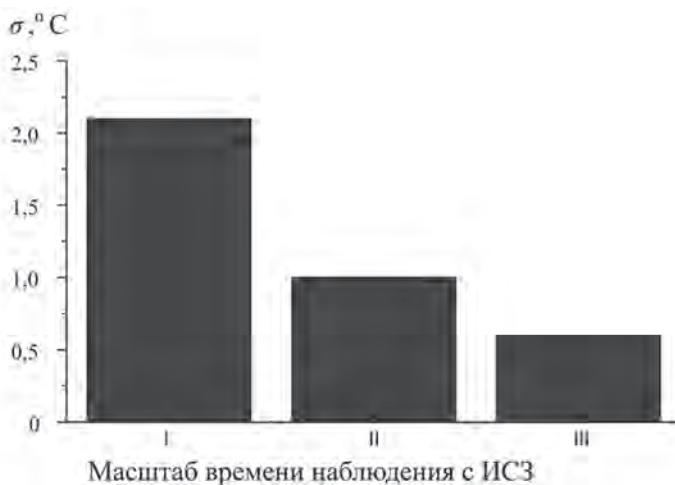


Рис. 1.7. Оценки погрешности определения ТПО от на различных масштабах времени: мезометеорологическом (I), синоптическом (II) и сезонном (III) [1-65]

Надо отметить, что этот цикл работ, где привлекались достаточно затратные спутниковые и наземные средства JPL и НАСА, подвел в свое время черту в развитии спутниковых СВЧ-радиометрических методов определения ТПО. Именно тогда (в середине 1980-х годов) стало понятно, что эффективным (хотя и затратным) подходом к развитию и совершенствованию методов дистанционного определения ТПО является комплексирование данных спутниковых и наземных долговременных измерений в различных районах Мирового океана.

Эффективность использования спутниковых пассивных методов определения ТПО на основе данных измерений используемых в эти годы радиометров SMMR (в СВЧ-диапазоне), AVHRR (в ИК-диапазоне), HIRS/MSU (в СВЧ- и ИК-диапазонах) в интересах климатологических исследований океана демонстрирует табл. 1.2.

Спутниковая СВЧ-радиометрия тепловых и динамических процессов на поверхности океана и в атмосфере

Т а б л и ц а 1.2. Результаты сопоставления спутниковых и судовых среднемесячных оценок ТПО при пространственном усреднении $2 \times 2^\circ$: средние значения и среднеквадратичные отклонения (СКО) их разностей [1-70]

Спутниковый датчик	Ноябрь 1979	Декабрь 1981	Март 1982	Июль 1982
<i>(а) Разность между спутниковыми и судовыми оценками ТПО (средние значения и СКО)</i>				
AVHRR				
среднее значение	0,19	-0,30	-0,36	-0,48
СКО	0,61	0,58	0,62	0,92
число измерений	723	729	795	644
HIRS				
среднее значение	-0,04	0,13	0,30	-0,07
СКО	1,01	0,89	0,97	0,69
число измерений	735	729	795	662
SMMR				
среднее значение	0,52	0,72	-0,21	-0,43
СКО	1,37	1,37	1,13	1,06
число измерений	395	677	690	522

Важен и поучителен опыт авторов работы [1-70] в отношении рационального выбора временных периодов для сопоставления данных дистанционных и прямых измерений, когда данные спутниковых измерений были приурочены к результатам судовых измерений в различных физико-географических зонах Мирового океана, отличающихся сильной сезонной изменчивостью метеорологических и океанографических параметров.

1.3. Возможности использования спутниковых СВЧ-радиометрических методов для определения метеопараметров приземной атмосферы

Температура и парциальное давление (упругость) водяного пара приземного слоя атмосферы, в отличие от интегральных параметров СОА (общего влагосодержания атмосферы и водозапаса облаков), оказывают лишь косвенное влияние на характеристики излучения атмосферы и всей системы в целом, т. к. яркостная температура СОА определяется не только величинами t_a и e , но и их высотным распределением. Анализ взаимосвязи ОВА с приземными значениями параметров температуры и влажности воздуха

в диапазонах сезонных, синоптических и мезометеорологических (суточных) временных масштабов представляет особый интерес с точки зрения применения дистанционных методов для анализа процессов тепло- и влагообмена в приводном слое атмосферы. Приведенные в [1-72 – 1-85] результаты исследований, основанные на данных систематизации многолетних океанографических, метеорологических и аэрологических измерений, указывают на тесную связь влажности и температуры приводного воздуха как ключевых характеристик в тепло- и влагообмене между океаном и атмосферой и величины ОВА, которое легко регистрируется современными спутниковыми СВЧ-радиометрическими средствами.

Роль ОВА важна, по меньшей мере, по двум причинам:

1. Параметр Q тесно связан с яркостной температурой СОА в резонансной линии излучения водяного пара атмосферы 1,35 см, вариации которой четко фиксируются при наблюдении с ИСЗ.

2. В водяном паре сосредоточена в виде скрытого тепла значительная доля общего тепла СОА.

Предпосылкой для совместного анализа параметров e , t_a и Q является наличие между ними корреляционных взаимосвязей, обусловленных процессами вертикальной диффузии, а также горизонтального (адвективного) переноса явного тепла и водяного пара в приводном и пограничном слоях атмосферы.

Среднемесячные (климатические) временные масштабы

Четкая регрессионная связь между величиной ОВА и приводными значениями влажности и температуры воздуха наблюдается при определенном их временном и пространственном усреднении. В качестве примера на рис. 1.8 приведены результаты сопоставления среднемесячных значений параметров Q , e , t_a в 5-градусных квадратах – фрагментах Норвежско-Гренландской, Ньюфаундлендской и Гольфстримской ЭАЗО Северной Атлантики, полученные с помощью многолетних архивных океанографических и метеорологических данных (значения t_a взяты из [1-78], значения Q – из [1-75], а значения e – из [1-79]).

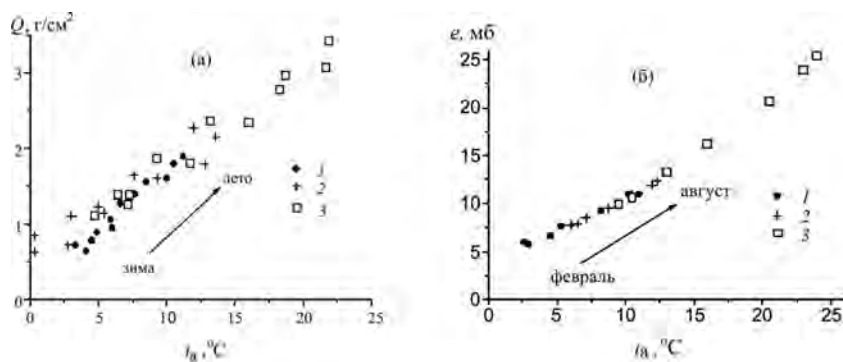


Рис. 1.8. Связь среднемесячных (многолетних) значений параметров Q и t_a в период январь – декабрь (а) и параметрами e и t_a в период февраль – август (б) в Норвежско-Гренландской (1), Ньюфаундлендской (2) и Гольфстримской (3) ЭАЗО

Нами исследована критичность соотношений между среднемесячными значениями ОВА и приводными значениями температуры и влажности к различным версиям архивных данных о параметрах Q , e , t_a ; показано, что дисперсию (разброс) зависимостей $Q(t_a)$, $Q(e)$ можно снизить в несколько раз, если оперировать не с абсолютными, а относительными величинами (вариациями) этих параметров [1-72]. Эта идея иллюстрируется на примере Ньюфаундлендской ЭАЗО (рис. 1.9), откуда видно, что несмотря на разнородность исходных архивных данных, обусловленную различиями в средствах и методах наблюдений, масштабах временного и пространственного усреднения, удастся надежно выделить соотношение между сезонными вариациями среднемесячных параметров Q и t_a .

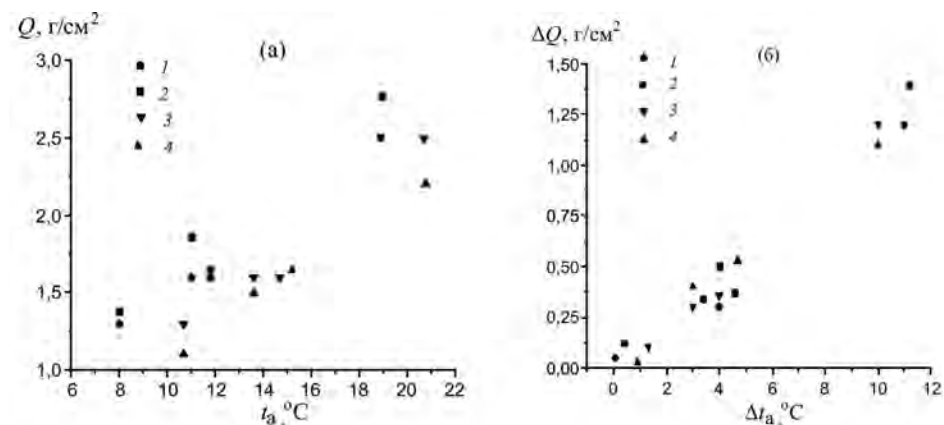


Рис. 1.9. Оценки взаимосвязи вариаций среднемесячных (многолетних) значений параметров Q и t_a (а) и их вариаций (б) за период февраль – май – август – ноябрь в Ньюфаундлендской ЭАЗО по различным исходным данным: 1 – t_a и Q из [1-79]; 2 – t_a из [1-79], Q из [1-80]; 3 – t_a из [1-79], Q из [1-77]; 4 – t_a из [1-79], Q из [1-74]

Примечательно, что здесь крутизна регрессионной зависимости $Q(t_a)$ (угол ее наклона) слабо меняется для средних широт Северной Атлантики, варьируя от 0,1 г/(см² К) (в Норвежско-Гренландской ЭАЗО) до 0,13 г/(см² К) (в ЭАЗО Гольфстрим); в экваториальных зонах Тихого океана величина крутизны примерно в 2 раза выше при том же значении коэффициента корреляции между ΔQ и Δt_a (более 0,9).

Межгодовая изменчивость характеристик регрессионных соотношений между вариациями среднемесячных значений общего влагосодержания атмосферы, влажности и температуры приводного воздуха проанализирована нами на примере тихоокеанской островной метеостанции St. Paul (52,7° N, 170,2° W) по данным метеорологических и аэрологических наблюдений с 1964 г. по 1974 г., приведенным в [1-85] (рис. 1.10). Результаты анализа свидетельствуют об устойчивости зависимостей $\Delta Q/\Delta e$ и $\Delta Q/\Delta t_a$ за этот период (табл. 1.3); коэффициенты вариации которых составляют, соответственно, 9,4 и 13,6 %.

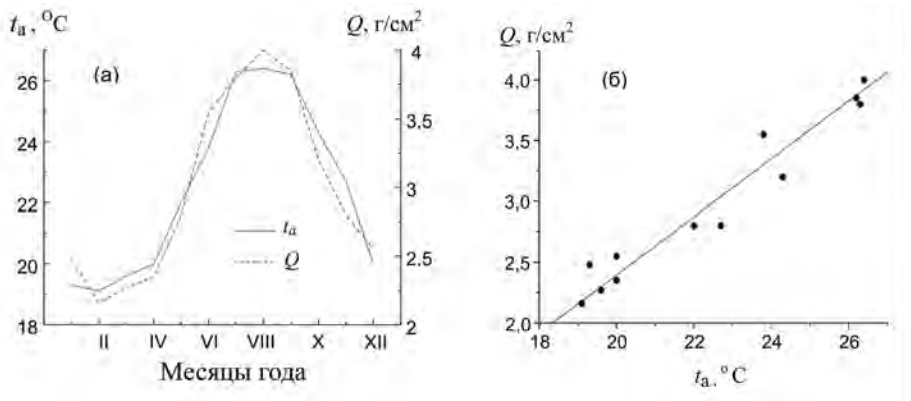


Рис. 1.10. Годовой ход среднемесячных значений общего влагосодержания атмосферы Q и температуры приводной атмосферы t_a (а) на острове Мидвэй (Midway) в Тихом океане ($28,2^{\circ}\text{ N}$, $177,4^{\circ}\text{ W}$) и линейная регрессия между ними: Q – данные интерпретации измерений радиометра SMMR ИСЗ Nimbus 7 из [1-85], усредненные за период 1980 – 1983 гг., t_a – климатические (среднеголетние) данные [1-78]

Т а б л и ц а 1.3. Межгодовая изменчивость значений крутизны регрессионных соотношений $\Delta Q/\Delta e$ и $\Delta Q/\Delta t_a$ для островной метеостанции St. Paul в Тихом океане

Годы	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974
$\Delta Q/\Delta e$	0,16	0,19	0,14	0,18	0,15	0,17	0,16	0,17	0,20	0,15	0,15
$\Delta Q/\Delta t_a$	0,17	0,13	0,13	0,15	0,13	0,18	0,13	0,14	0,18	0,13	0,13

Тесная связь между климатическими значениями температуры и влажности в приводном слое атмосферы наблюдается также и в морских акваториях. Примером могут служить результаты анализа данных многолетних наблюдений в Каспийском море, накопленных в Институте водных проблем РАН [1-83 – 1-84]. По нашим оценкам, среднегодовые значения параметров e и t_a для островных станций, которые, по-видимому, не испытывают заметного берегового влияния Каспия, четко укладываются на один и тот же график в порядке возрастания с изменением их географической широты (см. рис. 1-11).

В целом результаты анализа и систематизации многолетних архивных данных указывают на то, что взаимосвязь среднемесячных значений Q , e , t_a устойчива в широком интервале их изменения ($0,5 < Q < 4 \text{ г}/\text{см}^2$, $5 < e < 30 \text{ мб}$, $0 < t_a < 30^{\circ}\text{C}$). Полученные параметризации четко отражают сезонные вариации среднемесячных значений параметров Q , e , t_a и в то же время хорошо характеризуют местные (локальные) особенности зависимостей $Q(e)$, $Q(t_a)$, а также $e(t_a)$ в различных физико-географических зонах Северной Атлантики и Тихого океана.

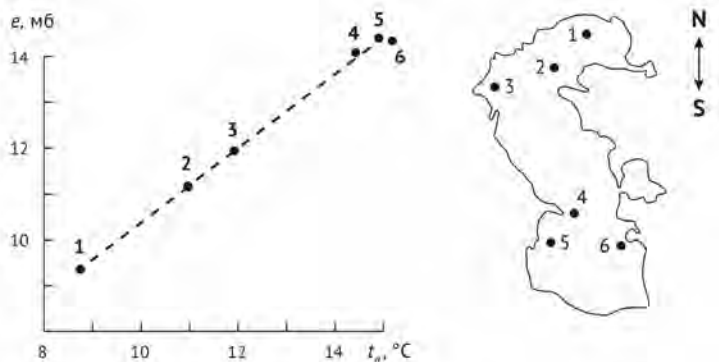


Рис. 1.11. Связь среднегодовых значений параметров e и t_a (1960 – 1987 гг.): остров Пешной (1), Кулалы (2), Тюлений (3), Нефтяные Камни (4), Свиной (5), Огурчинский (6) [1-72]

Синоптические и мезометеорологические временные масштабы

Результаты отечественных экспериментов НЬЮФАЭКС-88 (ноябрь 1987 г. – апрель 1988 г.) и АТЛАНТЭКС-90 (ноябрь 1989 г. – июнь 1990 г.) по изучению теплового и динамического взаимодействия океана и атмосферы в Ньюфаундлендской ЭАЗО Северной Атлантики [1-86, 1-87] дают обширный материал для исследования взаимосвязи между синоптическими и мезометеорологическими вариациями параметров Q , e , t_a в средних широтах океана.

Из всего архива нами были преимущественно использованы данные стационарных фаз экспериментов (март 1988 г. и апрель 1990 г.), полученные на научно-исследовательских судах погоды (НИСП) «Виктор Бугаев», «Волна» и «Муссон» и включающие более 2000 метеорологических наблюдений в приводной атмосфере с 1-часовым разрешением и более 400 аэрологических (радиозондовых) наблюдений в интервале высот от 10 до 16000 метров на 20 уровнях с 6-часовым разрешением, а также более 2000 измерений ОВА с временным разрешением 15–20 минут с НИСП «Волна» при помощи ориентированных вверх антеннами СВЧ-радиометров, работающих на длинах волн 1,35 см и 0,8 см (в эксперименте АТЛАНТЭКС-90) [1-87].

В результате проведенных исследований было показано, что связь между синоптическими вариациями ОВА, полученных по данным СВЧ-радиометрического зондирования, с вариациями температуры и влажности приводного воздуха, известных из метеорологических данных, является весьма устойчивой.

С помощью результатов измерений на стационарных фазах экспериментов АТЛАНТЭКС-90 и НЬЮФАЭКС-88 выполнен анализ взаимосвязи мезометеорологических вариаций параметров Q , e , t_a атмосферы для ряда фрагментов, отличающихся сильной изменчивостью этих параметров; примеры для двух из этих фрагментов представлены на рис. 1.12.

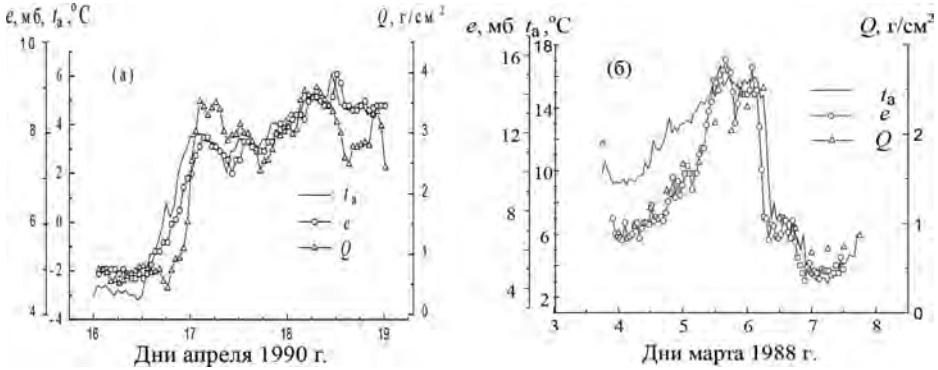


Рис. 1.12. Связь суточных вариаций параметров e , t_a и Q : а) АТЛАНТЭКС-90, НИСП «Волна», 16–18 апреля 1990 г. – результаты сопоставления ежечасных значений e , t_a и значений Q , усредненных по 15–20-минутным выборкам; б) НЬУФАЭКС-88, НИСП «Муссон», 3–8 марта 1988 г. – результаты сопоставления ежечасных значений e , t_a и шестичасовых выборок параметра Q

Результаты анализа свидетельствуют о том, что связь между величиной ОВА, приводной влажностью и температурой атмосферы, формируется на суточных интервалах. Отмечаются следующие особенности: а) наиболее тесная связь среди параметров Q , e , t_a наблюдается в большинстве случаев между температурой и влажностью приводного воздуха; б) при резких (циклонических) процессах перестройки атмосферы изменения параметра Q часто следуют за изменениями параметров e , t_a с задержкой на несколько часов [1-22, 1-72].

Горизонтальный перенос тепла и влаги в атмосферном пограничном слое атмосферы играет важную роль в формировании вертикального распределения температуры и влажности воздуха в мезометеорологическом диапазоне временных масштабов, особенно в периоды частой и характерной для средних широт Северной Атлантики циклонической деятельности (теоретический анализ этого явления выполнен в 5-й главе). В качестве иллюстрации на рис. 1.13 приведены данные аэрологических измерений, выполненных с НИСП «Виктор Бугаев» в эксперименте АТЛАНТЭКС-90 – результаты измерений температуры и влажности воздуха в пограничном слое атмосферы на различных уровнях зондирования в период 8–13 апреля 1990 г. с шестичасовым временным разрешением, а в табл. 1.4 – результаты их корреляционного анализа.

Т а б л и ц а 1.4. Корреляция температуры и влажности (упругости водяного пара) воздуха в пограничном слое атмосферы между различными высотными горизонтами (h)

h , м	10	100	200	500	1000
10	1	0,993	0,988	0,968	0,788
100	0,995	1	0,998	0,979	0,812
200	0,990	0,999	1	0,982	0,827
500	0,988	0,996	0,996	1	0,857
1000	0,948	0,954	0,953	0,962	1
температура воздуха			упругость водяного пара воздуха		

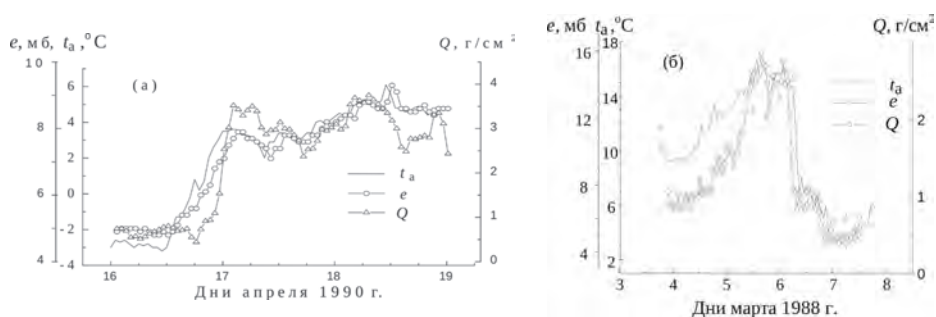


Рис. 1.13. Связь суточных вариаций параметров e , t_a и Q : а) АТЛАНТЭКС-90, НИСП «Волна», 16–18 апреля 1990 г. – результаты сопоставления ежечасных значений e , t_a и значений Q , усредненных по 15–20-минутным выборкам; б) НЬЮФАЭКС-88, НИСП «Муссон», 3–8 марта 1988 г. – результаты сопоставления ежечасных значений e , t_a и шестичасовых выборок параметра Q

Выводы к главе 1

1. Данные спутниковых СВЧ-радиометрических измерений несут информацию о различных параметрах системы океан-атмосфера, являющихся ключевыми при расчете вертикальных турбулентных потоков тепла и влаги на границе раздела океана и атмосферы. Например, интенсивность собственного СВЧ-излучения СОА в сантиметровом диапазоне длин волн непосредственно связана с температурой поверхности океана и скоростью ветра в приповерхностном слое атмосферой, *прямо* влияющими на интенсивность тепло- и влагообмена между океаном и атмосферой. Другие параметры, значимые для процессов тепло- и влагообмена в интерфейсе СОА, такие как температура и влажность приводного воздуха, лишь *косвенно* влияют на характеристики собственного СВЧ-излучения СОА.

2. Результаты анализа многочисленных архивных и современных данных указывают на существование тесной связи температуры и влажности приводного воздуха с общим влагосодержанием атмосферы, на различных временных масштабах – суточных, синоптических, сезонных. Наиболее отчетливо эта связь проявляется для сезонных вариаций среднемесячных значений указанных параметров, которая формируется на синоптических интервалах времени. Использование общего влагосодержания атмосферы в качестве количественной характеристики температуры и влажности приводного воздуха привлекательно тем, что данный параметр надежно определяется методами спутниковой СВЧ-радиометрии в области резонансного поглощения радиоизлучения в водяном паре атмосферы 1,35 см.

Список литературы к главе 1

- 1-1. Хунджуа Г.Г., Андреев Е.Г. К вопросу определения потоков тепла и водяного пара в системе океан-атмосфера по данным наблюдений профилей температуры в тонком поверхностном слое моря // Докл. АН СССР. 1973. Т. 208. № 4. С. 841-843.
- 1-2. Бычкова И.А., Викторов С.В., Виноградов В.В. Дистанционное определение температуры моря (Спутниковые и авиационные методы определения температуры поверхности моря по излучению в ИК-диапазоне). – Л.: Гидрометеиздат. 1988. 224 с.
- 1-3. Шарков Е.А. Об использовании радиотепловых систем СВЧ для исследования теплового взаимодействия в переходном слое на границе океан-атмосфера // Радиотехника и электроника. 1978. Т. 23. № 3. С. 656–658.
- 1-4. Митник Л.М. Возможности дистанционного зондирования температуры в тонком поверхностном слое океана // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1979. Т. 15. № 3. С. 344–347.
- 1-5. Гайкович К.П., Резник А.Н., Сумин М.И., Троицкий Р.В. Определение профиля температуры поверхностного слоя воды по его радиоизлучению в СВЧ-диапазоне // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1987. Т. 23. № 7. С. 761–768.
- 1-6. Иванов А. Введение в океанографию. – М.: Мир. 1978. 574 с.
- 1-7. Лаппо С.С., Гулев С.К., Рождественский А.Е. Крупномасштабное тепловое взаимодействие в системе океан-атмосфера и энергоактивные области Мирового океана. – Л.: Гидрометеиздат. 1990. 336 с.
- 1-8. Ариэль Н.З., Бортковский Р.С., Бютнер Э.К. и др. О расчете среднемесячных значений потоков тепла и влаги над океаном // Метеорология и гидрология. 1973. № 5. С. 3–11.
- 1-9. Esbensen S.K, Reynolds R.W. Estimating monthly averaged air-sea transfers of heat and momentum using the bulk aerodynamic method // J. Phys. Oceanogr. 1981. V. 11. № 4. P. 457–465.
- 1-10. Ларин Д.А. О возможности расчетов потоков тепла и влаги по осредненным значениям метеозлементов // Труды ВНИИГМИ-МЦД. 1984. Вып. 110. С. 87–93.
- 1-11. Гулев С.К. Эффекты пространственно-временного осреднения в оценках параметров энергообмена океана и атмосферы // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1991. Т. 27. № 2. С. 204–213.
- 1-12. Дымников В.П., Кортаев Г.К., Галин В.Я. Требования к составу и точности спутниковой информации в исследованиях по программе «Разрезы» // Итоги науки и техники, Атмосфера, океан, космос – программа «Разрезы». Т. 3. М.: ВИНТИ. 1984. 35 с.
- 1-13. Гришин Г.А., Лебедев Н.Е. Использование ИК-данных ИСЗ при мониторинге океана и атмосферы: состояние проблемы // Исслед. Земли из космоса. 1990. № 6. С. 97–104.
- 1-14. Taylor P.K. The determination of surface fluxes of heat and water by satellite radiometry and in situ measurements // Large-scale oceanographic experiments and satellites / Eds. C. Gautier and M. Fleux. D. Reidel Publ. Co. 1983. P. 223–246.
- 1-15. Schulz J, Meiwert J, Ewald S, Schlusser P. Evaluation of satellite-derived latent heat fluxes // J. of Climate. Nov. 1997. V.10. P. 2782–2795.
- 1-16. Гранков А.Г., Мильшин А.А., Петренко Б.З. Радиотепловое излучение как характеристика теплового взаимодействия океана и атмосферы на сезонных и синоптических масштабах. // Докл. АН. 1999. Т. 367. № 5. С. 680–683.
- 1-17. Liu W.T. Satellite remote sensing of ocean surface forcing and response // Space Remote Sensing of Subtropical Oceans: COSPAR Colloq. Taipei, 1995. P. 15B2-1-15B2-3.

Спутниковая СВЧ-радиометрия тепловых и динамических процессов на поверхности океана и в атмосфере

1-18. *Grassl H., Jost V., Schulz J. et al.* The Hamburg ocean-atmosphere parameters and fluxes from satellite data (HOAPS): A climatological atlas of satellite-derived air-sea interaction parameters over the world oceans. Report No. 312. MPI. Hamburg. Nov. 2000. 130 p.

1-19. *Curry J.A., Bentamy A., Bourassa M.A. et al.* SEAFLUX: Satellite-based datasets of surface turbulent fluxes over the global oceans are being evaluated and improved // American meteorological society. March 2004. P. 409–424.

1-20. *Kubota M., Iwasaka N., Kizu S., Knoda M.* Japanese Ocean Flux Data Sets with Use of Remote Sensing Observations (J-OFURO) // *J. Oceanography*. 2002. V. 58. P. 213–215.

1-21. *Ильин Ю.А., Кузнецов А.А., Малинников В.А.* О методике дистанционного определения потока тепла на границе раздела океан-атмосфера // *Изв. ВУЗов. Геодезия и аэрофотосъемка*. 1986. № 6. С. 117–120.

1-22. *Гранков А.Г., Новичихин Е.П.* Об использовании формул тепловлагообмена между океаном и атмосферой при усвоении спутниковых радиометрических измерений // *Метеорология и гидрология*. 1997. № 1. С. 81–90.

1-23. *Eyre J.R., Lorence A.C.* Direct use of satellite sounding radiances in numerical weather prediction // *Meteorolog. Magazine*. 1989. V. 118. P. 13–16.

1-24. *Латишин В.В., Рагулин И.Г.* Скорость газообмена между воздухом и морем по данным СВЧ-радиометров // *Метеорология и гидрология*. 1989. № 3. С. 113–115.

1-25. *Реутов Е.А., Шутко А.М.* О взаимосвязи яркостной температуры в радиодиапазоне с радиационным индексом сухости // *Исслед. Земли из космоса*. 1987. № 6. С. 42–48.

1-26. *Реутов Е.А.* О взаимосвязи поля собственного СВЧ- и ИК-излучения природных объектов с их состоянием // *Исслед. Земли из космоса*. 1989. № 1. С. 70–76.

1-27. *Гранков А.Г., Шутко А.М.* Об использовании дистанционных радиофизических методов для оценки роли энергоактивных зон океанов в формировании погоды на континентах // *Исслед. Земли из космоса*. 1991. № 6. С. 17–25.

1-28. *Гранков А.Г.* О диагностике интегральных потоков явного тепла на границе между океаном и атмосферой методами СВЧ-радиометрии // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 1992. Т. 28. № 12. С. 1189–1197.

1-29. *Гранков А.Г., Усов П.П.* Взаимосвязь среднемесячных разностей температуры и воздуха с характеристиками теплового излучения в СВЧ- и ИК-диапазонах // *Метеорология и гидрология*. 1994. № 6. С. 79–89.

1-30. *Гранков А.Г., Мильшин А.А., Новичихин Е.П.* Взаимосвязь радиояркостной температуры с интенсивностью теплового взаимодействия океана и атмосферы (на примере эксперимента «АТЛАНТЭКС-90») // *Исслед. Земли из космоса*. 1998. № 3. С. 75–82.

1-31. *Гранков А.Г., Мильшин А.А.* Взаимосвязь СВЧ-излучения системы океан-атмосфера с потоками тепла и импульса на границе раздела // *Изв. АН. Физика атмосферы и океана*. 1999. Т. 35. № 5. С. 629–637.

1-32. *Гранков А.Г., Гулев С.К., Мильшин А.А., Шелобанова Н.К.* Экспериментальное исследование взаимосвязи радиояркостной температуры системы океан-атмосфера с синоптическими вариациями потоков тепла и импульса на ее границе // *Исслед. Земли из космоса*. 1999. № 6. С. 3–7.

1-33. *Grankov A.G., Mil'shin A.A., Resnjanskii Ju.D.* Intercommunication between heat exchange in the air-sea interface and upgoing microwave radiation in the range of synoptic time scales // *Proc. Intern. Symp. on Remote Sensing (IGARSS): Coll. Papers*. Germany: Hamburg. 1999. P. 2324–2326.

1-34. *Гранков А.Г., Мильшин А.А., Шелобанова Н.К.* Локальные контрасты в океане и атмосфере в районе среднеширотного гидрологического фронта по данным

СВЧ-радиометрических измерений с ИСЗ // Метеорология и гидрология. 2001. № 8. С. 49–56.

1-35. Гранков А.Г., Мильшин А.А. Использование радиометра SSM/I спутников DMSP для исследования климатически значащих параметров океана и атмосферы в Северной Атлантике // Исслед. Земли из космоса. 2001. № 5. С. 70–78.

1-36. Гранков А.Г., Мильшин А.А. О чем говорит собственное радиотепловое излучение океана // Земля и Вселенная. 2019. № 1. С. 48–61.

1-37. Шулейкин В.В. Физика моря. – М.: Наука. 1968. 1084 с.

1-38. Николаев Ю.В. Роль крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы в формировании аномалий погоды. – Л.: Гидрометеиздат. 1981. 52 с.

1-39. Харкевич А.А. Спектры и анализ. – М.: ГИФМЛ. 1962. 236 с.

1-40. Фрэнкс Л. Теория сигналов. – М.: Советское Радио. 1974. 343 с.

1-41. Башаринов А.Е., Гурвич А.С., Егоров С.Т. Радиоизлучение Земли как планеты. – М.: Наука. 1974. 188 с.

1-42. Богородский В.В., Козлов А.И., Тучков Л.Т. Радиотепловое излучение земных покровов. – Л.: Гидрометеиздат. 1977. 224 с.

1-43. Кондратьев К.Я., Григорьев Ал.А., Рабинович Ю.А., Шульгина Е.М. Метеорологическое зондирование подстилающей поверхности / Под. ред. К.Я. Кондратьева. Л.: Гидрометеиздат. 1979. 248 с.

1-44. Кондратьев К.Я. Спутниковая климатология. Л.: Гидрометеиздат, 1983, 264 с.

1-45. Ulaby F.T., Moore R.K., Fung A.K. Microwave remote sensing. V. 1, 2, 3. N.Y.: 1981, 1982, 1986.

1-46. Нелепо Б.А., Кортаев Г.К., Суетин В.С., Терехин Ю.В. Исследование океана из космоса. – Киев: Наукова думка. 1985. 168 с.

1-47. Шутко А.М. СВЧ-радиометрия водной поверхности и почвогрунтов. – М.: Наука. 1986. 190с.

1-48. Кочергин В.П., Тимченко И.Е. Мониторинг гидрофизических полей океана. – Л.: Гидрометеиздат. 1987. 279 с.

1-49. Чавро А.И. Физические основы и методы определения температуры поверхности океана со спутников. – М.: ОБМ АН СССР. 1990. 174 с.

1-50. Кондратьев К.Я., Мелентьев В.В., Назаркин В.А. Космическая дистанционная индикация акваторий и водосборов (микроволновые методы). – С.-П.: 1992. 248 с.

1-51. Райзер В.Ю., Черный И.В. Микроволновая диагностика поверхностного слоя океана. – С.-П.: 1994. 231 с.

1-52. Cherny I.V., Raizer V.Yu. Passive microwave remote sensing of oceans. Wiley UK. 1998. 300 p.

1-53. Armand N A, Polyakov V M. Radio propagation and remote sensing of the environment. CRC Press LLC, Boca Raton. 2005. 451 p.

1-54. Шарков Е. А. Радиотепловое дистанционное зондирование Земли: физические основы – М.: ИКИ РАН. 2014. 544 с.

1-55. Кутуза Б. Г., Данильчев М. В., Яковлев О.И. Спутниковый мониторинг Земли: Микроволновая радиометрия атмосферы и поверхности. – М.: ЛЕНАНАД, 2016. 336 с.

1-56. Тимофеев Ю.М. Глобальная система мониторинга параметров атмосферы и поверхности. – СПбГУ. 2010. 129 с.

1-57. Sharkov E.A. Global tropical cyclogenesis. – Springer. 2012. 599 p.

1-58. Grankov A.G., Marechek S.V., Milshin A.A. et al. Elaboration of technologies for diagnosis of tropical hurricanes beginning in oceans with remote sensing methods / Chapter in collective monograph «Hurricane Researches», InTech Publ. House, Dec. 2012. Chapter 2. P. 23-41.

Спутниковая СВЧ-радиометрия тепловых и динамических процессов на поверхности океана и в атмосфере

1-59. *Переслегин С.В.* О соотношении между тепловыми и радиояркими контрастами морской поверхности. // Известия АН СССР, Физика атмосферы и океана, 1967. Т. 3. № 1. С. 47–51.

1-60. *Wentz F.J.* A well-calibrated ocean algorithm for special sensor microwave/imager // J. Geophys. Res. 1997. V. 102, P. 8703–8718.

1-61. *Liu Q., Weng F., English S.J.* An improved fast microwave water emissivity model. IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 2011. V. 49, P. 1238–1250.

1-62. *Meissner T., Wentz F.J.* The emissivity of the ocean surface between 6 – 90 GHz over a large range of wind speeds and Earth incidence angles // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 2012. V. 50, P. 3004–3026.

1-63. *Zabolotskikh E., Mitnik L., Chapron B.* An updated geophysical model for AMSR-E and SSMIS brightness temperature simulations over oceans // Remote Sens. 2014. V. 6. P. 2317–2342.

1-64. *Гранков А.Г., Шутко А.М.* Оценки эффективности определения параметров морской поверхности и атмосферы СВЧ-радиометрическим методом // Радиотехника. 1980. Т. 35. № 5. С. 38–41.

1-65. *Гранков А.Г., Шутко А.М.* Точность определения температуры поверхности океана и ее вариаций спектральными методами спутниковой СВЧ-радиометрии // Исслед. Земли из космоса. 1992. № 1. С. 107–121.

1-66. *Матвеев Д.Т.* Анализ результатов радиотеплового зондирования морской поверхности при шторме // Метеорология и гидрология. 1978. № 4. С. 58–66.

1-67. *Hofer R., Njoku E.G., Waters J.W.* Microwave radiometric measurements of sea surface temperature from the SEASAT satellite: First results // Science. 1981. V. 212. P. 1385–1387.

1-68. *Njoku E.G., Barnett T.P., Laurs R.M., Vastano A.C.* Advances in satellite sea surface temperature measurement and oceanographic applications // J. Geophys. Res. 1985. V. 90. № C6. P. 11.573–11.586.

1-69. *Susskind J., Reuter D.* Retrieval of sea surface temperatures from HIRS/MSU // J. Geophys. Res. 1985. V. 90. № C6. P. 11.602–11.608.

1-70. *Bernstein R.L., Chelton D.B.* Large-scale sea surface temperature variability from satellite and shipboard measurements // J. Geophys. Res. 1985. V. C6. № 6. P. 11.619–11.630.

1-71. *Hilland J.E., Chelton D.B., Njoku E.G.* Production of global sea surface temperature fields for the Jet Propulsion Laboratory workshop comparisons // J. Geophys. Res. 1985. V. 90. № C6. P. 11.642–11.650.

1-72. *Гранков А.Г., Мильшин А.А.* Исследование взаимосвязи между термодинамическими параметрами атмосферы для обоснования возможности определения температуры ее нижнего слоя методами спутниковой СВЧ- и ИК-радиометрии. Препринт № 3 (603). – М.: ИПЭ РАН. 1995. 43 с.

1-73. *Гранков А.Г., Мильшин А.А.* О корреляции влажности и влагосодержания с температурой приземного слоя воздуха // Метеорология и гидрология. 1994. № 10. С. 78–81.

1-74. *Дроздов О.А., Григорьева А.С.* Влагооборот в атмосфере. – Л.: Гидрометеоиздат. 1963. 163 с.

1-75. *Tuller S.E.* World distribution of mean monthly and annual precipitable water // Mon. Weather Rev. 1968. V. 96. № 11. P. 785–797.

1-76. *Снопков В.Г.* О корреляции между содержанием водяного пара в атмосфере и характеристиками влажности воздуха у поверхности земли // Метеорология и гидрология. 1977. № 12. С. 38–42.

1-77. *Тимофеев Н.А.* О вертикальном распределении влажности воздуха и влагосодержания в атмосфере над океанами // Метеорология и гидрология. 1979. № 8. С. 55–62.

1-78. Атлас океанов. Атлантический и Индийский океаны. – М.: ГУНиО Министерства обороны СССР. 1977. 306 с.

1-79. Средние месячные, декадные и пентадные значения температуры воды, воздуха, разности температур «воздух-вода» и скорости ветра в отдельных районах Северной Атлантики (1953–1974 гг.). – Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД. 1979. 153 с.

1-80. *Снопков В.Г.* О сезонных изменениях паросодержания над всем Атлантическим океаном /Атмосферная циркуляция и ее взаимодействие с океаном в тропических и внутритропических широтах Атлантики. – М.: Наука. 1981. С. 220–232.

1-81. *Никонов В.И.* Среднее интегральное влагосодержание атмосферы северной части Атлантического океана по данным аэрологического зондирования кораблей погоды с 1958 по 1970 г. // Проблемы Арктики и Антарктики. 1984. Вып. 58. С. 85–90.

1-82. *Бабкин В.И.* Испарение с водной поверхности. – Л.: Гидрометеиздат. 1984. 306 с.

1-83. *Панин Г.Н.* Тепло- и массообмен между водоемом и атмосферой в естественных условиях. – М.: Наука. 1985. 206 с.

1-84. *Панин Г.Н., Дзюба А.В., Чернова и др.* Взаимодействие вод суши с атмосферой. – М.: Наука. 1993. 185 с.

1-85. *Liu W.T.* Statistical relation between monthly mean precipitable water and surface-level humidity over global oceans // Mon. Weather Rev. 1986. V. 114. P. 1591–1602.

1-86. *Ланно С.С., Озмидов Р.Р., Волков Ю.А. и др.* Эксперимент «Разрезы-НЬЮФАЭКС-88» // Метеорология и гидрология. 1989. № 9. С. 67-76.

1-87. *Гулев С.К., Иванов Ю.А., Колинко А.В. и др.* Эксперимент «АТЛАНТЭКС-90» // Метеорология и гидрология. 1992. № 5. С. 51–61.

Глава 2.

Моделирование характеристик СВЧ- и ИК- излучения СОА и анализ их связи с поверхностными тепловыми потоками на синоптических масштабах

Приведены результаты моделирования интенсивности собственного излучения системы океан-атмосфера в СВЧ-диапазоне (на миллиметровых и сантиметровых волнах) на различных уровнях зондирования (спутниковый, самолетный, корабельный). Исследуется связь СВЧ-радиационных характеристик с вертикальными турбулентными потоками явного, скрытого и суммарного тепла на границе раздела океана и атмосферы, а также с теплосодержанием пограничного слоя атмосферы в синоптическом диапазоне временных масштабов. Особое внимание уделено поиску спектральных интервалов, обеспечивающих наиболее тесную связь излучательных и тепловых характеристик системы океан-атмосфера.

2.1. Моделирование яркостной температуры СОА на основе данных судового эксперимента АТЛАНТЭКС-90

2.1.1. Описание исходных данных.

Для моделирования СВЧ-излучательных характеристик СОА используются результаты эксперимента АТЛАНТЭКС-90, проведенного с участием научно-исследовательских судов погоды (НИСП) «Виктор Бугаев», «Муссон» и «Волна», выполненного в марте-апреле 1990 г. в Ньюфаундлендской энергоактивной зоне (ЭАЗО) Северной Атлантики [2-1, 2-2, 2-3]. Этот уникальный эксперимент стал заключительным в исследованиях процессов крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы в среднеширотных ЭАЗО зонах Северной Атлантики, находящихся в русле течения Гольфстрим и его продолжения – Северо-Атлантического течения, которые проводились в рамках программы «Разрезы» в конце 80-х годов [2-4].

Из обширного архива данных, накопленных за весь период эксперимента, нами привлечены лишь данные стационарной фазы эксперимента (4–21 апреля 1990 г.), отличающейся от остальных этапов следующими особенностями:

- а) наибольшая периодичность и регулярность метеорологических и особенно аэрологических наблюдений в этот период;
- б) возможность исследования в чистом виде временной динамики параметров океана и атмосферы благодаря фиксированному положению судов погоды «Виктор Бугаев», «Муссон», «Волна».

Суда погоды в этот период проводили измерения в трех точках дельты Гольфстрима: в южной периферии основной струи Гольфстрима

(42,3° с. ш., 46° з. д. – НИСП «Виктор Бугаев»), в южной ветви Гольфстрима (41,3° с. ш., 41° з. д. – НИСП «Муссон») и в восточной ветви Лабрадорского течения (48,2° с. ш., 46° з. д. – НИСП «Волна»). Данная область океана характеризуется значительной синоптической изменчивостью параметров океана и атмосферы, что обусловлено близостью субполярного гидрологического фронта, образуемого холодным Лабрадорским течением и теплым квазистационарным антициклоническим вихрем Гольфстрима. Кроме того, важным ее атрибутом является интенсивная горизонтальная циркуляция атмосферы: примерно 50 % всего времени она подвергается воздействию мощных среднеширотных циклонов, сопровождающихся значительными изменениями температуры и влажности атмосферы, а также тепловых потоков [2-3].

Из архивных материалов стационарной фазы выделены следующие параметры:

а) ежечасные значения температуры поверхности океана, температуры и влажности воздуха в приводном слое, скорости приводного ветра (более 1000 ежечасных метеорологических наблюдений);

б) значения температуры, влажности и давления воздуха на 20 уровнях в диапазоне высот 10 ÷ 16000 м с 6-часовым временным интервалом (более 200 аэрологических зондирований атмосферы);

в) оценки вертикальных турбулентных потоков явного, скрытого, суммарного тепла и импульса на границе океана и атмосферы, рассчитанные в Государственном океанографическом институте по стандартным методикам [2-5].

Фрагмент стационарной фазы эксперимента АТЛАНТЭКС-90 с 8 по 13 апреля 1990 г. проанализирован наиболее детально в связи с тем, что именно в этот период на всех судах погоды отмечался дружный отклик параметров океана и атмосферы на прохождение мощного циклона в этой области Северной Атлантики.

2.1.2. Радиационная модель СОА в СВЧ- и ИК-диапазонах.

Для расчета интенсивности собственного излучения СОА по данным судовых измерений воспользуемся моделью, которая применима и в тепловом ИК-диапазоне и позволяет учитывать данные о вертикальном распределении температуры, влажности и давления воздуха, содержащиеся в аэрологических измерениях. В соответствии с этой моделью интенсивность результирующего излучения системы I при измерениях с ИСЗ складывается из трех компонент [2-6, 2-7]:

$$I = I_1 + I_2 + I_3, \quad (2.1)$$

где

$$I_1 = I_n \exp[-\tau(H)] \quad (2.2)$$

Спутниковая СВЧ-радиометрия тепловых и динамических процессов на поверхности океана и в атмосфере

интенсивность восходящего потока излучения водной поверхности I_n , ослабленного в атмосфере (множитель $\exp[-\tau(H)]$);

$$I_2 = \int_0^H I_a(h) \exp[\tau(h) - \tau(H)] dh \quad (2.3)$$

интенсивность интегрального восходящего потока излучения атмосферы, которая вычисляется путем суммирования (последовательно) парциальных потоков $I_a(h)$ с учетом соответствующих характеристик ослабления в слоях;

$$I_3 = R \int_0^H I_a(h) \exp[-\tau(h)] dh \exp[-\tau(H)] \quad (2.4)$$

интенсивность интегрального потока излучения атмосферы, отраженного от водной поверхности;

$$\tau(h) = \int_0^h \gamma(h') dh' \quad (2.5)$$

– величина интегрального поглощения в атмосфере, определяемое погонным поглощением γ и толщиной слоя h (на уровне моря $h = 0$); H – верхняя граница тропосферы; R – коэффициент отражения водной поверхности.

Интенсивность потока теплового излучения водной поверхности пропорциональна:

в СВЧ-диапазоне

$$I_n = \epsilon T_n;$$

в ИК-диапазоне

$$I_n = B(T_n),$$

где T_n – температура поверхности океана в градусах Кельвина ($T_n = t_n + 273$); $B(T_n)$ – функция Планка с аргументом T_n ; ϵ – коэффициент излучения поверхности океана.

Интенсивность теплового излучения атмосферы, формирующегося на уровне h , определяется:

в СВЧ-диапазоне

$$I_a(h) = T_a(h) \gamma(h);$$

в ИК-диапазоне

$$I_a(h) = B(T_a(h)) \gamma(h),$$

где $T_a(h)$ – термодинамическая температура слоя h атмосферы в градусах Кельвина; $B(T_a(h))$ – функция Планка с аргументом $T_a(h)$.

В СВЧ-диапазоне, где справедливо длинноволновое приближение Релея-Джинса, в качестве меры интенсивности излучения I логично использовать яркостную температуру T^* .

2.2. Результаты расчетов яркостной температуры СОА и ее сопоставления с тепловыми потоками [2-8]

2.2.1. Результаты расчетов яркостных контрастов СОА в СВЧ-диапазоне.

С помощью модели (2.1)–(2.5) на основе данных гидрологических, метеорологических и аэрологических измерений с НИСП «Виктор Бугаев», «Муссон» и «Волна» выполнены расчеты суточных и синоптических вариаций яркостной температуры СОА в диапазоне длин волн $0,5 \div 5$ см (рис. 2.1).

Отклик поля собственного СВЧ-излучения СОА на изменчивость тепловых потоков на границе раздела океана и атмосферы проявляется наиболее отчетливо в период прохождения циклона 8–13 апреля 1990 г., в течение которого вариации потоков суммарного (явного + скрытого) тепла по данным [2-3] составили более 800 Вт/м^2 для судна «Виктор Бугаев», 500 Вт/м^2 для судна «Муссон» и около 400 Вт/м^2 для судна «Волна».

Из иллюстрации видно, что среди участков спектра, использованных для расчета яркостной температуры СОА (5,4 мм; 5,6 мм; 5,9 мм; 8 мм; 1 см; 1,35 см; 1,6 см; 3,2 см; 5 см), выделяется диапазон длин волн $0,59 \div 1,6$ см в окрестностях линий резонансного излучения (поглощения) атмосферного кислорода и водяного пара, в котором величина контраста яркостной температуры в этот промежуток времени максимальна.

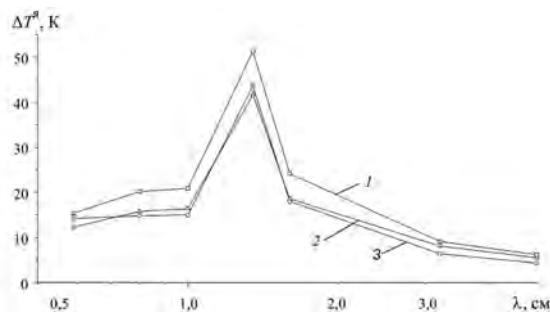


Рис. 2.1. Спектральная зависимость яркостного контраста СОА в диапазоне длин волн $0,5 \div 5$ см, обусловленного прохождением циклона (8–13 апреля) в районах расположения судов «Волна» (1), «Муссон» (2) и «Виктор Бугаев» (3)

В данном спектральном диапазоне (в особенности в резонансных областях 5 мм и 1,35 см) отмечается тесная взаимосвязь между вариациями суммарных тепловых потоков на границе раздела океана и атмосферы и ЯТ в районах расположения НИСП «Виктор Бугаев», «Муссон» и «Волна» на спутниковом, самолетном и корабельном уровнях.

Область резонансного поглощения радиоизлучения в водяном паре атмосферы 1,35 см играет особую роль при анализе теплового взаимодействия океана и атмосферы.

Для оценки вклада различных слоев в формирование излучательных характеристик СОА и их роли во взаимосвязи с тепловыми потоками на границе раздела океана и атмосферы на синоптических масштабах рассмотрены сле-

Спутниковая СВЧ-радиометрия тепловых и динамических процессов на поверхности океана и в атмосфере

дующие варианты. Приемники излучения (СВЧ-радиометры в миллиметровом и сантиметровом диапазонах длин волн) с антеннами, ориентированными вниз (в надир), находятся: 1) выше свободной атмосферы – соответствует случаю наблюдения с ИСЗ; 2) на границе между свободной атмосферой и ее пограничным слоем – реализуется при наблюдении с борта самолета на высотах $1000 \div 1500$ м над поверхностью океана); 3) вблизи (на расстоянии $10 \div 15$ м) от границы раздела поверхности океана и атмосферы – соответствует случаю наблюдения с борта судна.

2.2.2. Связь яркостной температуры СОА с тепловыми потоками.

На рис. 2.2 представлены результаты расчетов яркостной температуры СОА на длине волны $1,35$ см $T_{1,35}^{\text{я}}$ и потоков суммарного тепла q_{hc} для НИСП «Виктор Бугаев», «Муссон» и «Волна» в Ньюфаундлендской ЭАЗО в период 8–13 апреля 1990 г.

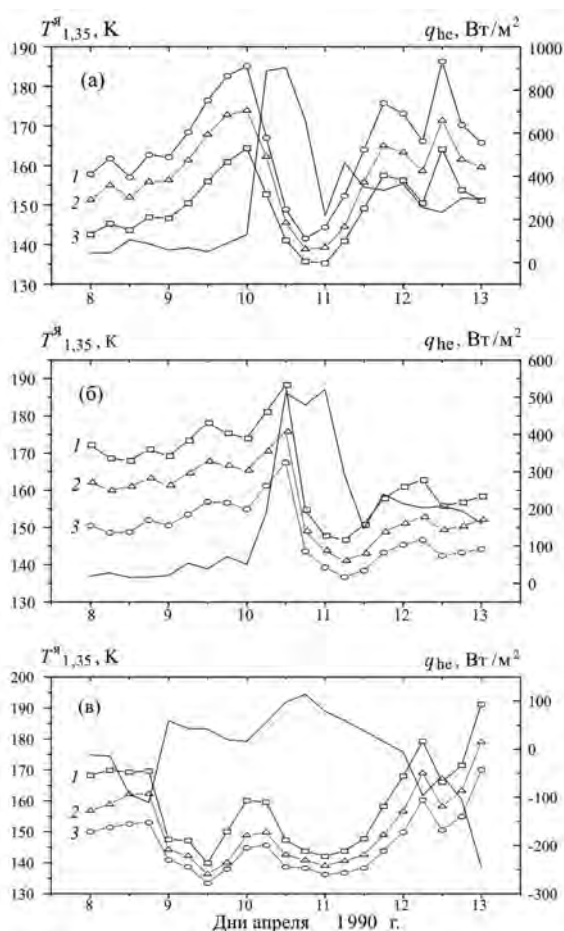


Рис. 2.2. Сопоставление потоков суммарного тепла (сплошная линия) с оценками ЯТ на длине волны $1,35$ см в районе расположения НИСП «Виктор Бугаев» (а), «Муссон» (б) и «Волна» (в) с 8 по 13 апреля 1990г.: имитация спутниковых (1), самолетных (2) и судовых (3) наблюдений

Вариации ЯТ на длине волны 1,35 см специально представлены на фоне вариаций потоков суммарного тепла, чтобы подчеркнуть их связь на синоптических масштабах времени, обусловленную прохождением среднеширотных циклонов. Причинная связь между этими характеристиками, как будет показано далее, обусловлена интенсивным горизонтальным переносом тепла и влаги в атмосфере, обусловленным циклонами, которые согласно продолжительным наблюдениям, проведенным в рамках программы «Разрезы», свойственны средним широтам Северной Атлантики в зимне-весенние периоды; этот фактор приводит к возмущениям температурных и влажностных характеристик различных слоев атмосферы и, как следствие, к изменениям тепловых потоков на границе раздела океана и атмосферы и яркостной температуры СОА.

Аналогичные расчеты проведены для ЯТ на длине волны 5,9 мм, а результаты приведены на рис. 2.3.

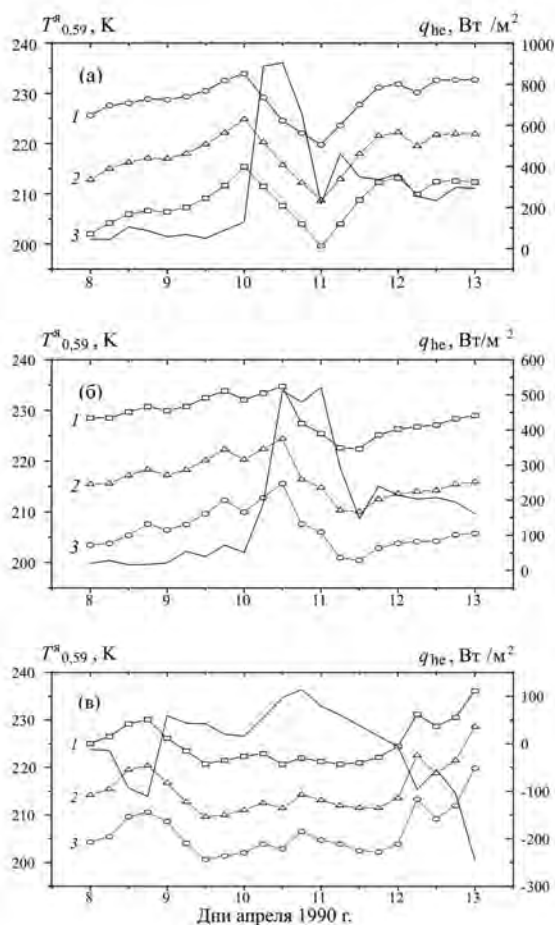


Рис. 2.3. То же самое, что на рис. 2.2, для длины волны 5,9 мм

Из результатов расчетов следует, что на увеличение потоков q_{hc} поле собственного СВЧ-излучения СОА реагирует снижением величины ЯТ, и наоборот, при уменьшении величины q_{hc} величина T^a растет; ее вариации в этот период составляют в среднем $15 \div 20$ Кельвинов на длине волны излучения 5,9 мм и $30 \div 40$ Кельвинов на длине волны 1,35 см. Отмечается задержка на 6–12 ч отклика ЯТ на изменения тепловых потоков. Характер отклика ЯТ на значения тепловых потоков практически не зависит от того, где проводятся измерения – в приводном слое атмосферы, на верхней границе атмосферного пограничного слоя или в свободной атмосфере; ЯТ в этих случаях различается лишь по абсолютной величине, подчиняясь следующей закономерности: чем выше уровень наблюдения, тем больше величина параметра T^a .

Исследованы регрессионные соотношения в виде линейных связей между шестичасовыми выборками и усредненными за 24 ч значениями потоков суммарного тепла q_{hc} на границе раздела СОА и ее яркостной температурой (имитация спутниковых измерений) в участках спектра 0,59 и 1,35 см, вычисленной по данным океанографических, метеорологических и аэрологических измерений с НИСП «Волна».

Из результатов регрессионного анализа следует, что существует тесная связь между зафиксированными с НИСП «Волна» синоптическими вариациями тепловых потоков и модельными оценками ЯТ; например, абсолютная погрешность аппроксимации потоков суммарного тепла q_{hc} яркостной температурой T^a в виде соотношений $q_{hc} = c_1 + c_2 T^a$ составляет $26 \div 28$ Вт/м² при вариациях величины q_{hc} 320 Вт/м² для шестичасовых выборок параметров q_{hc} и T^a . Относительные изменения регрессионных коэффициентов c_1 и c_2 при переходе от шестичасового к суточному временному разрешению составляют $13 \div 15\%$; в обоих случаях коэффициент регрессии c_2 имеет отрицательный знак, следовательно колебания тепловых потоков и ЯТ являются противофазными, т. е. увеличение параметра q_{hc} приводит к уменьшению величины T^a , и наоборот (что согласуется с результатами, представленными на рис. 2.2 и 2.3). В качестве иллюстрации на рис. 2.4 приведены судовые и спутниковые оценки потоков суммарного тепла на стационарной фазе эксперимента АТЛАНТЭКС-90 с шестичасовым временным разрешением.

Примечательно, что вариации интенсивности собственного излучения СОА хорошо воспроизводят в данном случае вариации тепловых потоков, несмотря на то, что точность определения ЯТ и, особенно, тепловых потоков, сами по себе не очень высоки: относительная погрешность модельных оценок ЯТ для гидрометеорологических условий, характерных для эксперимента АТЛАНТЭКС-90, по нашим представлениям может достигать $5 \div 10$ процентов, а относительная погрешность определения тепловых потоков с помощью принятых на практике параметризаций – десятков процентов [2-9] (а согласно [2-10], и того больше). Это обстоятельство подтверждает перспективность концепции использования данных дистанционных СВЧ-радиометрических измерений в качестве естественных (прямых) характеристик теплового взаимодействия океана и атмосферы.

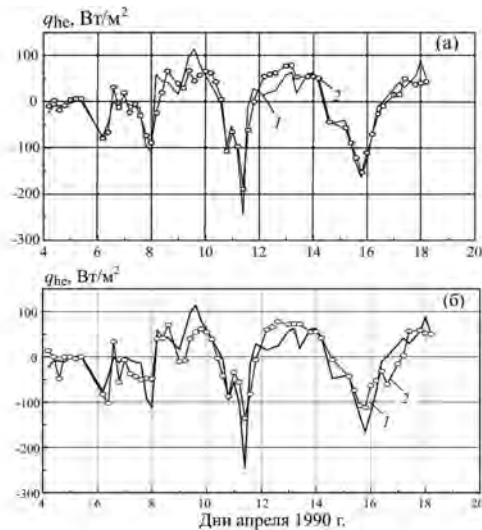


Рис. 2.4. Результаты сопоставления шестичасовых выборок потоков суммарного тепла (1) с их спутниковыми оценками (2) на длинах волн: а) 5,9 мм ($c_1 = 3734,4$; $c_2 = -16,62$); б) 1,35 см ($c_1 = 630,49$; $c_2 = -4,006$) на стационарной фазе эксперимента АТЛАНТЭКС-90 в районе местоположения НИСП «Волна»

2.2.3. Аналитический расчет отклика яркостной температуры СОА на вариации тепловых потоков [2-11].

В этом разделе предлагается аналитическая формула связи яркостной температуры СОА в резонансной области поглощения молекулярного кислорода (~5 мм) и линии водяного пара (1,35 см) с тепловыми потоками для объяснения эффекта временной задержки откликов ЯТ на резкие изменения тепловых потоков наблюдаемых в районах местоположения НИСП «Виктор Бугаев», «Муссон» и «Волна» в Ньюфаундлендской ЭАЗО во время прохождения циклона 8–13 апреля 1990 г.

Известно, что интенсивность вариаций тепловых потоков тепла и влаги прямо пропорциональна производным от температурных и влажностных характеристик приводного слоя атмосферы, вариации которых в резонансной области поглощения молекулярного кислорода (~5 мм) и линии водяного пара (1,35 см) линейно связаны с вариациями яркостной температуры СОА. Отсюда следует, что пограничный слой атмосферы является инерционным звеном между ЯТ, формируемой в его толще, и тепловыми потоками на его нижней границе и связь параметров q_{he} и T^y может быть описана интегральными уравнениями.

Будем полагать, что связь между яркостной температурой СОА T^y и потоками суммарного тепла q_{he} на границе раздела океана и атмосферы описывается во времени интегральными уравнениями вида:

$$T^y(t) = \int_0^t q(\tau)r(t - \tau)d\tau \quad (2.6)$$

где функция $r(t)$ характеризует отклик ЯТ на изменения тепловых потоков и отражает наблюдаемый в условных (модельных) и натуральных экспериментах эффект временного сдвига между параметрами T^a и q .

Уравнение (2.6) является классическим уравнением Вольтера первого рода типа свертки и широко распространено, например, для восстановления входных воздействий в радиотехнических системах по сигналам на выходе (интеграл Дюамеля) [2-12]. Эта задача теоретически может быть решена с помощью преобразования Лапласа или с применением итеративной процедуры [2-13]. Поскольку функции $T^a(t)$ и $r(t)$ в решаемой задаче заданы таблично в виде числовых рядов конечной длины, то указанные алгоритмы, как показывают предварительные расчеты, приводят к большой погрешности. Следуя развитому в [2-14] приближенному алгоритму аналитической аппроксимации для определения функции отклика $r(t)$ из уравнения (2.6), применим метод разложения искомого решения этого интегрального уравнения свертки в базисе экспоненциальных функций

$$r(t) = \sum_{i=1}^N a_i \exp(-b_i t) \quad (2.7)$$

где коэффициенты a_i и b_i определяются из условия минимума невязки:

$$M = \min_{\{a_i, b_i\}} (1/n) \sqrt{\sum_{i=1}^n [T_n(t_i) - F(t_i)]^2}$$

и учтено, что функции $T^a(t)$ и $q(t)$ заданы их дискретными значениями во времени $t_i = i \Delta t$:

$$F(t_i) = \sum_{s=0}^{i-1} q(t_i - t_s) \sum_{k=0}^N (a_k / b_k) \exp(-b_k t_s) [1 - \exp(-b_k \Delta t)]$$

Проведенные расчеты показали, что в рассмотренных случаях в формуле (2.7) достаточно брать $N = 6$, при этом средняя ошибка расчетов составляет не более $5 \div 7\%$.

Примеры расчетов функции отклика $r(t)$ в районах местоположения НИСП «Виктор Бугаев», «Муссон» и «Волна» приведены на рис. 2.5 и 2.6, где в качестве исходных данных используются шестичасовые выборки оценок суммарных потоков тепла и влаги $q_{\text{не}}$ для этих судов в период 8–13 апреля 1990 г., а также значений ЯТ, рассчитанных для спутникового уровня наблюдений по данным океанографических, метеорологических и высотных аэрологических измерений с этих же судов с помощью модели (2.1)–(2.5).

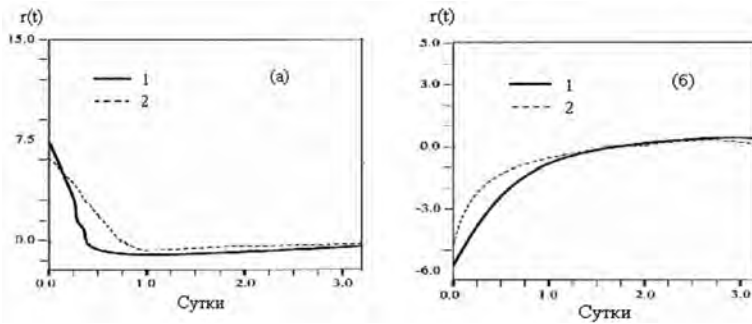


Рис. 2.5. Расчет функции отклика $r(t)$, $\text{K} (\text{Вт}/\text{м}^2)^{-1} \text{сут}^{-1}$ для НИСП «Виктор Бугаев» (а) и «Муссон» (б) в участках спектра $\lambda = 0,59 \text{ см}$ (1) и $1,35 \text{ см}$ (2)

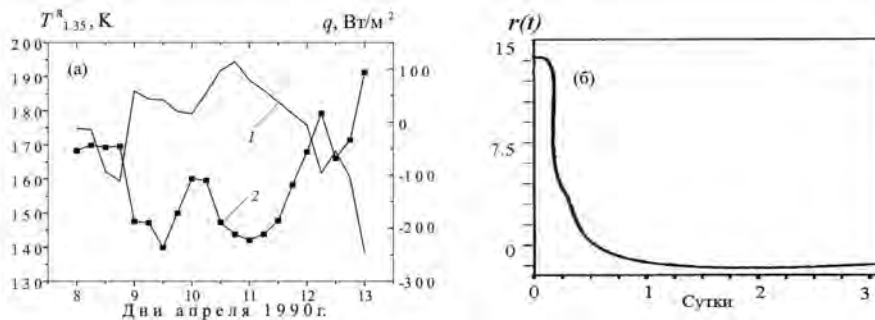


Рис. 2.6. Вариации потоков суммарного тепла (1) и яркостной температуры СОА на длине волны $1,35 \text{ см}$ (2) для НИСП «Волна» (а). Функция отклика СОА (а) на изменения потоков суммарного тепла и влаги (б)

Приведенные иллюстрации демонстрируют существование задержки отклика ЯТ на вариации тепловых потоков во время прохождения циклона, величина которой составляет 12–18 ч. Под временной задержкой понимается разница между положением максимумов потоков суммарного тепла q_{hc} и минимумов ЯТ (см. рис. 2.2 и 2.3).

Таблица 2.1 иллюстрирует влияние временного сдвига между шестичасовыми выборками ЯТ и тепловых потоков в районе местоположения НИСП «Муссон» на точность аппроксимации значений q_{hc} значениями $T^{\text{н}}_{0,59}$ (1) и $T^{\text{н}}_{1,35}$ (2), характеризуемой их корреляцией в период 8–13 апреля и невязкой (среднеквадратичной разностью).

Т а б л и ц а 2.1. Влияние временного сдвига между выборками яркостной температуры на длинах волн $5,9 \text{ мм}$ (1) и $1,35 \text{ см}$ и тепловых потоков на их корреляцию R и невязку d

Временной сдвиг Δt , ч	0	6	12	18
Корреляция R (1)	0,25	0,67	0,86	0,84
Корреляция R (2)	0,34	0,74	0,85	0,71
Невязка d (1)	160	124	85	98,7
Невязка d (2)	157	113	93	127,3

Из таблицы видно, что минимальные значения R ($0,84 \div 0,86$) и d ($85 \div 93$ Вт/м²) наблюдаются в интервале изменений $\Delta t = 12-18$ ч.

Следует особо отметить случай наблюдений с НИСП «Волна», иллюстрируемый рис. 2.6, когда вариации ЯТ и тепловых потоков во время прохождения циклона по сравнению с судами «Виктор Бугаев» и «Муссон» размыты (рис. 2.6а) и трудно оценить временную задержку между параметрами T^a и q_{hc} «на глаз»; здесь аналитическое решение уравнения (2.6) в виде формулы (2.7) дает отчетливое представление не только о существовании, но и ее величине (рис. 2.6б).

Основным результатом проведенного анализа является строгое математическое обоснование установленного факта задержки отклика ЯТ на 12–18 ч. по отношению к вариациям тепловых потоков в районах прохождения среднеширотных циклонов. Этот факт, обусловленный инерционностью процессов распространения электромагнитных и тепловых потоков в пограничном слое атмосферы, очень важен при совместном использовании спутниковых и наземных средств, т. к. сдвиг даже на несколько часов между результатами тех и других измерений может привести к значительным погрешностям калибровки спутниковых данных и их интерпретации. Помимо этого, существование временного сдвига между излучательными и тепловыми характеристиками СОА необходимо учитывать при проведении совместного (регрессионного) анализа этих характеристик.

2.3. Анализ факторов, формирующих связь излучательных и тепловых характеристик СОА

2.3.1. Параметры и механизмы, формирующие связь яркостной температуры с тепловыми потоками.

Нами исследована роль различных параметров СОА в формировании взаимосвязи между характеристиками собственного СВЧ-излучения системы и интенсивностью теплообмена океана и атмосферы в синоптическом диапазоне временных масштабов. Для этой цели проведена аппроксимация среднесуточных величин потоков суммарного тепла q_{hc} на стационарной фазе эксперимента АТЛАНТЭКС-90 их оценками, построенными в виде линейных комбинаций ЯТ в различных участках спектра, вычисленными на основе судовых измерений температуры поверхности океана $t_{\text{п}}$, скорости ветра V , температуры приводного воздуха $t_{\text{а}}$ и общего влагосодержания атмосферы Q . При этом использована методика поочередного исключения (нейтрализации) того или иного параметра СОА для выяснения его вклада одновременно в процессы теплообмена и излучения, а количественным критерием вклада служит величина невязки (среднеквадратичной разности) d между судовыми и спутниковыми оценками тепловых потоков (табл. 2.2).

Из результатов расчетов видно, что влияние величины $t_{\text{п}}$ по сравнению с параметрами $t_{\text{а}}$ и Q является второстепенным, т. к. как, согласно данным эксперимента АТЛАНТЭКС-90, изменчивость ТПО на синоптических масштабах на порядок меньше изменчивости температуры и влажности при-

водного слоя атмосферы. Этот факт является следствием инерционности теплового режима верхнего слоя океана.

Т а б л и ц а 2.2. Величина ошибки аппроксимации потоков суммарного тепла как функции яркостной температуры СОА в диапазоне длин волн $0,56 \div 3,2$ см

Длина волны, см	Ошибка аппроксимации, Вт/м ²				
	d	$dt_{\text{н}}$	d_{v}	$dt_{\text{а}}$	dQ
0,56	27,8	27,8	28,2	48,5	27,8
0,8	26,6	26,8	27,3	27,0	37,8
1,35	27,0	27,2	28,4	27,5	35,9
1,6	26,1	26,3	27,8	26,5	35,9
3,2	34,2	34,2	30,2	34,3	39,4

Примечание. Индексы указывают, влияние какого из параметров СОА исключается.

Выполнен регрессионный анализ связи синоптических вариаций потоков суммарного тепла с вариациями ЯТ, контролируемых с ИСЗ, с самолета и с судна (в последнем случае – наблюдение с помощью антенны, ориентированной вниз (1) и вверх (2)). Анализ проведен с учетом временного сдвига между параметрами q_{hc} и $T^{\text{н}}$ – его результаты представлены в табл. 2.3. Расчеты ЯТ проведены с помощью соотношений (2.1)–(2.5) по шестичасовым выборкам измерений температуры поверхности океана, температуры, давления и влажности атмосферы, а также скорости ветра в приводном слое атмосферы, заимствованным из архивных материалов эксперимента АТ-ЛАНТЭКС-90.

Т а б л и ц а 2.3. Коэффициент корреляции между 6-часовыми выборками потоков суммарного тепла и яркостной температуры при наблюдении с ИСЗ, самолета и судна

Длина волны, см	0,54	0,56	0,59	0,80	1.0	1.35	1.6	3.2	5.0
ИСЗ	0,48	0,69	0,92	0,87	0,87	0,83	0,88	0,77	0,74
Самолет	0,77	0,90	0,89	0,84	0,85	0,86	0,88	0,75	0,73
судно (1)	0,86	0,87	0,85	0,80	0,81	0,84	0,86	0,74	0,72
судно (2)	0,81	0,73	0,71	0,80	0,82	0,78	0,82	0,80	0,70

Проведен анализ взаимосвязи яркостной температуры СОА $T^{\text{н}}$ на длинах волн 5,9 мм и 1,35 см для спутникового уровня измерений с температурой воздуха t_{1500} на уровне 1500 м, общим содержанием водяного пара атмосферы Q и потоками суммарного тепла q_{hc} в районах расположения НИСП «Виктор Бугаев», «Муссон» и «Волна» в период 8–13 апреля, а результаты представлены на рис. 2.7–2.9.

Спутниковая СВЧ-радиометрия тепловых и динамических процессов на поверхности океана и в атмосфере

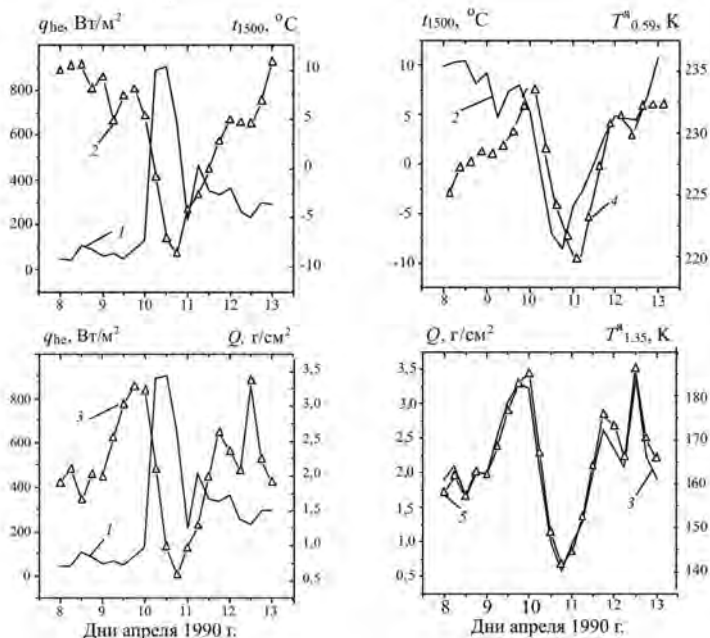


Рис. 2.7. Результаты сопоставления потоков суммарного тепла q_{hec} (1) с температурой воздуха t_{1500} на уровне 1500 м (2), общим влагосодержанием атмосферы Q (3) и яркостной температурой СОА T^a на длинах волн 5,9 (4) мм и 1,35 см (5) для судна «Виктор Бугаев» в период 8–13 апреля 1990 г.

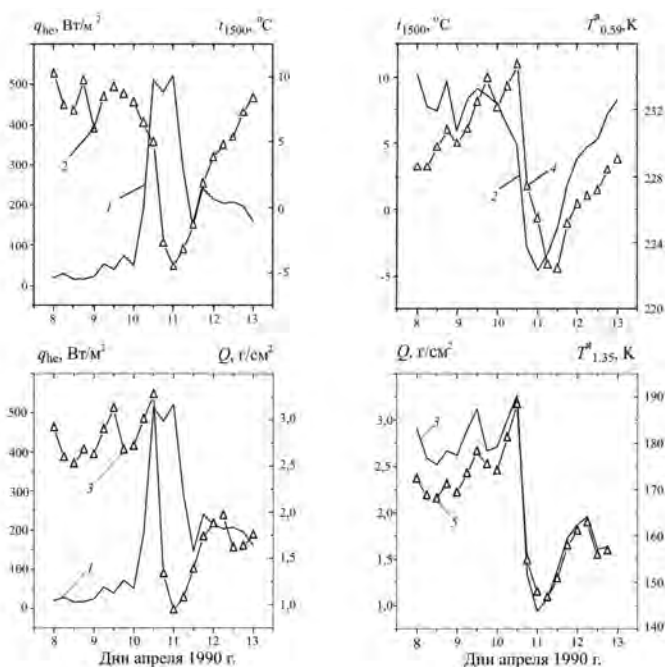


Рис. 2.8. То же, что на рис. 2.7, для судна «Муссон»

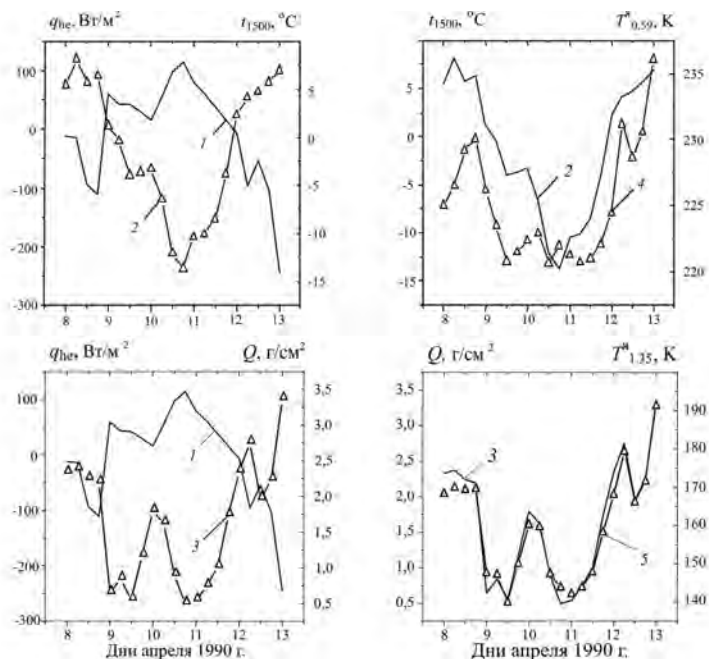


Рис. 2.9. То же самое, что на рис. 2.7, но для судна «Волна»

Приведенные результаты позволяют объяснить, почему значения T^a в областях резонансного поглощения кислорода и водяного пара уменьшаются с ростом величины q_{he} (и наоборот), а также подтверждают наличие временной задержки отклика ЯТ на изменения тепловых потоков.

Анализ данных эксперимента АТЛАНТЭКС-90 позволяет также сделать вывод о существовании тесной связи между вертикальными турбулентными потоками импульса q_v и скоростью приводного ветра V . Рис. 2.10

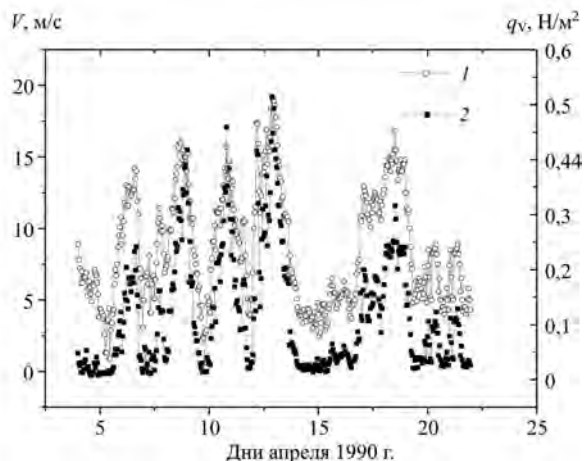


Рис. 2.10. Результаты сопоставления скорости приводного ветра (1) и потоков импульса (2), НИСП «Волна»

демонстрирует результаты сопоставления параметров q_v и V , измеренных на стационарной фазе эксперимента с судна «Волна» с одночасовым разрешением. Эти результаты являются ожидаемыми, т. к. по определению поток импульса связан с квадратом скорости ветра через плотность воздуха ρ и коэффициент сопротивления C_v (см. соотношение (1.3) в первой главе).

Проведен анализ связи между вертикальными турбулентными потоками импульса на границе раздела океана и атмосферы и модельными оценками яркостной температуры СОА (соответствующими спутниковому уровню) в свободном от влияния атмосферы спектральном интервале $3 \div 5$ см, в котором вариации ЯТ обуславливаются прежде всего ветровым волнением водной поверхности. Из результатов анализа следует, например, что коэффициент корреляции R между вариациями потока q_v и ЯТ T^x на длине волны 3,2 см в период 8–13 апреля характеризуется значением $R = 0,96$, а величина невязки $d = 0,043$ при вариациях параметра q_v от 0,044 до 0,45 Н/м² для судна «Виктор Бугаев»; для судна «Муссон» соответствующие значения составляют $R = 0,95$; $d = 0,051$ при изменении q_v от 0,013 до 0,057 Н/м²; для судна «Волна» $R = 0,89$; $d = 0,06$ при вариациях q_v от 0,014 до 0,042 Н/м².

2.3.2. Отклик тепловых и излучательных характеристик атмосферы на прохождение среднеширотных циклонов.

Получены оценки энтальпии (теплосодержания), потенциальной и кинетической энергии, интенсивности адвективных потоков тепла в АПС, вычисленные по методикам, приведенным в [2-15, 2-16] на основе данных аэрологических зондирований на горизонтах 10, 100, 200, 300, 400, 500, 600, 900 и 1000 метров с НИСП «Виктор Бугаев», «Муссон» и «Волна» на стационарной фазе эксперимента АТЛАНТЭКС-90. Установлено, что вариации энтальпии пограничного слоя атмосферы, вызванные прохождением циклона 8–13 апреля 1990 г., оказывают опережающее воздействие на изменчивость тепловых потоков на границе раздела океана и атмосферы в синоптическом диапазоне временных масштабов (см. рис. 2.11).

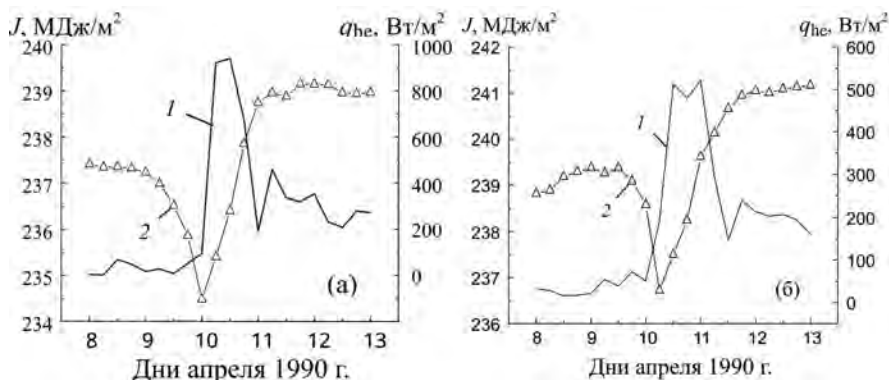


Рис. 2.11. Результаты сопоставления поверхностных потоков суммарного тепла (1) и энтальпии АПС (2) в период прохождения циклона 8–13 апреля 1990 г. в районах местоположения НИСП «Виктор Бугаев» (а) и «Муссон» (б)

Эта закономерность проявляется наиболее отчетливо именно в периоды циклонической деятельности атмосферы, когда температурные и влажностные характеристики АПС подвергаются сильным и резким изменениям (рис. 2.7–2.9).

В то же время синоптические вариации энтальпии АПС вызывают заметную реакцию яркостной температуры СОА в линии поглощения водяного пара и в области поглощения молекулярного кислорода. В качестве примера на рис. 2.12 иллюстрируется поведение ЯТ на длинах волн 5,9 мм и 1,35 см 8–13 апреля 1990 г. в районе местоположения НИСП «Виктор Бугаев» и «Муссон», которые четко реагируют на синоптические вариации энтальпии АПС с задержкой на 18–24 часа.

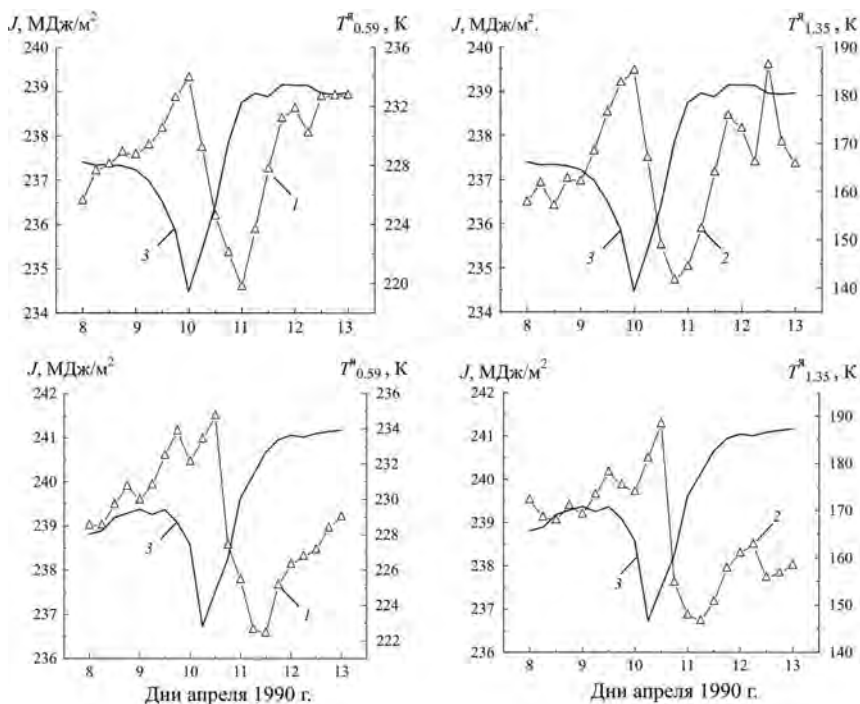


Рис. 2.12. Отклик яркостной температуры СОА на длинах волн 5,9 мм (1) и 1,35 см (2) на изменения энтальпии АПС (3) во время прохождения циклона в районах местоположения НИСП «Виктор Бугаев» (верхние рисунки) и «Муссон» (нижние рисунки)

Результаты регрессионного анализа связи между яркостной температурой СОА и теплосодержанием АПС (с учетом временного сдвига между ними) показывают, что среднеквадратичная разность между интенсивностью вариаций значений J , $T^s_{0.59}$, $T^s_{1.35}$ составляет $12 \div 15\%$ от интенсивности вариаций теплосодержания АПС в период прохождения циклона 8–13 апреля через районы расположения НИСП «Виктор Бугаев» и «Муссон». Таким образом, ЯТ системы океан-атмосфера в областях резонансного поглощения радиоволн в молекулярном кислороде и водяном паре атмосферы может служить количественной характеристикой теплосодержания АПС до прихода

циклона (J_1), во время прихода (J_2) и после его ухода (J_3), а также перепадов этих величин. Например, из рис. 2.12 видно, что перепады энтальпии АПС $J_2 - J_1$, $J_3 - J_2$, $J_3 - J_1$ составляют, соответственно -3 ; $4,8$; $1,8$ МДж/м² для судна «Виктор Бугаев» и $-2,6$; $4,3$; $1,7$ МДж/м² для судна «Муссон», что в $7 \div 8$ раз больше погрешности оценки J по данным $T_{0.59}^x$, $T_{1.35}^x$.

Из рис. 2.12 следует также, что приходу циклона в районы расположения НИСП «Виктор Бугаев» и «Муссон», который сопровождается снижением энтальпии АПС, *предшествует* нарастание яркостной температуры на длинах волн $5,9$ мм и $1,35$ см до момента воздействия циклона на тепловые характеристики системы океан-атмосфера. Это приводит к мысли о возможности использования указанных СВЧ-излучательных характеристик СОА в качестве *предвестников* появления среднеширотных атлантических циклонов.

Выводы к главе 2

1. Связь яркостной температуры СОА с интенсивностью поверхностных тепловых потоков является наиболее тесной в условиях интенсивного горизонтального переноса тепла в атмосферном пограничном слое, в частности при прохождении циклонов.

2. Яркостная температура СОА в областях резонансного поглощения (излучения) водяного пара и молекулярного кислорода может служить количественной мерой не только потоков явного и скрытого тепла на границе раздела СОА, но и теплосодержания атмосферного пограничного слоя в синоптическом диапазоне временных масштабов.

В данной главе иллюстрируются результаты, полученные на основе эксперимента АТЛАНТЭКС-90 преимущественно в период активности мощного среднеатлантического циклона 8–13 апреля 1990 г., который обуславливает значительные синоптические вариации метеорологических и излучательных характеристик СОА, но сделанные выводы подтверждаются данными анализа других фрагментов стационарных фаз экспериментов АТЛАНТЭКС-90 и НЬЮФАЭКС-88.

Список литературы к главе 2

- 2-1. Гулев С.К., Иванов Ю.А., Колинко А.В. и др. Эксперимент «АТЛАН-ТЭКС-90» // Метеорология и гидрология. 1992. № 5. С. 51-61.
- 2-2. Лаппо С.С., Гулев С.К., Рождественский А.Е. Крупномасштабное тепловое взаимодействие в системе океан-атмосфера и энергоактивные области Мирового океана. – Л.: Гидрометеиздат. 1990. 336 с.
- 2-3. Гулев С.К., Колинко А.В., Лаппо С.С. Синоптическое взаимодействие океана и атмосферы в средних широтах. – СПб.: Гидрометеиздат. 1994. 320 с.
- 2-4. Проект научной программы по исследованию роли энергоактивных зон океана (ЭАЗО) в колебаниях климата («Разрезы») / Под ред. Г.И. Марчука. М.: Гидрометеиздат, 1989. 110 с.
- 2-5. Расчет турбулентных потоков тепла, влаги, количества движения над морем. Методические указания. – Л.: ГГО. 1981. 56 с.
- 2-6. Башаринов А. Е., Гурвич А. С. Егоров С. Т. Радиоизлучение Земли как планеты. – М.: Наука, 1974. 188 с.
- 2-7. Armand N.A., Polyakov V.M. Radio Propagation and Remote Sensing of the Environmental. – Boca Raton, FL: CRC Press, 2005. 441 p.
- 2-8. Гранков А.Г., Мильшин А.А. Взаимосвязь СВЧ-излучения системы океан-атмосфера с потоками тепла и импульса на границе раздела // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. 1999. Т. 35. № 5. С. 629–637.
- 2-9. Gulev S.K. Long-term variability of sea-air heat transfer in the North Atlantic Ocean // Int. J. Climatol. Nov. 1997. V. 15. P. 825–852.
- 2-10. Blanc T.V. Accuracy of bulk-method-determined flux, stability, and sea surface roughness // J.Geophys. Res. 1987. V. 92. P. 3867–3876.
- 2-11. Гранков А.Г., Мильшин А.А., Солдатов В.Ю. Расчет отклика яркостной температуры системы океан-атмосфера на вариации тепловых потоков // Исслед. Земли из космоса, 2010, № 6, 18–21.
- 2-12. Харкевич А.А. Основы радиотехники (3-е издание). – М.: Физматлит, 2007. 512 с.
- 2-13. Трикоми Ф. Интегральные уравнения. – М.: Иностранная литература, 1960.
- 2-14. Гуцин Ю.Г., Гранков А.Г., Лопашов Н.В. Метод синтеза оптимальных линейных цепей фильтрующего типа / Межвузовский Тематический Научный Сборник. Вып. 1 (Вопросы обработки сигналов). Ленинград: ЛЭТИ. 1976. С. 21–23.
- 2-15. Пинус Н.З. Доступная потенциальная энергия в атмосфере и ее превращение в кинетическую энергию // Метеорология и гидрология. 1982. № 4. С. 106–116.
- 2-16. Переведенцев Ю.П. Циркуляционные и энергетические процессы в средней атмосфере. – Казань: Казанский университет, 1984. 167 с.

Глава 3

Поиск прямых соотношений между тепловыми потоками и параметрами, связанными с яркостной температурой

Исследованы возможности реконструкции используемых в метеорологии и океанологии классических формул тепловлагообмена между океаном и атмосферой (балк-формул) для расчетов синоптических потоков явного, скрытого и суммарного тепла – модификации их в виде комбинаций лишь тех параметров СОА, которые непосредственно связаны с характеристиками собственного СВЧ-излучения, измеряемыми со спутников. В качестве первостепенного параметра рассматривается общее содержание водяного пара атмосферы, которое тесно связано с яркостной температурой атмосферы в резонансной линии поглощения радиоволн на длине волны 1,35 см. Рассмотрены возможности использования яркостной (ИК-радиационной) температуры СОА в качестве прямой характеристики сезонной и годовой изменчивости тепловых потоков.

3.1. Анализ связи общего влагосодержания атмосферы с тепловыми потоками (на примере эксперимента АТЛАНТЭКС-90) [3-1]

3.1.1. Постановка задачи.

Известно, что общее влагосодержание атмосферы Q при определенном временном усреднении несет информацию о влажности e и температуры t_a приводного воздуха, которые играют ключевую роль в тепловом взаимодействии с поверхностью океана [3-2, 3-3, 3-4, 3-5]. Связь между параметрами Q , e и t_a проявляется наиболее отчетливо в сезонных вариациях их среднемесячных значений, поэтому идея использования ОВА в качестве характеристики температуры и влажности ее приводного слоя получила распространение в первую очередь при разработке спутниковых методов анализа сезонной и межгодовой динамики крупномасштабного теплового взаимодействия океана и атмосферы [3-6, 3-7].

Исследование связи величины ОВА с интенсивностью тепловлагообмена между океаном и атмосферой в синоптическом диапазоне временных масштабов (на который приходится основная доля обмена) представляет собой более сложную задачу, так как синоптическое взаимодействие сугубо регионально и определяется локальной изменчивостью характеристик океана и атмосферы [3-8].

Работы в этой области немногочисленны, а их результаты носят преимущественно качественный характер, как, например, основанный на анализе материалов эксперимента НЬЮФАЭКС-88 вывод автора [3-9] о том, что «величина общего влагосодержания атмосферы определяется величиной

турбулентного потока явного и скрытого тепла и оказывает влияние, в свою очередь, на величину потока скрытого тепла».

Такое положение дел является предпосылкой для решения следующих вопросов, важных для уяснения целесообразности привлечения спутниковых радиометрических средств при изучении не только сезонной, но и синоптической составляющей теплового взаимодействия океана и атмосферы:

– может ли величина ОВА служить количественным индикатором температуры и влажности приводного воздуха в синоптическом диапазоне временных масштабов?

– нельзя ли использовать величину ОВА вместо параметров e и t_a в известных формулах тепло- и влагообмена (балк-формулах) при расчете вертикальных турбулентных потоков явного и скрытого тепла на границе раздела океана и атмосферы на синоптических масштабах времени?

Ответы на эти вопросы мы попытаемся найти, опираясь на материалы метеорологических и аэрологических измерений, проведенных на НИСП «Волна» в апреле 1990 г. в районе Ньюфаундлендской ЭАЗО.

3.1.2. Результаты анализа метеорологических и аэрологических данных эксперимента АТЛАНТЭКС-90.

Данный район характеризуется активной циклонической деятельностью и сильной синоптической изменчивостью параметров поверхности океана и атмосферы. Например, согласно данным срочных измерений с НИСП «Волна», амплитуды колебаний температуры, влажности приводного воздуха и общего влагосодержания атмосферы во время прохождения типичного для этого района и сезона циклона (15–19 апреля) составляли соответственно 9,9°C; 13,9 мб и 3,5 г/см², что в 3 ÷ 5 раз превышает среднеквadraticные отклонения этих параметров от среднеапрельских норм.

По данным срочных измерений вычислены среднесуточные значения ОВА, температуры и влажности приводного воздуха, вариации которых в период 4–20 апреля иллюстрирует рис. 3.1.

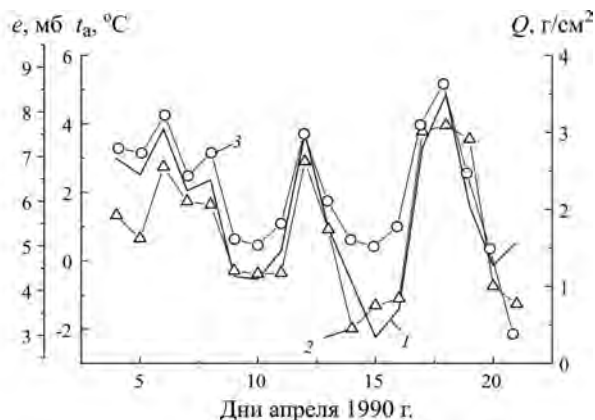


Рис. 3.1. Вариации среднесуточных значений параметров t_a (1), e (2) и Q (3) по данным наблюдений с НИСП «Волна»

Из иллюстрации видно, что связь между параметрами t_a , e и Q является весьма жесткой; значения коэффициентов корреляции r между этими параметрами составляют $r(t_a, e) = 0,96$; $r(t_a, Q) = 0,88$; $r(e, Q) = 0,89$. Аналогичные результаты получены в этот период на НИСП «Виктор Бугаев» и «Муссон».

Регрессионные соотношения в виде линейной связи $y = A + Bx$ между среднесуточными значениями параметров t_a , e и Q сохраняют устойчивость на различных этапах стационарной фазы эксперимента АТЛАНТЭКС-90, заведомо различающимися синоптическими условиями. Этот вывод подтверждается результатами регрессионного анализа последовательных (текущих) выборок величин t_a , e и Q за периоды 4–8, 4–10, ..., 4–20 апреля, отражающих предысторию эволюции температурно-влажностных характеристик атмосферы в течение всего срока наблюдений (табл. 3.1).

Отмечается высокая корреляция r между этими параметрами и устойчивость регрессионных параметров A и B к размеру выборок, несмотря на сильную изменчивость метеорологических параметров атмосферы, вызванную прохождением с 4 по 20 апреля в районе наблюдений череды мощных циклонов.

Т а б л и ц а 3.1. Параметры регрессии между среднесуточными значениями t_a , e , Q на различных этапах стационарной фазы эксперимента АТЛАНТЭКС-90 (НИСП «Волна»)

Даты апреля	Регрессия между параметрами								
	t_a и e			e и Q			t_a и Q		
	A	B	r	A	B	r	A	B	r
4–8	5,33	0,67	0,96	-0,86	0,41	0,59	1,24	0,30	0,62
4–10	5,40	0,64	0,99	-0,93	0,42	0,90	1,31	0,27	0,90
4–12	5,39	0,63	0,99	-1,34	0,48	0,91	1,25	0,31	0,92
4–14	5,42	0,62	0,99	-1,83	0,55	0,89	1,15	0,35	0,91
4–16	5,67	0,51	0,96	-2,08	0,59	0,91	1,23	0,32	0,92
4–18	5,67	0,55	0,97	-2,33	0,63	0,93	1,24	0,35	0,93
4–20	5,62	0,56	0,96	-2,24	0,63	0,89	1,29	0,36	0,88

Из табл. 3.1 следует, что наибольшей устойчивостью отличаются соотношения между текущими выборками среднесуточных значений t_a и e , а также t_a и Q : коэффициент вариации параметра B для этих комбинаций вдвое (а коэффициент вариации параметра A – на порядок) меньше соответствующих показателей для комбинации e и Q .

Данные результаты свидетельствуют о тесной связи общего влагосодержания атмосферы с температурой и влажностью приводного воздуха в синоптическом диапазоне временных масштабов. Это позволяет ставить задачу об использовании величины ОВА в этом диапазоне в качестве количественной характеристики тепловлагообмена между океаном и атмосферой, например рассмотреть возможность замещения этой величиной труднодоступную для спутниковых измерений величину температуры приводного воздуха в формулах расчета тепловых потоков (балк-формулах).

3.1.3. Реконструкция балк-формул.

Нами была исследована возможность реконструкции используемых в расчетах тепловых потоков балк-параметризации в виде комбинаций лишь тех параметров СОА, которые непосредственно связаны с характеристиками собственного излучения, измеряемыми с ИСЗ. В частности, исследована возможность использования величины общего влагосодержания атмосферы (Q), синоптические вариации которого тесно связаны с температурой и влажностью приводного воздуха, играющими важную роль при определении потоков явного (q_h) и скрытого (q_c) тепла в формулах (1.1) и (1.2), приведенных в главе 1. С этой целью проведено сопоставление оценок q_h и q_c , полученных с НИСП «Волна», на стационарной фазе эксперимента АТ-ЛАНТЭКС-90, с приближенными оценками q_h^* и q_c^* , вычисленными путем комбинирования данных океанографических измерений ТПО (t_n) и скорости приводного ветра (V) с данными независимых аэрологических измерений параметра Q для их 6-часовых выборок, а также при их усреднении за каждые 24 часа в виде следующих соотношений:

$$q_h^* = c_0 + c_1 t_n V + c_2 t_a V; \quad (3.1)$$

$$q_h^* = c_0 + c_1 t_n V + c_2 Q V, \quad (3.2)$$

где коэффициенты c_0 , c_1 , c_2 определяются методом наименьших квадратов путем минимизации невязки (среднеквадратической разности) между оригинальными значениями потоков q_h и их оценками q_h^* .

Аналогичная процедура выполнена для потоков скрытого тепла q_c с помощью соотношений (3.3) и (3.4):

$$q_c^* = c_0 + c_1 t_n V + c_2 e V; \quad (3.3)$$

$$q_c^* = c_0 + c_1 t_n V + c_2 Q V, \quad (3.4)$$

Параметризации (3.1), (3.3) включают те же самые компоненты, фигурирующие в традиционных балк-аэродинамических формулах для расчетов потоков явного и скрытого тепла в широком диапазоне пространственных и временных масштабов, имеют сходный с ними облик с тем существенным отличием, что коэффициенты c_0 , c_1 , c_2 в (3.1) и (3.3) являются постоянными величинами, в то время как коэффициенты балк-параметризации зависят в общем случае от скорости ветра V . Параметризации (3.2) и (3.4) вытекают из параметризаций (3.1) и (3.3) как результат замены температуры t_a (влажности e) приводной атмосферы величиной ОВА Q . Таким образом, они содержат лишь те компоненты СОА, которые четко регистрируются спутниковыми СВЧ-радиометрическими методами.

Параметризации (3.2), (3.4) обеспечивают довольно точную аппроксимацию среднесуточных и усредненных за каждые 6 ч значений потоков явного тепла, а также среднесуточных потоков скрытого тепла на стационарной фазе эксперимента АТЛАНТЭКС-90. Их эффективность подтверждается данными измерений, полученными на НИСП «Волна» и на других этапах

Спутниковая СВЧ-радиометрия тепловых и динамических процессов на поверхности океана и в атмосфере

эксперимента (мартовском и майском). Однако основной результат проявляется в тесной связи значений q_h, q_c со значениями q_h^*, q_c^* , рассчитанными с помощью соотношений (3.2), (3.4), которые содержат величину ОВА в качестве одной из характеристик потоков явного и скрытого тепла. В качестве иллюстрации на рис. 3.2 и 3.3 приведены усредненные за каждые 24 ч значения потоков явного и скрытого тепла в период с 4 по 21 апреля 1990 г. и их приближенные оценки, полученные с помощью параметризаций (3.1)–(3.4).

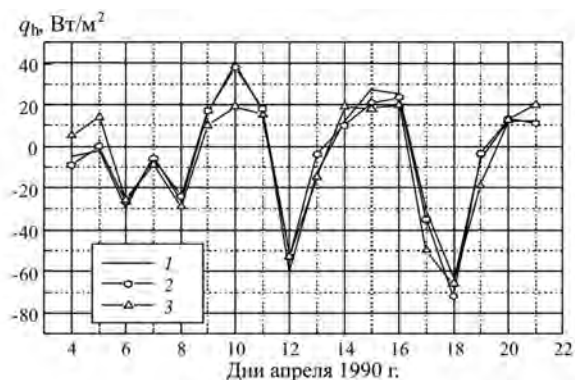


Рис. 3.2. Судовые значения потоков явного тепла (1) и их аппроксимаций (2, 3), рассчитанных на основе параметризаций (3.1) и (3.2)

Результаты более детального анализа эффективности рассмотренных выше и ряда других параметризаций синоптических потоков явного и скрытого тепла на стационарной фазе эксперимента АТЛАНТЭКС-90 приведены в табл. 3.2. В ней приведены значения невязки (d) и коэффициента корреляции (r) между величинами q_h и q_h^* , q_c и q_c^* , а также коэффициенты c_0, c_1, c_2 при различном временном усреднении.

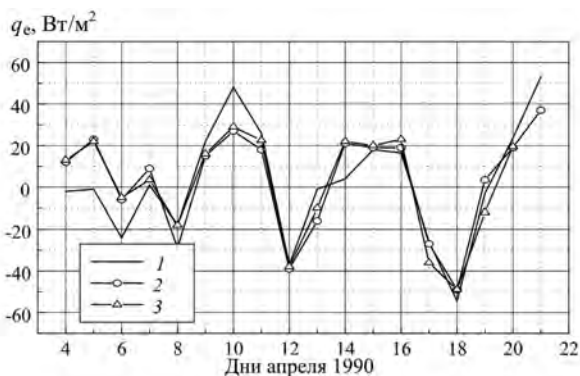


Рис. 3.3. Судовые значения потоков скрытого тепла (1) и их аппроксимаций (2, 3), рассчитанных на основе параметризаций (3.3) и (3.4)

Т а б л и ц а 3.2. Результаты аппроксимации синоптических вариаций потоков явного и скрытого тепла с 6-часовым (верхняя строка) и 24-часовым (нижняя строка) усреднением с помощью различных параметризаций теплообмена между океаном и атмосферой

Параметризации	c_0	c_1	c_2	r	d
$q_h^* = c_0 + c_1 t_n + c_2 t_a V$	1,61	1,53	-1,36	0,99	4,16
	-0,84	1,64	-1,36	0,99	4,09
$q_h^* = c_0 + c_1 (t_n - t_a) V$	3,24	1,35	-	0,99	4, 23
	1,99	1,34	-	0,99	4,21
$q_h^* = c_0 + c_1 t_n V + c_2 Q V$	22,7	0,61	-0,02	0,91	13,0
	17,9	1,45	-0,02	0,93	10,4
$q_h^* = c_0 + c_1 t_n V + c_2 e V$	27,0	1,99	-0,93	0,89	14,0
	27,4	1,98	-0,94	0,91	11,6
$q_h^* = c_0 + c_1 t_n + c_2 Q$	24,2	8,30	-0,23	0,76	20,0
	25,6	12,3	-0,27	0,85	14,6
$q_h^* = c_0 + c_1 t_a$	12,3	-13,0	-	0,88	14,6
	12,0	-12,8	-	0,90	12,4
$q_h^* = c_0 + c_1 Q$	36,4	-0,24	-	0,76	20,3
	43,8	-0,28	-	0,84	15,3
$q_h^* = c_0 + c_1 t_n$	-30,6	20,2	-	0,29	29,8
	-39,1	26,9	-	0,37	26,0
$q_e^* = c_0 + c_1 t_n V + c_2 e V$	25,7	2,70	-0,91	0,86	15,4
	27,1	2,64	-0,93	0,89	12,3
$q_e^* = c_0 + c_1 t_n V + c_2 t_a V$	1,36	2,17	-1,29	0,94	10,4
	0,31	2,14	-1,28	0,93	9,73
$q_e^* = c_0 + c_1 t_n V + c_2 Q V$	21,6	1,35	-0,02	0,87	14,7
	17,8	2,04	-0,02	0,89	12,2
$q_e^* = c_0 + c_1 t_n + c_2 Q$	31,2	8,71	-0,23	0,79	18,6
	32,0	12,2	-0,26	0,85	14,1
$q_e^* = c_0 + c_1 t_n$	17,6	-11,2	-	0,78	18,7
	17,7	-11,3	-	0,82	15,7
$q_e^* = c_0 + c_1 Q$	43,9	-0,24	-	0,78	18,9
	49,9	-0,27	-	0,84	14,8

Расчеты подтверждают эффективность параметризаций (3.1) и (3.3), которые выделяются среди других наибольшими значениями r и наименьшими значениями d .

Данные табл. 3.2 свидетельствуют также о возможности замены температуры и влажности приводной атмосферы в балк-параметризациях величиной ОВА: например, значение невязки, характеризующей точность аппроксимации потоков явного тепла q_h формулой (3.2), составляет $10 \div 13$ Вт/м², в то время как размах колебаний q_h (Δq_h) достигает 100 Вт/м² (при 24-часовом

усреднении) и 160 Вт/м^2 (при 6-часовом усреднении). Соответствующие показатели при использовании формулы (3.4) для аппроксимации потоков скрытого тепла составляют: $d = 12 \text{ Вт/м}^2 \cdot \Delta q_c = 105 \text{ Вт/м}^2$ (при 24-часовом усреднении); $d = 15 \text{ Вт/м}^2 \cdot \Delta q_c = 205 \text{ Вт/м}^2$ (при 6-часовом усреднении). Величина $\Delta q_h/d$ ($\Delta q_c/d$), которая играет роль отношения полезного сигнала к шуму, не снижается при переходе от 24-часового к 6-часовому усреднению, что, очевидно, объясняется устойчивостью взаимосвязи не только между среднесуточными, но и более динамичными (внутрисуточными) вариациями параметров Q и t_a .

Из табл. 3.2 следует, что использование величины ОВА в качестве характеристики теплообмена океана и атмосферы наиболее эффективно в сочетании с температурой поверхности океана t_n и скоростью приводного ветра V . «Укороченные» одно- и двухпараметрические модификации формул (3.2) и (3.4) имеют меньшие значения коэффициента корреляции r и большие значения невязки d между величинами q_h и q_h^* , q_c и q_c^* .

3.2. О роли приводного ветра при расчете тепловых потоков [3-10]

3.2.1. Цель исследования.

Здесь продолжим тему модификации балк-формулы при усвоении спутниковых СВЧ-радиометрических данных, заострив вопрос на роли скорости приводного ветра в процессах теплообмена между океаном и атмосферой на синоптических масштабах времени. Цель исследования заключается в определении роли (ранжировании) скорости ветра в приводной атмосфере (приводного ветра) среди других параметров поверхности океана и атмосферы, входящих в балк-формулы: разности температур воды и воздуха, разности фактической влажности приводного воздуха и влажности насыщения.

Исследованию роли приводного ветра в теплообмене океана и атмосферы в синоптическом диапазоне временных масштабов посвящено немало статей в нашей стране и за рубежом, но их результаты, особенно по части влияния приводного ветра на коэффициенты обмена теплом (число Шмидта) и влагой (число Дальтона), сильно рознятся [3-8]. Неопределенность этих коэффициентов и дало балк-формулам название «полуэмпирические».

Результаты нашего исследования оказались неожиданными – по нашим представлениям, влияние скорости ветра на *среднемесячные* значения тепловых потоков и их сезонные изменения, судя по результатам обработки данных долговременных спутниковых СВЧ-радиометрических измерений в различных районах Северной Атлантики, невелико [3-11]. На синоптических же масштабах времени этот эффект оказывается очень существенным при анализе теплообмена между поверхностью океана и приводным воздухом.

В качестве исходных материалов для исследования используются данные измерений с научно-исследовательских судов погоды «Виктор Бугаев»,

«Муссон» и «Волна», полученные в эксперименте АТЛАНТЭКС-90 в апреле 1990 г. в Ньюфаундлендской ЭАЗО Северной Атлантики, которые включают:

а) ежедневные значения температуры поверхности океана, температуры и влажности воздуха в приводном слое, скорости приводного ветра;

в) рассчитанные на основе этих данных оценки вертикальных турбулентных потоков явного, скрытого и суммарного тепла.

Процессы тепловлагообмена в районах расположения указанных судов погоды в период измерений отличаются *качественно*: например для НИСП «Виктор Бугаев» и «Муссон» (теплые воды Гольфстрима) наблюдается отдача тепла в атмосферу, тогда как в районе расположения НИСП «Волна» (холодные воды Лабрадорского течения) атмосфера отдает тепло океану. Также очень сильно различаются в этих районах и *количественные* характеристики теплового взаимодействия океана и атмосферы. Например, амплитуда колебаний величины суммарного потока тепла достигает 800 Вт/м^2 для НИСП «В. Бугаев», 500 Вт/м^2 для НИСП «Муссон» и 350 Вт/м^2 для НИСП «Волна» [3-8], а амплитуда разности температуры воды и воздуха варьирует от 11 до 13°C . Поведение этих характеристик для «Волна» и «В. Бугаев» иллюстрирует рис. 3.4.

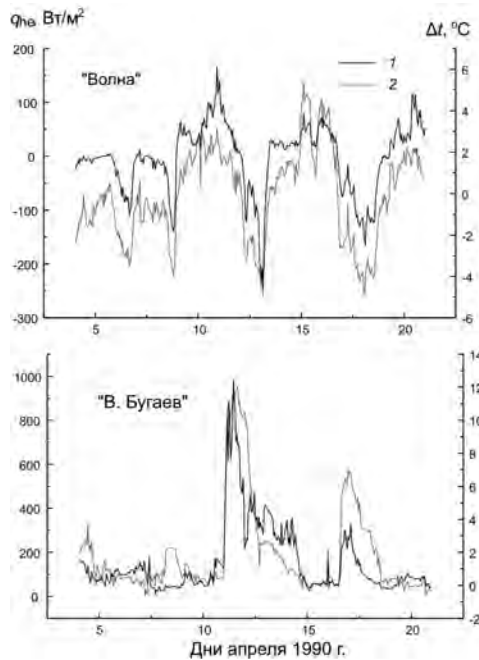


Рис. 3.4. Вариации вертикальных турбулентных потоков суммарного (явного и скрытого) тепла q_{hc} (1) и разности температур воды и воздуха Δt (2) в районах расположения НИСП «Волна» и «В. Бугаев» в апреле 1990 г. в Ньюфаундлендской ЭАЗО Северной Атлантики.

Из иллюстрации видно, что вариации параметра Δt повторяют вариации параметра q_{hc} в общих чертах; очевидно, детальные различия обусловлены наличием ветрового фактора.

3.2.2. Результаты анализа влияния ветрового фактора.

Нами проведено сопоставление потоков суммарного тепла в районах расположения судов погоды «Виктор Бугаев», «Муссон» и «Волна» в апреле 1990 г. с разностью температур поверхности океана и приводной атмосферы воздуха $\Delta t = t_{\text{п}} - t_{\text{а}}$ и композиционным параметром $\Delta t V = (t_{\text{п}} - t_{\text{а}})V$, который учитывает не только тепловые характеристики контактного слоя океана и атмосферы, но и его динамические свойства, характеризуемые скоростью приводного ветра. Оба этих параметра составляют «костяк» балк-аэродинамических соотношений. Результаты сравнительного анализа для того и другого случая представлены на рис. 3.5.

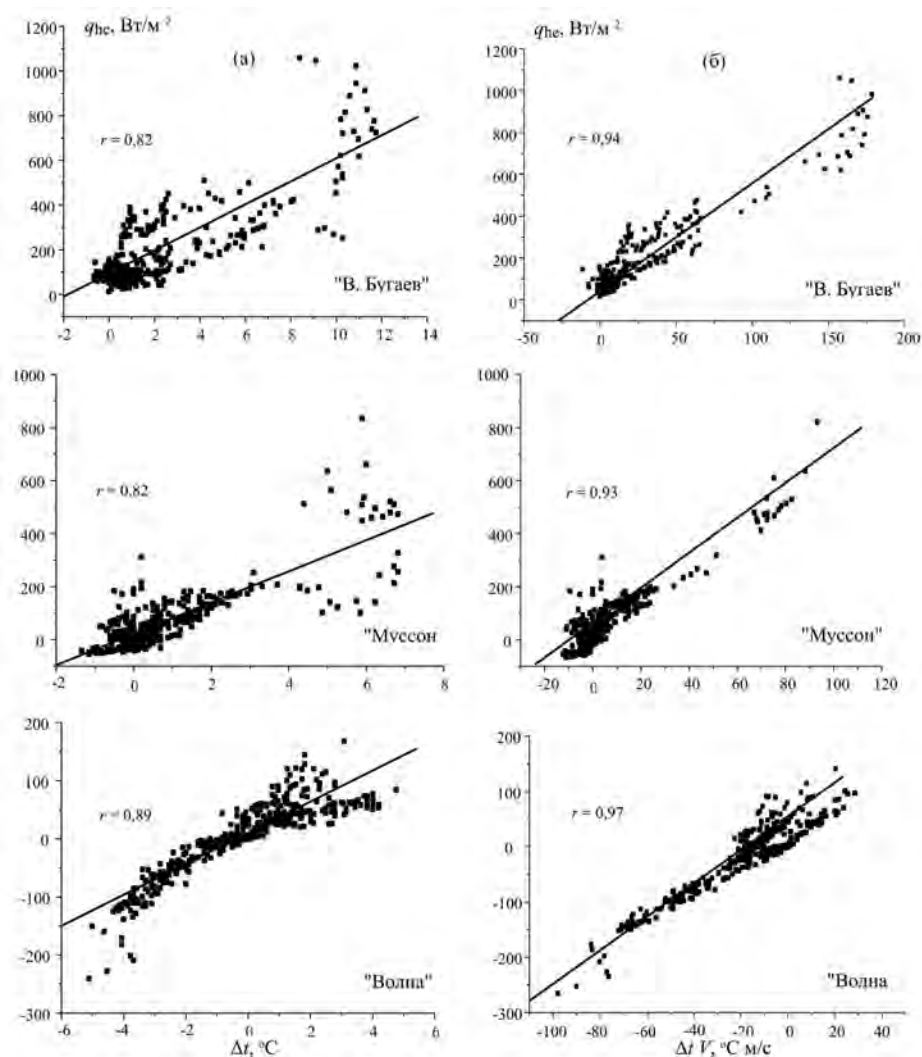


Рис. 3.5. Сопоставление потоков суммарного тепла для судов погоды «Виктор Бугаев», «Муссон» и «Волна» с параметром Δt (а) и композиционным параметром $\Delta t V$ (б)

Из иллюстрации видно, что учет скорости приводного ветра приводит к более жесткой связи между потоками суммарного тепла и разностью температуры воды и воздуха в Северной Атлантике. Например, коэффициент корреляции r между потоками суммарного тепла, параметром $\Delta t = t_{\text{п}} - t_{\text{а}}$ (левая группа рисунков) и композиционным параметром $\Delta t V$ (правая группа рисунков) возрастает от 0,82 до 0,94 для НИСП «Виктор Бугаев», от 0,82 до 0,93 («Муссон») и от 0,89 до 0,97 («Волна»).

Заметим, что вывод о целесообразности учета приводного ветра при расчете интенсивности теплообмена между океаном и атмосферой на синоптических масштабах времени подкрепляется результатами анализа различных вариантов реконструкции балк-формул (см. табл. 3.2).

Таким образом, в Северной Атлантике ветровой фактор очень важен при анализе тепло- и влагообмена между поверхностью океана и приводным слоем атмосферы в синоптическом диапазоне временных масштабов. Согласно результатам анализа судовых данных эксперимента АТЛАНТЭКС-90, учет этого фактора позволяет существенно снизить расхождение между результатами расчета тепловых потоков по балк-формулам и по их укороченным параметризациям, более удобным для анализа теплового взаимодействия океана и атмосферы с помощью спутниковых СВЧ-радиометрических средств.

3.3. Связь интенсивности теплового излучения СОА в СВЧ- и ИК-диапазонах с климатическими разностями температур воды и воздуха [3-12]

3.3.1. Формулировка задачи.

Ранее мы исследовали возможность использования параметров системы океан-атмосфера, таких, например, как общее содержание водяного пара в атмосфере, разности температур воды и воздуха, связанных прямо или косвенно с яркостной температурой СОА, в качестве количественных характеристик поверхностных тепловых потоков.

Между тем, согласно результатам исследований, приведенных в гл. 2, при анализе синоптических процессов теплового взаимодействия океана и атмосферы можно наблюдать прямую связь между яркостной температурой СОА и тепловыми потоками на границе раздела океана и атмосферы. Эта связь проявляется наиболее отчетливо в районах кратковременных и интенсивных явлений (возмущений) синоптического масштаба в СОА, таких как среднеширотные циклоны, которые приводят к быстрым «всплескам» метеорологических и СВЧ-радиационных характеристик СОА на фоне медленных (сезонных и климатических) изменений процессов теплового и динамического взаимодействия океана и атмосферы. Возникает вопрос: поддерживается ли связь яркостной температуры СОА и тепловых потоков между их *среднемесячными* значениями на *сезонных и климатических* масштабах времени, когда периоды циклонических возмущений в системе океан-атмосфера чередуются с преобладающими «спокойными» периодами (отсутствие мощных штормов, облачности, осадков).

Основной предпосылкой для проведения совместного анализа излучательных характеристик СОА с характеристиками тепловлагообмена между океаном и атмосферой на сезонных и климатических масштабах служит тесная связь между среднемесячными значениями температурных и влажностных характеристик приводного и вышележащих слоев атмосферы на этих масштабах временного усреднения.

Нами исследовано влияние температурных и влажностных характеристик СОА на интенсивность собственного теплового (ИК) и радиотеплового (СВЧ) излучения в окне сравнительной прозрачности ИК-диапазона $8 \div 12$ мкм, в правом крыле области резонансного поглощения в молекулярном кислороде $5 \div 6$ мкм, в линии резонансного поглощения водяного пара 1,35 см атмосферы, а также в области сантиметровых длин волн $3 \div 8$ см, почти свободной от влияния атмосферы. Также определены длины волн и их комбинации, при использовании которых обеспечивается наиболее жесткая взаимосвязь внутригодовой (сезонной) динамики собственного СВЧ- и ИК-излучения системы океан-атмосфера с сезонной динамикой среднемесячной разности температуры воды и воздуха на границе раздела системы. Анализ выполнен на основе данных многолетних измерений океанографических и метеорологических параметров во фрагменте Гольфстримской ЭАЗО – пятиградусном квадрате с центром в точке с координатами 38° с. ш., 71° з. д., которая соответствует положению судна погоды Н (HOTEL).

Для расчета характеристик излучения СОА и анализа их временной динамики в СВЧ- и ИК-диапазонах длин волн используется модель, описываемая соотношениями (2.1)–(2.5) во второй главе.

3.3.2. Ограничения и приближения в расчетах.

При расчетах радиационных характеристик используется упрощение модели, связанное с допущением, что поверхность океана спокойна, а атмосфера – безоблачна. В СВЧ-диапазоне это ограничение оправдывается примерно в 50 % случаев, поскольку, в соответствии с [3-13], именно такова частота гидрометеорологических ситуаций, когда скорость приводного ветра не превышает 7 м/с, водозапас облаков – $0,3 \text{ кг/м}^2$, а соответствующие значения ЯТ незначительно отличаются от ЯТ при отсутствии волнения и облачности.

Расчет интенсивности излучения водной поверхности в СВЧ- и ИК-диапазонах проведен в широком интервале изменения ТПО и фиксированном (среднеокеаническом) значении солёности в соответствии с методиками, изложенными в [3-14, 3-15]. Оценки погонного поглощения излучения в тропосфере получены с учетом содержания водяного пара (в СВЧ- и ИК-диапазонах) – молекулярного кислорода (в СВЧ-диапазоне) [3-14, 3-16, 3-17] и аэрозольной компоненты (в ИК-диапазоне) [3-15, 3-18, 3-19].

В соответствии с [3-14, 3-18] поглощение в тропосфере электромагнитных волн в СВЧ- и ИК-диапазонах обуславливается главным образом значениями ее температуры t_a , абсолютной влажности воздуха ρ и давления P , а также характеристиками вертикального распределения этих параметров. В связи с тем, что в качестве входных значений рассматриваются

не мгновенные (суточные), а среднемесячные величины параметров t_a , ρ , P , для описания их высотных зависимостей выбрана модель стандартной атмосферы [3-20], согласно которой:

$$t_a(h) = t_a(0) \exp[-0,02 h]; \quad (3.5a)$$

$$P(h) = P(0) \exp[-0,125h]; \quad (3.5б)$$

$$\rho(h) = \rho(0) \exp[-ah]. \quad (3.5в)$$

Среднемесячные значения параметра a в последнем выражении можно определить для различных сезонов из приведенных в [3-21] среднемесячных значений упругости водяного пара над поверхностью океана $e(0)$ и общего содержания водяного пара в тропосфере $Q = \int_0^H \rho(z) dz$, учитывая, что в соответствии с [3-20] между величинами $e(0)$ и $\rho(0)$ существует приближенное соотношение:

$$\rho(0) = 0,22 e(0)/t_a(0) \quad (3.6)$$

Из этого следует:

$$a = 0,22 e(0)/(t_a(0) Q), \text{ км}^{-1}. \quad (3.7)$$

В табл. 3.3 приведены исходные данные для расчета СВЧ- и ИК-радиометрических характеристик в ЭАЗО Гольфстрим среднемесячные значения параметров $t_a(0)$, $e(0)$, a , Q , $\rho(0)$ для четырех времен года.

Атмосферное давление у поверхности океана принято равным стандартному значению $P(0) = 1013$ мб для всех сезонов года. Это связано с тем, что сезонные вариации $P(0)$ составляют $10 \div 15$ мб для большинства ЭАЗО Северной Атлантики, включая Гольфстримскую активную зону [3-21], что приводит к незначительным относительным вариациям погонного поглощения, которые не превышают $0,5 \div 0,7$ % от среднегодового значения поглощения на длине волны 1,35 см и, соответственно, $1 \div 1,5$ % в окне ИК-диапазона $8 \div 12$ мкм. Для сравнения укажем, что вариации влажности приводного воздуха обуславливают изменения поглощения в СВЧ- и ИК-диапазонах от сезона к сезону на десятки процентов.

Данные, приведенные в табл. 3.3, позволяют рассчитать вертикальное распределение поглощения $\gamma(h)$ и интенсивности теплового излучения атмосферы I в СВЧ- и ИК-диапазонах. Результирующие значения яркостной и радиационной температуры вычисляются путем интегрирования величин $\gamma(h) I_a(h)$ в интервале высот от 0 до 10000 м с равномерным разбиением на 500 шагов.

Спутниковая СВЧ-радиометрия тепловых и динамических процессов на поверхности океана и в атмосфере

Т а б л и ц а 3.3. Среднемесячные (многолетние) значения температурных и влажностных характеристик в ЭАЗО Гольфстрим

месяц	февраль	май	август	ноябрь
T_n, K	286	291	298	293,5
$T_a(0), \text{K}$	282,5	289	297	289,5
$e(0), \text{мб}$	11	17	26	15
$Q, \text{г/см}^2$	1	2,3	3,5	1,5
$\rho(0), \text{г/м}^3$	8,6	12,9	19,2	11,4
$a, \text{км}^{-1}$	0,86	0,56	0,55	0,76

3.3.3. Взаимосвязь интенсивности излучения характеристиками приводного слоя атмосферы.

Выполнены расчеты среднемесячных значений ЯТ фрагмента ЭАЗО Гольфстрим (в диапазоне 3 мм ÷ 8,5 см) и ИК-радиационной температуры (в диапазоне 8,5 ÷ 14 мкм), соответствующих среднемесячным значениям параметров $t_a(0)$, a , $\rho(0)$, Q , приведенных в табл. 3.3. Из полученных оценок следует, что поле собственного излучения наиболее сильно реагирует на сезонные изменения температурных и влажностных характеристик СОА в спектральном интервале 9 ÷ 10 мкм, в области резонансного поглощения атмосферного кислорода 5 мм и в линии водяного пара 1,35 см, а также в области см диапазона 3 ÷ 8 см, практически свободной от влияния атмосферы.

Рассчитаны линейные регрессии между сезонными (за период февраль – август) вариациями интенсивности СВЧ- и ИК-излучения в указанных спектральных интервалах и параметрами t_n , $t_a(0)$, $\rho(0)$ и Q . При этом вариации параметра t_n сопоставлялись с вариациями излучения водной поверхности I_n , а изменения атмосферных параметров $T_a(0)$ и $\rho(0)$ (либо Q) – с изменениями атмосферной компоненты $I_a = I - I_n$. Установлено, что наибольшая устойчивость регрессионных соотношений достигается при использовании в качестве влажностной характеристики тропосферы не величины приводной влажности $\rho(0)$, а ее общего влагосодержания Q . Величина Q , как известно, помимо приводной влажности учитывает характеристики ее высотного распределения, оказывающие заметное влияние на формирование теплового излучения.

Результаты расчетов в СВЧ-и ИК диапазонах представлены на рис. 3.6. в виде диаграмм, иллюстрирующих относительный вклад параметров t_n , $t_a(0)$, и Q в вариации среднемесячных (многолетних) значений ЯТ в зимне-весенне-летний период для ряда фиксированных длин волн.

Из результатов расчетов следует, что в участках спектра 5 см (а также 10 мкм) сезонные вариации интенсивности излучения обусловлены, прежде всего, вариациями ТПО. Параметр $t_a(0)$ доминирует на длине волны 5,7 мм,

а параметр Q – в линии поглощения водяного пара 1,35 см. В указанных спектральных участках значения T^* и I линейно растут с увеличением параметров t_n , $t_a(0)$ и Q . Данные результаты вполне соответствуют общим представлениям о взаимосвязи тепловых (ИК) излучательных и радиотепловых (СВЧ) характеристик СОА с ее температурными и влажностными характеристиками. Кроме того, хорошо согласуются с данными модельных расчетов и результатами измерений [3-13, 3-14] полученные из регрессионных соотношений приближенные оценки крутизны радиационно-температурной зависимости $\Delta T^*/\Delta t_n = 0,49 \div 0,45$ К/°С на длине волны 5 см, а также крутизны радиационно-влажностной зависимости атмосферы на длине волны 1,35 см $\Delta T^*/\Delta Q = 14,4$ (май – август) и 17,3 (февраль – май) К/(г/см²).

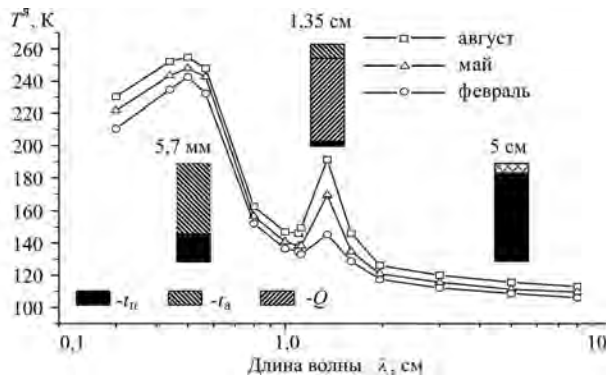


Рис. 3.6. Среднемесячные значения яркостной температуры в ЭАЗО Гольфстрим в феврале, мае и августе в диапазоне длин волн 3 мм ÷ 8,5 см и относительный вклад параметров t_n , $t_a(0)$ и Q в их сезонную динамику на длинах волн 5,7 мм, 1,35 см и 5 см

3.3.4. Взаимосвязь среднемесячных разностей температуры воды и воздуха с интенсивностью излучения.

Идея о сопоставлении характеристик теплового излучения с разностью температур воды и воздуха, играющей ключевую роль в теплообменных процессах СОА, вытекает из существования участков спектра, в одних из которых поле излучения несет информацию в большей мере о величине ТПО, а в других – о величине температуры приводной атмосферы. Например, для дистанционного определения ТПО могут служить данные радиометрических измерений на длине волны 5 см, либо 10 мкм. Контроль величины температуры приводной атмосферы и ее вариаций может осуществляться по данным измерений яркостной температуры на длине волны 5,7 мм, либо, учитывая взаимосвязь между среднемесячными значениями параметров t_n и Q , в резонансной линии 1,35 см.

Исследована возможность дистанционной диагностики среднемесячных разностей $\Delta t = t_n - t_a(0)$ путем анализа устойчивости «обратных» температурно-радиационных соотношений между парами среднемесячных значений $I(\lambda_1)$, $I(\lambda_2)$ в фиксированных участках СВЧ- и ИК-диапазонов и значениями Δt для выделенного фрагмента Гольфстримской ЭАЗО.

Спутниковая СВЧ-радиометрия тепловых и динамических процессов на поверхности океана и в атмосфере

Сложность постановки такой задачи заключается в том, что поле собственного теплового излучения СОА формируется не только температурными, но и влажностными характеристиками системы, причем вклад последних в сезонные вариации T^n на порядок превышает вклад температурных факторов. Исходными данными служат приведенные в табл. 3.4 сезонные вариации среднемесячных значений параметра Δt и вычисленные с учетом среднемесячных значений параметров $t_n, t_a(0), a, \rho(0)$ и сезонные вариации яркостной (радиационной) температуры.

Т а б л и ц а 3.4. Сезонные вариации параметра Δt и среднемесячных значений яркостной (радиационной) температуры в ЭАЗО Гольфстрим

вариации сравниваемых характеристик	февраль – май	май – август	август – ноябрь	ноябрь – февраль
$\Delta(\Delta t), ^\circ\text{C}$	-1.5	-1	3	-0.5
ΔT^r (10мкм), К	4.1	6.2	-3.2	-7.1
ΔT^n (5,7мм), К	5.6	6.8	-6.4	-6
ΔT^n (1,35см), К	24	21.1	-34.9	-10.2
ΔT^n (5см), К	2.5	3.6	-2.5	-3.6

На основе данных проведенного анализа построены регрессионные соотношения вида:

$$\Delta t_i(\Delta T) = k_1 T_i + k_2 \Delta T_i; i = 1, \dots, 4, \quad (3.8)$$

где индексы 1, 2 при яркостных ΔT^n (радиационных ΔT^r) контрастах соответствуют той или иной длине волны излучения, а индекс i -му сезону года. Предполагается, что коэффициенты k_1, k_2 имеют постоянные в течение года значения (что впоследствии подтверждается результатами регрессионного анализа).

Для всевозможных *парных* сочетаний λ_1 и λ_2 получены и представлены в таблице 3.5 значения коэффициентов k_1 и k_2 в виде параметра k ($k^2 = k_1^2 + k_2^2$), который характеризует устойчивость дистанционных оценок величины $\Delta(\Delta t)$ к погрешностям измерений радиационных контрастов, а также среднеквадратичная погрешность δt аппроксимации истинной величины Δi величиной, определяемой соотношением (3.8):

$$\delta t = \sqrt{\sum_1^4 \Delta_i - (k_1 \Delta_{i1} + k_2 \Delta_{i2})^2}$$

Т а б л и ц а 3.5. Зависимость показателей k и δt от спектральных интервалов в СВЧ- и ИК-диапазонах

вариант	пары длин волн λ	δ	k , °С/К
1	10 мкм и 5,7мм	0,1	1,18
2	10 мкм и 1,35см	0,19	0,24
3	10 мкм и 5 см	0,33	4,2
4	5,7 мм и 1,35 см	0,22	0,35
5	5,7 мм и 5 см	0,39	2,86
6	1,35 см и 5 см	0,25	0,46

Наилучшие показатели (минимальные значения k и δt) согласно таблице обеспечивают оптимальные пары λ_1 и λ_2 включающие волну 1,35 см: 10 мкм и 1,35 см, 5,7 мм и 1,35 см, 1,35 см и 5 см. Значения параметров δt и особенно k , резко возрастают, если спектральные каналы λ_1 и λ_2 дублируют друг друга. Так обстоит дело, например, в третьем случае, приведенном в табл. 3.5 ($\delta t = 0,33^\circ\text{C}$, $k = 4,2$), так как оба канала (10 мкм и 5 см) несут информацию преимущественно о величине ТПО и ее сезонных вариациях.

Увеличение числа волн с двух до трех приводит благодаря росту аппроксимационных членов к снижению погрешности δt примерно в 3 раза, однако при этом увеличивается в $2 \div 3$ раза «коэффициент усиления ошибок» k из-за частичного дублирования спектральных каналов. Эта тенденция – снижение погрешности δt и рост величины k с увеличением числа используемых спектральных интервалов – подтверждается и другими примерами. Так, привлечение одновременно всех четырех спектральных интервалов ($\lambda_1 = 10$ мкм, $\lambda_2 = 5,7$ мм, $\lambda_3 = 1,35$ см, $\lambda_4 = 5$ см) обуславливает еще более резкое возрастание коэффициента k , не компенсируемое уменьшением составляющей δt . Минимальные значения k достигаются при использовании одноканальной схемы измерений, однако в этом случае неприемлемыми становятся значения δt – результат, который логически вытекает из попытки контролировать вариации двух независимых параметров t_n и $t_a(0)$ по данным измерений в одном участке спектра. Например, при $\lambda = 10$ мкм $\delta t = 3,1^\circ\text{C}$ и $|k| = 0,16$, а для такого информативного участка спектра как 1,35 см $\delta t = 1,4^\circ\text{C}$ и $|k| = 0,067$.

Результаты проведенного исследования подтверждают целесообразность идеи прямого использования данных спутниковых СВЧ-радиометрических для измерений *среднемесячных разностей* температуры воды и воздуха на границе раздела СОА, в качестве непосредственной характеристики теплообмена, которая обеспечивает явное преимущество по сравнению с методами *раздельного* определения температуры поверхности океана и приводного слоя атмосферы и последующем вычислении их разности.

3.4. Яркостная температура как характеристика сезонной и межгодовой динамики теплового взаимодействия океана и атмосферы

3.4.1. Характеристики теплообмена между океаном и атмосферой – t_n -, t_a -петли.

В [3-22] была предложена и обоснована методика расчета широко используемых в климатических исследованиях интегральных (усредненных за год) потоков явного и скрытого тепла на границе раздела океана и атмосферы. Она основана на сделанном авторами важном наблюдении, суть которого заключается в том, что величина интегрального теплового потока зависит не только от среднемесячной температуры поверхности океана и температуры приводной атмосферы, играющих важную роль в процессах теплообмена, но и от величины опережения (запаздывания) вариаций одной из них по отношению к вариациям другой в течение года. Последнее обстоятельство связано с тем, что параметры t_n и t_a приспосабливаются друг к другу при периодах осреднения *год* и *более*; чтобы оценить интенсивность теплообмена и его характер (приток тепла из океана в атмосферу либо из атмосферы в океан) на сезонных масштабах, необходимо учитывать степень согласования (рассогласования) этих параметров [3-22]. Данная методика легко реализуется графически. Интенсивность теплообмена между океаном и атмосферой можно описать парами величин в виде фазовых траекторий (t_n -, t_a -петель), геометрические характеристики которых, такие как площадь, ориентация петли, степень отличия ее формы от прямоугольной, позволяют сравнивать среднегодовые потоки в различных районах Мирового океана и оценивать их межгодовую изменчивость (рис. 3.7).

Как видно из этих иллюстраций, временной сдвиг между годовыми эволюциями параметров t_n и t_a при одинаковых их амплитудах сильно влияет на площадь петель как эквивалента среднегодового теплового потока.

3.4.2. Использование фазовых траекторий яркостной температуры СОА для оценки потоков явного тепла.

Благодаря отзывчивости поля собственного СВЧ-излучения СОА на вариации температуры поверхности океана и температуры приводной атмосферы существует возможность построения радиационных «образов» годовых t_n -, t_a - циклов с помощью значений яркостной температуры СОА в спектральном интервале $3 \div 8$ см, где максимальна ее чувствительность к изменению ТПО, и на длине волны 1,35 см, характеризующейся тесной взаимосвязью T^n с температурными и влажностными характеристиками атмосферы. Достоинством подобной процедуры является ее более высокая устойчивость к случайным ошибкам измерений ЯТ, поскольку окончательная оценка величины теплового потока строится не только на отдельных (среднемесячных) выборках, но и учитывает их сезонный ход, т. е. используется возможность их накопления. При условии «привязки» СВЧ-радио-

метрических измерений к реперным (текущим, либо архивным) оценкам потоков явного тепла можно контролировать интегральные за год значения потоков и их межгодовую изменчивость.

Возможности СВЧ-радиометрического метода определения среднегодовых потоков явного тепла с ИСЗ были исследованы путем сравнительного анализа характеристик годичных фазовых траекторий ЯТ, вычисленных на основе данных [3-23, 3-24] о среднемноголетних значениях температуры поверхности океана, а также температуры, приводной и интегральной влажности атмосферы в Норвежской, Ньюфаундлендской и Гольфстримской энергоактивных зонах Северной Атлантики (результаты анализа для Ньюфаундлендской и Гольфстримской ЭАЗО иллюстрируются на рис. 3.8).

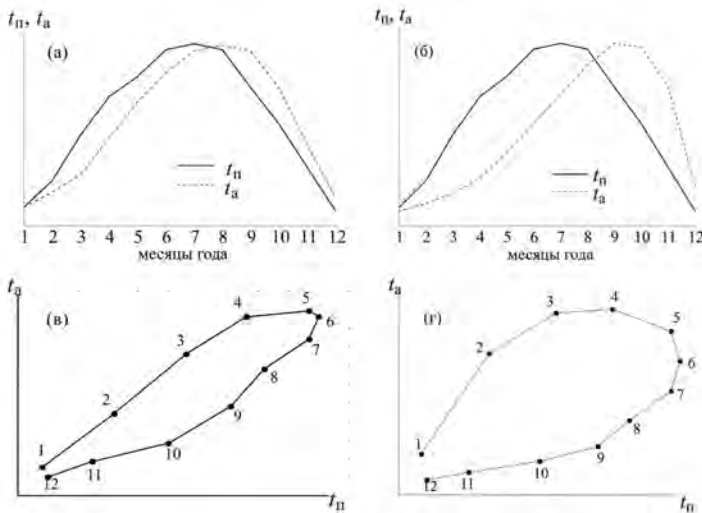


Рис. 3.7. Годичные эволюции среднемесячных значений параметров t_n и t_a (а, б) и соответствующие фазовые траектории (петли) (в, г): цифры на рис. в, г – месяцы года. Во втором случае (б, г) величина годового потока явного тепла (площадь петли) больше, чем в первом (а, в)

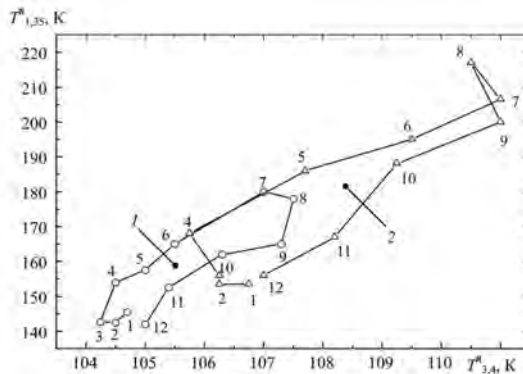


Рис. 3.8. Сезонные эволюции среднемесячных значений яркостной температуры СОА в участках спектра 1,35 см и 3,4 см для Ньюфаундлендской (1) и Гольфстримской (2) ЭАЗО; цифры на графике – месяцы года

Расчеты выполнены для длин волн 1,35 см и 3,4 см, традиционно используемых на метеорологических и океанологических спутниках. Как следует из результатов, отношение площадей петель ЯТ для данных ЭАЗО составляет соответственно 1:1,25:2,33. Анализ многолетних архивных данных показывает, что:

1) соотношение между интегральными (среднегодовыми) потоками явного тепла в Ньюфаундлендской и Норвежской ЭАЗО колеблется между значениями 1,08 (Государственный океанографический институт – ГОИН), 1,16 (Главная геофизическая обсерватория (ГГО) им. А.И. Воейкова) и 1,41 (Институт водных проблем РАН (ИВП));

2) соотношение между среднегодовыми потоками явного тепла в Гольфстримской и Норвежской ЭАЗО варьирует от 1,24 (ГОИН) до 1,59 (ИВП).

Завышенная (по СВЧ-радиометрическим данным) величина среднегодового потока явного тепла в Гольфстримской ЭАЗО связана со спецификой этой области океана – преобладанием в теплообмене между океаном и атмосферой скрытого тепла по сравнению с явным, вследствие интенсивных испарений в тропическом поясе океана; в этом случае дистанционные оценки среднегодовых потоков явного тепла нуждаются в специальной коррекции, учитывающей местные географические условия.

Для реализации данного метода необходимо использовать спутниковые системы с периодичностью зондирования заданных областей океана, не превышающей трое суток (с целью получения корректных оценок среднемесячных значений ЯТ). На сегодняшний день таким требованиям удовлетворяют зарубежные спутники серии DMSP, EOS Aqua, GCOM-W1, Coriolis, а также отечественные ИСЗ серии Метеор.

Выводы к главе 3

1. Показана возможность модификации используемых для расчета поверхностных потоков явного и скрытого тепла на синоптических масштабах времени балк-параметризаций в виде комбинаций тех параметров системы океан-атмосфера, которые непосредственно связаны с характеристиками ее собственного СВЧ-излучения. В качестве первостепенного параметра рассматривается общее содержание водяного пара атмосферы, которое прямо связано с яркостной температурой атмосферы в резонансной линии поглощения радиоизлучения на длине волны 1,35 см.

2. Влияние приводного ветра наряду с разностью температур «вода – воздух» на формирование теплообмена между океаном и атмосферой, а также на интенсивность собственного СВЧ-излучения системы океан-атмосфера (ее яркостную температуру) и их взаимосвязь отчетливо проявляются в синоптическом диапазоне временных масштабов.

3. Обоснована идея использования яркостной и ИК-радиационной температуры системы океан-атмосфера в областях резонансного поглощения собственного излучения в водяном паре и молекулярном кислороде атмосферы в качестве прямых характеристик внутри- и межгодовой изменчивости интенсивности теплообмена на границе раздела.

Список литературы к главе 3

- 3-1. Гранков А.Г., Новичихин Е.П. Об использовании формул теплообмена между океаном и атмосферой при усвоении спутниковых радиометрических измерений // Метеорология и гидрология. 1997. № 1. С. 81–90.
- 3-2. Снопков В.Г. О корреляции между содержанием водяного пара в атмосфере и характеристиками влажности воздуха у поверхности земли // Метеорология и гидрология. 1977. № 12. С. 38–42.
- 3-3. Liu W.T. Statistical relation between monthly mean precipitable water and surface-level humidity over global oceans // Mon. Weather Rev. 1986. V. 114. P. 1591–1602.
- 3-4. Гранков А.Г., Мильшин А.А. О корреляции влажности и влагосодержания с температурой приводного слоя воздуха // Метеорология и гидрология. 1994. № 10. С. 78–81.
- 3-5. Гранков А.Г., Мильшин А.А. Исследование взаимосвязи между термодинамическими параметрами атмосферы для обоснования возможности определения температуры ее нижнего слоя методами спутниковой СВЧ- и ИК-радиометрии. Препринт № 3 (603). – М.: ИРЭ РАН. 1995. 43 с.
- 3-6. Liu W.T. Moisture and latent heat flux variabilities in the tropical Pacific derived from satellite data // J. Geophys. Res. 1988. V. 93. № 6. P. 6749–6760.
- 3-7. Гранков А.Г., Мильшин А.А. Взаимосвязь СВЧ-излучения системы океан-атмосфера с потоками тепла и импульса на границе раздела // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1999. Т. 35. № 5. С. 629–637.
- 3-8. Гулев С.К., Колинко А.В., Лаппо С.С. Синоптическое взаимодействие океана и атмосферы в средних широтах. – СПб.: Гидрометеоиздат. 1994. 320 с.
- 3-9. Лебедева Е.Л. Интегральное влагосодержание атмосферы как характеристика взаимодействия океана и атмосферы в районе Ньюфаундлендской энергоактивной зоны // Труды ГГО. 1991. Вып. 535. С. 32–45.
- 3-10. Гранков А.Г. О роли приводного ветра при расчете тепловых потоков на поверхности по данным эксперимента АТЛАНТЭКС-90 // Исследование Земли из космоса. 2011. № 4. С. 1–5.
- 3-11. Гранков А.Г., Мильшин А.А. Использование радиометра SSM/I спутников DMSP для исследования климатически значащих параметров океана и атмосферы в Северной Атлантике // Исслед. Земли из космоса. 2001. № 5. С. 70–78.
- 3-12. Гранков А.Г., Усов П.П. Взаимосвязь среднемесячных разностей температуры и воздуха с характеристиками теплового излучения в СВЧ- и ИК-диапазонах // Метеорология и гидрология. 1994. № 6. С. 79–89.
- 3-13. Шутко А.М. СВЧ-радиометрия водной поверхности и почвогрунтов. – М.: Наука. 1986. 190 с.
- 3-14. Башаринов А.Е., Гурвич А.С., Егоров С.Т. Радиоизлучение Земли как планеты. – М.: Наука. 1974. 188 с.
- 3-15. Чавро А.И. Физические основы и методы определения температуры поверхности океана со спутников. – М.: ОВМ АН СССР. 1990. 174 с.
- 3-16. Жевакин С.А., Наумов А.П. Поглощение сантиметровых и миллиметровых радиоволн атмосферными парами воды. // Радиотехника и электроника, 1964, т. 9, № 8.
- 3-17. Жевакин С.А., Наумов А.П. К расчету коэффициента поглощения сантиметровых радиоволн в атмосферном кислороде. Радиотехника и электроника, 1965, т. 10, № 6.
- 3-18. Арефьев В.Н. Молекулярное поглощение излучения в атмосферном окне относительной прозрачности 8–13 мкм (обзор) // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1991. Т. 27. № 11. С. 1187–1225.

3-19. *Парамонова Н.Н.* Сравнение новых лабораторных данных по поглощению в континууме водяного пара в области 8–12 мкм с результатами натуральных экспериментов // Труды ГГО. 1985. Вып. 496. С. 79–84.

3-20. *Хргиан А.Х.* Физика атмосферы. Т.1. – Л.: Гидрометеиздат. 1978. 247с.

3-21. Средние месячные, декадные и пентадные значения температуры воды, воздуха, разности температур «воздух – вода» и скорости ветра в отдельных районах Северной Атлантики (1953–1974 гг.). – Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД. 1979. 153 с.

3-22. *Ланно С.С., Гулев С.К., Рождественский А.Е.* Крупномасштабное тепловое взаимодействие в системе океан-атмосфера и энергоактивные области Мирового океана. – Л.: Гидрометеиздат. 1990. 336 с.

3-23. *Tuller S.E.* World distribution of mean monthly and annual precipitable water // Mon. Weather Rev. 1968. V. 96. № 11. P. 785–797.

3-24. Атлас океанов. Атлантический и Индийский океаны. М.: ГУНиО Министерства обороны СССР. 1977. 306 с.

Глава 4

Влияние вертикального переноса тепла на связь интенсивности СВЧ- и ИК-излучения СОА с поверхностными тепловыми потоками (моделирование)

Рассмотрен метод искусственного возбуждения вертикальных тепловых турбулентных потоков на границе раздела океана и атмосферы в результате нарушения теплового равновесия в пограничных слоях СОА за счет резких изменений в притоке солнечной радиации. Анализируется корреляция между температурными и влажностными характеристиками СОА и ее излучательными характеристиками в различных участках СВЧ- и ИК-диапазонов. Особое внимание уделено поиску спектральных интервалов, обеспечивающих наиболее тесную связь характеристик излучения и тепловых потоков.

4.1 Модель теплового взаимодействия пограничных слоев океана и атмосферы [4-1]

Для исследования термической реакции пограничных слоев атмосферы и океана на внесение теплового возмущения на границе их раздела используется следующая модель, которую можно определить на основе известных уравнений турбулентной диффузии [4-1, 4-2]:

$$\begin{aligned} dt_1/dt &= (q_a - q_o)/(\rho_a c h_1), \\ dt_2/dt &= (q_h^a - q_h^n - Le_o + R)/(\rho_n c_n h_2), \\ q/dt &= (e_a - e_o)/(\rho_a h_1), \\ t_1 &= t_{10}, t_2 = t_{20}, q = q_o \text{ (начальные условия)}. \end{aligned} \tag{4.1}$$

Здесь t_1 и t_2 – температура соответственно атмосферного (АПС) и океанского (ОПС) пограничных слоев; q – удельная влажность воздуха в атмосферном пограничном слое; h_1 и h_2 – толщины атмосферного и океанского пограничных слоев; ρ_a и ρ_n – плотность воздуха (атмосферного пограничного слоя) и поверхности воды; c_a и c_n – удельная теплоемкость воздуха и воды; q_h^a и q_h^n – турбулентные потоки тепла на верхней границе пограничного слоя атмосферы и нижней границе океанского пограничного слоя соответственно; e_o – поток влаги (скорость испарения/конденсации) на поверхности воды; e_a – поток влаги на верхней границе АПС; L – удельная теплота парообразования; R – радиационный поток тепла на поверхности воды (все потоки считаются положительными, если они направлены вниз).

Параметризация температурно-влажностного режима СОА основана на следующих допущениях: моделируемая система горизонтально однородна; пограничные слои атмосферы и океана полностью перемешаны, так что t_1 , t_2 и q не зависят от высоты (глубины) в пределах АПС и ОПС; их толщина h_1 и h_2 не меняется со временем; бюджет тепла АПС определяется только потоками явного тепла q_h^a и q_h^n ; бюджет тепла в ОПС определяется этими величинами, а также потоком скрытого тепла Le_o , возникающим в результате испарения (конденсации) на поверхности воды, и радиационным потоком R , полностью поглощающимся в пределах поверхности океана; бюджет влаги в прилегающем к водной поверхности атмосферном слое обуславливается испарением e_o с поверхности воды и обменом с вышележащим слоем воздуха e_a ; фазовые преобразования воды в атмосфере не происходят; температурный режим пограничных атмосферных и океанских слоев не зависит от интенсивности потоков электромагнитного излучения в СОА. Для замыкания условий задачи необходимо выразить потоки q_h^a , q_h^n , q_h^m , e_o и e_a через искомые переменные t_1 , t_2 , q и внешние условия. Радиационный поток R считается заданным и играет роль фактора термического возмущения, моделирование реакции на которое и составляет суть данной задачи.

Для определения потоков используем следующие выражения:

$$\begin{aligned} q_h^n &= c_1 \rho_a c_a V_a (t_1 - t_2), \\ e_o &= c_2 \rho_a V_a (q - q_o), \\ q_h^a &= c_3 \rho_a c_a V_a (t_a - t_1), \\ e_a &= c_4 \rho_a V_a (q_a - q_1), \\ q_h^m &= c_5 \rho_a c_a V_b (t_2 - t_n), \end{aligned} \quad (4.2)$$

первые два из которых представляют собой формулы глобального аэродинамического метода, а последние три (включая подповерхностный поток q_h^m) основаны на предположении о том, что потоки q_h^m , e_o в первом приближении могут быть выражены по аналогии с q_{hn} и e_o с соответствующим подбором коэффициентов обмена c_3 , c_4 и c_5 . В формулах (4.2) использованы следующие обозначения: t_a – температура воздуха в приводном слое атмосферы; t_n – температура воды приповерхностного слоя океана; q_a – удельная влажность воздуха непосредственно над пограничным слоем атмосферы; q_1 – удельная влажность воздуха пограничного слоя атмосферы; q_o – насыщающая удельная влажность при температуре воды t_2 ; V_a – средняя скорость ветра; V_b – средняя скорость течения воды; c_1 , c_2 , c_3 , c_4 , c_5 – безразмерные коэффициенты обмена.

В дальнейшем используется линеаризованная зависимость влажности насыщения q_o от температуры t_n :

$$q_w = q_r + a (t_n - t_r), \quad (4.3)$$

где q_r и t_r – опорные значения влажности и температуры; тогда совокупность уравнений (3.1) может быть переписана с учетом (4.2) и (4.3) в векторной форме:

$$dy / dt = Ay + f, \quad (4.4)$$

где $y = (t_1, t_2, q)$ – искомые переменные; $f = (f_1, f_2, f_3)$ – вектор из трех компонент:

$$\begin{aligned} f_1 &= (c_3 V_a / h_1) t_a, \\ f_2 &= [R + c_5 \rho_b c_b V_b t_n - c_2 \rho_a V_a L (q_r - a t_r)]; \\ f_3 &= (V_a / h_1) [c_4 q + c_2 (q_r - a t_r)]; \end{aligned} \quad (4.5)$$

$A = \{a_{ik}\}$, i, k – матрица коэффициентов

$$\begin{array}{ccc} a_{11} - r & a_{12} & a_{13} \\ a_{21} & a_{22} - r & a_{23} \\ a_{31} & a_{32} & a_{33} - r \end{array}$$

В отличие от вектора f матрица A содержит только модельные параметры $h_1, h_2, a, c_1, c_2, c_3, c_4, c_5$, но не параметры R, t_a, t_n и q_a , которые характеризуют внешние условия воздействия на АПС (ОПС).

Решение системы (4.4) записывается в виде:

$$\begin{aligned} t_1 &= C_1 e^{r_1 t} + C_2 e^{r_2 t} + C_3 e^{r_3 t} + t_1^*, \\ t_2 &= C_1 p_1 e^{r_1 t} + C_2 p_2 e^{r_2 t} + C_3 p_3 e^{r_3 t} + t_2^*, \\ q &= C_1 s_1 e^{r_1 t} + C_2 s_2 e^{r_2 t} + C_3 s_3 e^{r_3 t} + q^*, \end{aligned} \quad (4.6)$$

Здесь r_i ($i = 1, 2, 3$) – корни характеристического уравнения однородной системы (4.4).

Величины t_1, t_2 и q представляют собой частные решения неоднородной системы (4.6), которые находятся методом варьирования констант и выражаемых в терминах a_{ik}, f и $r_i; p_i$, величины s_i и C_i являются комбинациями коэффициентов и начальных условий t_{10}, t_{20} и q_0 из (4.1).

Численные оценки показывают, что для типичных значений параметров АПС и ОПС детерминант матрицы A является отрицательным и все его корни r_i ($j = 1, 2, 3$) вещественны и отрицательны. Следовательно, решение (4.6) описывает адаптацию системы АПС–ОПС к внешним условиям (факторам) R, t_a, t_n, q_a , которые стремятся со временем к устойчивому состоянию (t_1^*, t_2^*, q^*) . Характерное время адаптации $[\min(|r_i|)]^{-1}$ составляет 12–18 ч для типичных значений параметров: $\rho_a = 1,25 \text{ кг/м}^3; \rho_w = 10^3 \text{ кг/м}^3; c_a = 10^3 \text{ Дж/кг/}^\circ\text{C}$;

$c_n = 4100$ Дж кг/гр; $h_1 = 1500$ м; $h_2 = 30$ м; $L = 2,4 \cdot 10^6$ Дж/кг; $R = 200$ Вт/м²; $V_a = 10$ м/с; $V_n = 0,1$ м/с; $c_i = 1,3 \cdot 10^{-3}$ ($i = 1, 2, \dots, 5$); $t_r = 10^\circ\text{C}$; $q_r = 7,5 \cdot 10^{-2}$ кг/кг; $a = 5 \cdot 10^{-4}$ гр⁻¹.

4.2. Модель излучения СОА в СВЧ- и ИК-диапазонах

В данном случае не представляется возможным использовать описанную в главе 2 модель собственного излучения системы океан-атмосфера, поскольку исходные для расчета ее яркостной (радиационной) температуры метеорологические характеристики атмосферы и теплофизические константы задаются в виде параметризованных значений для отдельных слоев системы (АПС и свободная атмосфера), а не в виде их высотных распределений.

Здесь нами использована плоскостроистая модель радиотеплового (теплового) излучения СОА, с помощью которой проведен анализ переноса электромагнитных потоков в системе АПС–ОПС и получены оценки интенсивности тех компонент излучения, которые могут быть зарегистрированы с помощью спутниковых (А), самолетных (Б) и судовых (В) средств.

Схематическое изображение моделируемой системы (с учетом потоков собственного СВЧ- и ИК-излучения $I_1^\uparrow, I_1^\downarrow, I_2, I_a$) приведено на рис. 4.1.



Рис. 4.1. Схема параметризации тепловых и электромагнитных потоков в СОА

Спутниковые средства. Интенсивность собственного излучения СОА при наблюдении со спутника Земли складывается из интенсивности интегрального излучения свободной атмосферы и интенсивности потока восходящего излучения пограничного слоя атмосферы на его верхней границе, ослабленного в свободной атмосфере :

$$I_{\text{сп}} = I_a + I_1^\uparrow G_a, \quad (4.7)$$

где I_a – интенсивность интегрального излучения свободной атмосферы; $I_1^\uparrow = I_1 + (I_1^\downarrow R_{21} + I_2) G_1$ – интенсивность потока восходящего излучения АПС на его верхней границе; $I_1^\downarrow = I_1 + I_a$; G_1 – интенсивность потока нисходящего излучения АПС на его нижней границе; $I_1(G_1)$ – интенсивность интегрального излучения (поглощения) АПС; I_2 – интенсивность излучения

водной поверхности; G_1 – величина интегрального ослабления излучения в АПС; R_{21} – коэффициент отражения потока нисходящего излучения I_1^\downarrow от водной поверхности.

Считается, что диэлектрические параметры пограничного слоя и свободной атмосферы, несмотря на отличие в общем случае температурных и влажностных характеристик, согласованы между собой, т. е. отражение излучения на границе их раздела отсутствует либо пренебрежимо мало по сравнению с величиной R_{21} .

Самолетные средства. При наблюдении с самолета (на верхней границе атмосферного пограничного слоя) интенсивность собственного излучения СОА $I_{\text{сам}}$ определяется исключительно компонентой I_1^\uparrow :

$$I_{\text{сам}} = I_1^\uparrow. \quad (4.8)$$

Судовые средства. При наблюдении с судна (на нижней границе атмосферного пограничного слоя) интенсивность излучения СОА $I_{\text{суд}}$ вычисляется следующим образом:

$$I_{\text{суд}} = I_2 + I_1^\downarrow R_{21}. \quad (4.9)$$

Характеристики интегрального излучения пограничной (I_1) и свободной (I_a) атмосферы, входящие в выражения (4.3)–(4.5), связаны с соответствующими значениями температуры T_1 ($T_1 = t_1 + 273$), T_a ($T_a = t_a + 273$) и интегрального поглощения G_1 , G_a этих сред:

$$I_1 = T_1 (1 - G_1); I_a = T_a (1 - G_a). \quad (4.10)$$

4.3. Численный анализ динамики тепловых и электромагнитных потоков и их связи

Для типичных значений теплофизических констант воды и воздуха (плотность, теплоемкость, удельная теплота испарения (конденсации), коэффициенты теплообмена), толщины атмосферных и океанских пограничных слоев, средней скорости ветра и течения получены численные оценки временной эволюции потоков q_h и q_c на границе раздела океана и атмосферы, интегрального поглощения G_1 , G_a , а также потоков излучения $I_{\text{сп}}$, $I_{\text{сам}}$, $I_{\text{суд}}$ в виде соответствующих значений яркостной ($0,5 \div 3$ см) и ИК-радиационной ($8 \div 12$ мкм) температуры после выведения СОА из состояния теплового равновесия.

Расчет интенсивности излучения водной поверхности I_n в СВЧ- и ИК-диапазонах проведен в соответствии с методиками, изложенными в [4-3, 4-4]. Расчет поглощения излучения в атмосфере выполнен с учетом содержания водяного пара (в СВЧ- и ИК-диапазонах), молекулярного кислорода (в СВЧ-диапазоне) [4-3, 4-5, 4-6] и аэрозольной компоненты (в ИК-диапазоне) [4-4, 4-7, 4-8].

Спутниковая СВЧ-радиометрия тепловых и динамических процессов на поверхности океана и в атмосфере

Расчеты выполнялись в следующей последовательности:

а) решение задачи (4.1) относительно параметров интерфейса СОА t_1 , q , t_2 при заданных значениях параметров t_n , t_a , q_a на внешних границах океанских и атмосферных пограничных слоев и радиационного притока тепла R на поверхности воды;

б) определение по вычисленным значениям t_n , q , t_2 вертикальных турбулентных потоков q_h , q_e на границе раздела океана и атмосферы с помощью формул (4.2);

в) определение по вычисленным значениям t_1 , q_a , t_2 с учетом заданных значений t_a , q электромагнитных потоков $I_{сп}$, $I_{смл}$, $I_{суд}$ с помощью выражений (4.7)–(4.10);

г) регрессионный анализ связи между эволюциями величин q_h , q_e , $I_{сп}$, $I_{смл}$, $I_{суд}$ в различных участках спектра СВЧ- и ИК-диапазонов.

Интервал изменений параметров интерфейса t_1 , t_2 , q_a , а также внешние условия, характеризуемые параметрами t_a , t_n , q_a и R , соответствуют значениям, типичным для средних широт Северной Атлантики в весенне-летние сезоны.

Моделирование динамики тепловых и электромагнитных потоков и анализ их взаимосвязи проведены для нескольких вариантов, отличающихся характером стока тепловой энергии от границы раздела океана и атмосферы к внешним границам атмосферного и океанского пограничных слоев и за их пределы:

1. Тепло от границы раздела СОА распространяется к внешней границе АПС и одновременно – к внешней границе океанского пограничного слоя.

2. Сток тепла происходит только в сторону нижнего слоя океана.

3. Сток тепла идет только в сторону свободной атмосферы.

Это достигалось соответствующим выбором параметров свободной атмосферы и поверхностного квазиоднородного слоя океана ($t_{10} = t_{20} = 10^\circ\text{C}$, $q_0 = 6$ г/кг) относительно начальных условий для АПС и ОПС, а именно: $t_{10} = t_{20} = 5^\circ\text{C}$, $q_0 = 4$ г/кг в первом случае; $t_n = 5^\circ\text{C}$, $t_a = 10^\circ\text{C}$, $q = 6$ г/кг во втором случае; 3) $t_n = 10^\circ\text{C}$, $t_a = 5^\circ\text{C}$, $q = 4$ г/кг в третьем случае.

Рисунок 4.2 демонстрирует результаты анализа отклика параметров АПС t_1 и q и параметра ОПС t_1 для первого из рассмотренных вариантов.

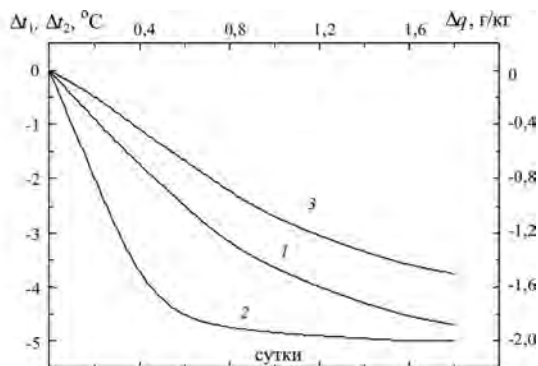


Рис. 4.2. Эволюции температуры АПС (1), температуры ОПС (2) и влажности воздуха АПС (3) для случая стока тепла от границы раздела СОА к внешним границам АПС и ОПС

Как видно из иллюстрации, приспособление (адаптация) параметров СОА в условиях притока солнечной радиации R происходит в течение 1-2 суток; адаптация температуры ОПС t_2 протекает быстрее по сравнению с параметрами t_1 и q АПС.

На рис. 4.3 приведены соответствующие этому случаю значения потоков явного q_h и скрытого Δq_c тепла, а также вариаций яркостной ΔT^h и радиационной ΔT^r температуры СОА, рассчитанных для спутникового уровня наблюдений.

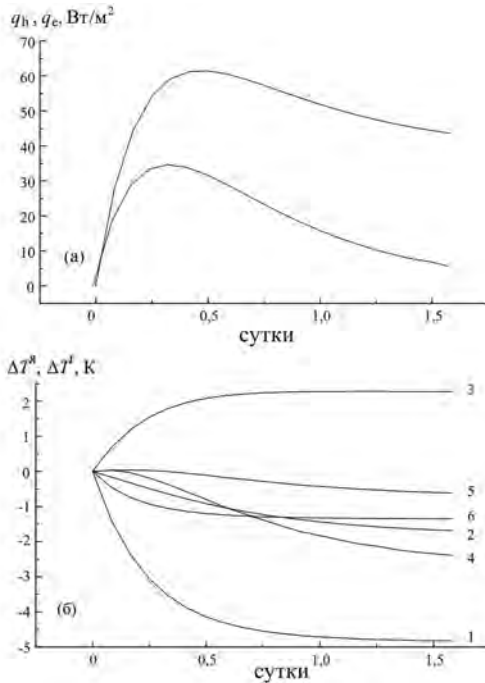


Рис. 4.3. Вариации потоков явного и скрытого тепла (а), радиационной и яркостной температуры СОА (б) на длинах волн: 10 мкм (1); 0,57 мм (2); 0,8 см (3); 1,35 см (4); 1,6 см (5); 3,2 см

Выполнен регрессионный анализ соотношений между вариациями потоков явного Δq_h и скрытого Δq_c тепла и вариациями яркостной ΔT^h и радиационной ΔT^r температур в СВЧ- и ИК-диапазонах для различных вариантов стока тепла в АПС и ОПС при различных уровнях наблюдений (со спутника, с самолета, с судна). В частности, исследована возможность аппроксимации величин Δq_h , Δq_c в виде линейных попарных комбинаций величин ΔT^h (ΔT^r) в различных участках спектра. Решение этой задачи включает:

1) определение коэффициентов регрессий между величинами Δq_h , Δq_c , ΔT^h (ΔT^r) на начальной стадии формирования отклика СОА на тепловое возбуждение;

2) аппроксимацию величин Δq_h , Δq_c на этой стадии с учетом вычисленных регрессионных коэффициентов;

3) экстраполяцию (прогноз последующих эволюций) величин Δq_h , Δq_c с помощью полученных на начальной стадии регрессий с учетом эволюций величин ΔT^h (ΔT^r) на финальной стадии формирования отклика СОА.

Спутниковая СВЧ-радиометрия тепловых и динамических процессов на поверхности океана и в атмосфере

Результаты регрессионного анализа для случая стока тепла в обе стороны от границы раздела океана и атмосферы (спутниковый уровень наблюдений) представлены на рис. 4.4.

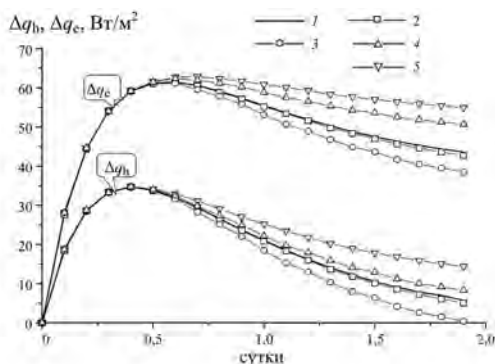


Рис. 4.4. Результаты аппроксимации и экстраполяции потоков явного и скрытого тепла на границе раздела океана и атмосферы (1) по оценкам яркостной температуры СОА в СВЧ- и ИК-диапазонах в участках спектра: 10 мкм и 5,7 мм (2), 10 мкм и 1,35 см (3), 1,35 и 3,2 см (4), 5,7 мм и 3,2 см (5)

Более полно результаты анализа для различных вариантов стока тепла в спутниковом случае наблюдений в различных участках СВЧ- и ИК-диапазонов представлены в табл. 4.1.

Из рис. 4.4 и табл. 4.1 видно, что вариации интенсивности излучения СОА в участках спектра 10 мкм и 5,7 мм, а также 1,35 см и 3,2 см обуславливают минимальные значения погрешностей воспроизведения вариаций потоков q_h , $q_ε$, которые составляют несколько процентов от величин их естественных вариаций. Дальнейшее увеличение спектральных участков как степеней свободы при аппроксимации тепловых потоков с помощью излучательных характеристик от двух до трех и более не дает существенного улучшения (снижения погрешностей $δq_h$ и $δq_ε$).

Т а б л и ц а 4.1. Среднеквадратичные погрешности аппроксимации потоков явного и скрытого тепла ($Вт/м^2$) как функций яркостной (радиационной) температуры в различных участках СВЧ- (ИК)-диапазонов

Длина волны (мкм, мкм)						Вариант 1		Вариант 2		Вариант 3	
10 мкм	0,57 см	0,8 см	1,35 см	1,6 см	3,2 см	$δq_h$	$δq_ε$	$δq_h$	$δq_ε$	$δq_h$	$δq_ε$
+	+					0,14	0,13	0,10	0,13	0,05	0,24
+			+			0,40	0,37	0,40	0,31	0,06	0,26
	+		+			0,91	1,18	0,91	1,21	0,08	0,25
	+				+	0,64	0,86	0,67	0,90	0,08	0,22
			+		+	0,20	0,46	0,16	0,46	0,42	0,27
+	+	+				0,11	0,09	-	-	-	-
+	+	+	+	+	+	0,10	0,08	-	-	-	-

Длины волн, используемые в анализе обозначены знаком "+"

Очень близкие к спутниковому варианту дают результаты регрессионного анализа между тепловыми потоками на границе раздела океана и атмосферы и электромагнитными потоками, наблюдаемыми на верхней границе атмосферного пограничного слоя, т. е. на самолетном уровне. В то же время результаты регрессионного анализа между тепловыми и электромагнитными потоками на нижней границе атмосферного пограничного слоя (судовой уровень наблюдений), где влияние атмосферы минимально, отличаются от спутникового и самолетного вариантов гораздо более низким качеством воспроизведения эволюций тепловых потоков.

Выводы к главе 4

1. Процессы тепловлагообмена на границе раздела СОА оказывают влияние не только на характеристики собственного СВЧ- ИК-излучения приводного слоя атмосферы, но и на излучательные характеристики всей системы. Об этом свидетельствуют данные исследований эволюций яркостной и радиационной температуры в свободной атмосфере (спутниковый уровень наблюдений), на верхней границе АПС (самолетный уровень) и их сопоставление с эволюциями тепловых потоков на границе раздела океана и атмосферы, откуда следует, в частности, что отклик тепловых и электромагнитных потоков на возбуждение всей системы формируется примерно за одно и то же время (1-2 суток), которое совпадает со временем адаптации температурных и влажностных характеристик системы к внешнему притоку тепла.

2. Эволюции яркостной температуры в свободной атмосфере и на верхней границе АПС характеризуются более тесной взаимосвязью с эволюциями потоков явного и скрытого тепла по сравнению с эволюциями яркостной температуры, наблюдаемыми вблизи от границы раздела океана и атмосферы (на нижней границе АПС – судовой уровень наблюдений), что указывает на важную роль АПС при исследовании взаимосвязи между электромагнитными и тепловыми потоками в СОА.

3. Связь яркостной (в СВЧ-диапазоне) температуры и радиационной температуры (в ИК-диапазоне) на верхней границе АПС и в свободной атмосфере с потоками явного и скрытого тепла в контактном слое СОА наиболее отчетливо проявляется в определенных участках электромагнитного спектра, среди которых независимо от характера распространения (стока) тепла от границы раздела океана и атмосферы к внешним границам атмосферного и океанского пограничных слоев наиболее важную роль играют области резонансного поглощения (излучения) в молекулярном кислороде (5 мм) и водяном паре (1,35 см) атмосферы, а также область теплового ИК-диапазона $8 \div 10$ мкм.

4. Максимальные значения вариаций яркостной температуры на миллиметровых и сантиметровых волнах, полученные в рамках данной модели, учитывая исключительный вертикальный перенос тепла и влаги в СОА, составляют несколько градусов Кельвина. Это на порядок меньше экспериментальных [4-9] и теоретических [4-10] оценок яркостных контрастов, вызванных горизонтальной циркуляцией атмосферы, которые наблюдались, например, в экспериментах НЬЮФАЭКС-88 и АТЛАНТЭКС-90 в Ньюфаундлендской ЭАЗО Северной Атлантики на суточных и даже часовых временных интервалах.

Список литературы к главе 4

- 4-1. Гранков А. Г., Реснянский Ю. Д. Моделирование отклика собственного излучения системы океан-атмосфера на возмущение теплового равновесия на ее границе // *Метеорология и гидрология*. 1997. № 11. С. 78–89.
- 4-2. *Grankov A.G., Milshin A.A., Resnyanskii Ju. D. Intercommunication between heat exchange in the air-sea interface and upgoing microwave radiation in the range of synoptic time scales // Proc. Intern. Symp. on Remote Sensing (IGARSS'99): Coll. Papers. Germany: Hamburg, 1999. P. 2324–2326.*
- 4-3. Башаринов А. Е., Гурвич А. С. Егоров С. Т. Радиоизлучение Земли как планеты. – М.: Наука, 1974. 188 с.
- 4-4. Чавро А.И. Физические основы и методы определения температуры поверхности океана со спутников. – М.: ОВМ АН СССР. 1990. 174 с.
- 4-5. Жевакин С.А., Наумов А.П. Поглощение сантиметровых и миллиметровых радиоволн атмосферными парами воды. // *Радиотехника и электроника*. 1964. Т. 9. № 8.
- 4-6. Жевакин С.А., Наумов А.П. К расчету коэффициента поглощения сантиметровых радиоволн в атмосферном кислороде. *Радиотехника и электроника*. 1965. Т. 10. № 6.
- 4-7. Арефьев В.Н. Молекулярное поглощение излучения в атмосферном окне относительной прозрачности 8–13 мкм (обзор) // *Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана*. 1991. Т. 27. № 11. С. 1187–1225.
- 4-8. Парамонова Н.Н. Сравнение новых лабораторных данных по поглощению в континууме водяного пара в области 8–12 мкм с результатами натуральных экспериментов // *Труды ГГО*. 1985. Вып. 496. С. 79–84.
- 4-9. Гранков А.Г., Гулев С.К., Мильшин А.А., Шелобанова Н.К. Экспериментальное исследование взаимосвязи радиояркостной температуры системы океан-атмосфера с синоптическими вариациями потоков тепла и импульса на ее границе // *Исслед. Земли из космоса*. 1999. № 6. С. 3–7.
- 4-10. Гранков А.Г. Об использовании резонансных областей (5 мм и 1.35 см) атмосферы для анализа ее теплового взаимодействия с океаном на основе спутниковых СВЧ-радиометрических измерений, *Журнал технической физики*, 2003, Том 73, вып. 7, 111–118.

Глава 5

Влияние горизонтального переноса тепла в АПС на связь яркостной температуры СОА с поверхностными тепловыми потоками (моделирование) [5-1]

В данной главе представлены результаты моделирования влияния горизонтального (адвективного) переноса тепла в АПС на его температурный и влажностный режим и на энергообмен с океаном. Исследован отклик яркостной температуры СОА на различных длинах волн на изменения вертикального распределения температуры в АПС, обусловленные горизонтальными тепловыми потоками при воздействии циклонов. Исследованы соотношения между яркостной температурой СОА и поверхностными потоками тепла и влаги для различных типов стратификации температуры и влажности воздуха в АПС и разных типов горизонтальной адвекции.

5.1. Оценка зависимости структуры АПС от горизонтального переноса тепла

5.1.1. Цели исследования и исходные положения

В этом разделе исследуется роль горизонтального адвективного переноса тепла в АПС в формировании его теплового режима и проводится анализ отклика яркостной температуры СОА в спектральной области резонансного поглощения радиоволн в водяном паре атмосферы на возмущения температурных и влажностных характеристик АПС под воздействием циклонов. В этом исследовании атмосферный пограничный слой играет особую роль по следующим причинам:

1. Возникновение горизонтальных адвективных потоков тепла в АПС приводит к возмущениям вертикальных профилей температуры и влажности воздуха в этом слое.

2. Изменение вертикальных профилей температуры и влажности воздуха обуславливает изменения таких значимых характеристик теплового баланса между АПС и поверхностью океана как вертикальные турбулентные потоки тепла и влаги.

3. В то же время изменения температурных и влажностных профилей в АПС приводят к изменениям яркостной температуры СОА в СВЧ-диапазоне.

Эти положения являются исходными для анализа соотношений между вариациями горизонтальных адвективных тепловых потоков в АПС и яркостной температурой СОА в условиях циклонической активности атмосферы. Корреляционный анализ этих промежуточных соотношений позволит ответить на важный вопрос о возможности использования яркостной температуры СОА в качестве прямой характеристики потоков тепла и влаги на границе раздела океана и атмосферы для различных типов стратификации АПС и для разных случаев горизонтальной адвекции.

5.1.2. Исходная модель.

Структура метеорологических полей в АПС, определяющих энергообмен между океаном и атмосферой и потоки электромагнитного излучения, регистрируемого на верхней границе атмосферы, формируется в первую очередь под влиянием процессов, развивающихся по вертикали и описываемых в рамках одномерных моделей [5-2, 5-3]. В то время как процессы, развивающиеся по вертикали, являются определяющими для формирования главных особенностей структуры АПС, роль горизонтальной неоднородности не всегда можно считать пренебрежимо малой. Влияние горизонтальной адвекции становится существенным, в частности, вблизи фронтальных разделов, связанных с интенсивными циклонами или в окрестности границы суша-море, где наблюдается обострение горизонтальных градиентов метеорологических полей.

Для описания структуры АПС и связанных с ней характеристик турбулентности воспользуемся моделью, строящейся в рамках традиционных приближений в отношении методов параметризации мелкомасштабной турбулентности, но учитывающей горизонтальную адвекцию тепла и влаги. Основные уравнения модели и граничные условия записываются следующим образом:

$$f(v - v_g) + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_x}{\partial z} = 0, \quad -f(u - u_g) + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_y}{\partial z} = 0, \quad (5.1)$$

$$\frac{1}{\rho c_p} \frac{\partial F_T}{\partial z} + u \cdot \nabla_x T + v \cdot \nabla_y T = 0, \quad (5.2)$$

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial F_q}{\partial z} + u \cdot \nabla_x q + v \cdot \nabla_y q = 0 \quad (5.3)$$

$$u = u_h = u_g, \quad v = v_h = v_g, \quad T = T_h, \quad q = q_h \quad (5.4)$$

при: $z = h \approx 1400$ м ($P \approx 850$ гПа)

$$u = 0, \quad v = 0 \quad \text{при } z = z_0, \quad (5.5)$$

$$T = T_0, \quad q = q_0 \quad \text{при } z = z_{0H}, \quad (5.6)$$

Здесь $\tau_x = -\rho \overline{u'w'}$ и $\tau_y = -\rho \overline{v'w'}$ – горизонтальные компоненты вертикального турбулентного потока количества движения (касательного напряжения); $F_T = -\rho c_p \overline{T'w'}$ и $F_q = -\rho \overline{q'w'}$ – вертикальные турбулентные потоки тепла и влаги, соответственно; $\mathbf{u} = (u, v)$ – горизонтальный вектор скорости среднего движения с компонентами u и v вдоль осей декартовой системы координат x и y , w – вертикальная скорость вдоль оси z ; T – температура воз-

духа; q – его удельная влажность; ρ – плотность воздуха; c_p – его удельная теплоемкость при постоянном давлении; $\nabla_x T$ и $\nabla_y T$ – компоненты вектора горизонтального градиента температуры воздуха в пределах АПС вдоль осей x и y , соответственно; $\nabla_x q$ и $\nabla_y q$ аналогичные компоненты вектора для его удельной влажности; $u_g = -((1/\rho f) \cdot \partial P / \partial y)$ и $v_g = (1/(\rho f)) \cdot \partial P / \partial x$ – горизонтальные компоненты вектора скорости геострофического ветра, считающиеся независимыми от высоты (независимость градиента давления от z является обычным допущением теории пограничного слоя [5-4]); f – параметр Кориолиса; P – атмосферное давление; h – высота АПС; z_0 и z_{0H} – параметры шероховатости для потоков количества движения и тепла/влаги. Штрихами обозначены турбулентные пульсации, а черта сверху – знак статистического осреднения.

Модель основана на численном решении уравнений (5.1)–(5.3) со схемой замыкания первого порядка для вертикальных турбулентных потоков

$$\tau_x / \rho = -\overline{u'w'} = k_m \partial u / \partial z, \quad \tau_y / \rho = -\overline{v'w'} = k_m \partial v / \partial z, \quad (5.7)$$

$$F_T / (\rho c_p) = \overline{T'w'} = -k_H (\partial T / \partial z + g / c_p), \quad (5.8)$$

$$F_q / \rho = \overline{q'w'} = -k_H \partial q / \partial z, \quad (5.9)$$

включающей нелинейную зависимость коэффициентов турбулентного перемешивания

$$k_m = l_m^2 f_m (Ri) |\partial \mathbf{u} / \partial z|, \quad k_H = l_m l_H f_H (Ri) |\partial \mathbf{u} / \partial z| \quad (5.10)$$

от локального сдвига скорости ветра $|\partial \mathbf{u} / \partial z|$ и плотностной стратификации, характеризующейся локальным числом Ричардсона

$$Ri = \frac{g[(1/T)(\partial T / \partial z + g / c_p) + 0,61 \partial q / \partial z]}{|\partial \mathbf{u} / \partial z|^2} \quad (5.11)$$

В формулах (5.10) – (5.11) g/c_p – адиабатический градиент температуры, g – ускорение свободного падения, l_m и l_H – длины пути смещения при нейтральной стратификации, задаваемые формулами Блэкедара [5-5], f_m и f_H – зависящие от числа Ричардсона Ri функции устойчивости, задаваемые эмпирическими формулами.

Турбулентные потоки на границе раздела вода-воздух определяются на основе теории подобия Монино-Обухова для приводного слоя атмосферы

[5-3], верхняя граница которого выбирается совпадающей с нижним расчетным уровнем модели (5.1)–(5.3).

Влияние горизонтальной неоднородности на крупных (т. е. превышающих размеры мелкомасштабных турбулентных вихрей) масштабах учитывается в модели путем добавления в уравнения (5.2) и (5.3) соответствующих членов, в которых не зависящие от высоты горизонтальные градиенты полей температуры воздуха $\nabla T = (\nabla_x T, \nabla_y T)$ и его влажности $\nabla q = (\nabla_x q, \nabla_y q)$ считаются известными и задаются в зависимости от моделируемой ситуации.

На основе данной модели мы оценим влияние горизонтальных переносов на структуру метеорологических полей в пограничном слое атмосферы и на интенсивность его энергообмена с океаном.

5.1.3. Схема численного эксперимента.

Для того чтобы получить количественные оценки влияния горизонтальных переносов, проведены три серии численных экспериментов. В качестве базовых фоновых условий рассматривались три типа плотностной стратификации в пределах АПС: близкой к нейтральной, неустойчивой и устойчивой стратификации. Под фоновыми условиями понимаются случаи горизонтальной однородности, в которых горизонтальная адвекция отсутствует. Изменения фоновой стратификации задавались путем варьирования температуры воздуха на верхней границе пограничного слоя в диапазоне $T_h = 280 \div 310$ К при фиксированной температуре на поверхности раздела вода-воздух $T_0 = 300$ К. Высота верхней границы АПС принята в расчетах равной 1400 м.

Если говорить о сезонной повторяемости выделенных типов стратификации АПС применительно к Ньюфаундлендской энергоактивной зоне Северной Атлантики, то, согласно данным, приведенным в [5-6], нейтральная или устойчивая стратификации (когда перепады температур воды и воздуха малы или слабо отрицательны) типичны для летних условий, а неустойчивая стратификация (вода теплее воздуха) наиболее характерна для зимнего времени. Климатическая повторяемость меридиональной циркуляции атмосферы в соответствии с [5-6] здесь составляет 40 %, а зональной – 60 %.

Для каждого типа фоновых условий вводились горизонтальные адвективные переносы тепла с варьирующей ориентацией вектора переноса относительно фонового поля ветра на верхней границе АПС. Вертикальный профиль скорости ветра, обеспечивающего горизонтальную адвекцию при наличии горизонтальных градиентов температуры и влажности воздуха, рассчитывался в процессе решения задачи. Горизонтальные градиенты температуры $\nabla T = (\nabla_x T, \nabla_y T)$ и удельной влажности воздуха $\nabla q = (\nabla_x q, \nabla_y q)$ полагались заданными. Вектор скорости геострофического ветра на верхней границе АПС ориентировался вдоль одной из координатных осей: $u_g = 10$ м/с, $v_g = 0$. Выбор направления этих осей может быть произвольным в силу инвариантности задачи относительно поворота системы координат относительно вертикальной оси. Значение имеет лишь взаимная ориентация векторов скорости ветра и градиентов переносимых субстанций, от которой зависит скорость адвективных изменений $\mathbf{u} \nabla T$ и $\mathbf{u} \nabla q$, выражаемая через скалярное произведение векторов скорости ветра \mathbf{u} и градиентов ∇T и ∇q .

Для того, чтобы явственнее выделить эффекты горизонтальной адвекции, выбирались достаточно большие значения горизонтальных градиентов температуры порядка 5×10^{-5} К/м = 5 К/100 км. Такое обострение горизонтальных градиентов, в сравнении с обычными, на порядок меньшими значениями, наблюдается вблизи фронтальных разделов, связанных с интенсивными атмосферными циклонами, или в окрестности границ между разными типами подстилающей поверхности, такими как граница системы суша – море.

Моделирование различных типов фоновой стратификации осуществлялось путем варьирования температуры T_h на верхней границе АПС при фиксированных значениях температуры поверхности океана $T_0 = 300$ К и относительной влажности 30 % на верхней границе АПС: $T_h = 290$ К для нейтральной стратификации, $T_h = 280$ К для неустойчивой стратификации и $T_h = 310$ К для устойчивой стратификации.

Для всех представленных ниже случаев вектор скорости геострофического ветра на верхней границе АПС $\mathbf{u}_g = (u_g, v_g) = (10, 0)$ м/с, температура поверхности океана $T_0 = 300$ К, насыщающая влажность при температуре поверхности $q_0 = 2,12 \times 10^{-2}$ кг/кг, $\nabla_x q = \nabla_y q = 0$.

5.1.4. Результаты расчетов вертикальной структуры АПС.

Результаты расчетов вертикальных распределений температуры и удельной влажности воздуха, формирующих поле собственного СВЧ-излучения АПС для разных фоновых условий плотностной стратификации и с разным вкладом горизонтальной адвекции, изображены на рис. 5.1. Связанные с этими распределениями потоки явного $F_{T0} = F_T|_{z=z_{0H}}$ и скрытого $F_{L0} = L_e F_q|_{z=z_{0H}}$ тепла на поверхности раздела вода – воздух ($L_e = 2,5 \times 10^6$ Дж/кг – удельная теплота испарения, F_q – поток влаги), приведены в табл. 5.1.

Сравнительный анализ этих характеристик позволяет решить основную задачу, ставящуюся в работе, – получить оценки чувствительности СВЧ-излучательных характеристик АПС к изменениям его теплового режима, обусловленным горизонтальным переносом тепла.

Т а б л и ц а 5.1. Характеристики теплообмена на границе раздела вода – воздух для случаев нейтральной, неустойчивой и устойчивой фоновой стратификации при различных ориентациях горизонтальных градиентов температуры относительно вектора скорости геострофического ветра на верхней границе АПС

№	$\nabla_x T$, К/м	$\nabla_y T$, К/м	Нейтральная		Неустойчивая		Устойчивая	
			F_{T0} , Вт/м ²	F_{L0} , Вт/м ²	F_{T0} , Вт/м ²	F_{L0} , Вт/м ²	F_{L0} , Вт/м ²	F_{L0} , Вт/м ²
1	0	0	-1,4	15,7	136,8	998,3	-5,5	4,5
2	5×10^{-5}	0	610,6	173,3	616,4	288,6	600,5	52,7
3	-5×10^{-5}	0	-39,6	345,2	131,1	1021,8	-66,8	45,1
4	0	5×10^{-5}	61,3	53,9	136,9	997,0	54,8	10,1
5	0	-5×10^{-5}	-22,0	182,4	136,6	999,6	-26,2	3,8

Спутниковая СВЧ-радиометрия тепловых и динамических процессов на поверхности океана и в атмосфере

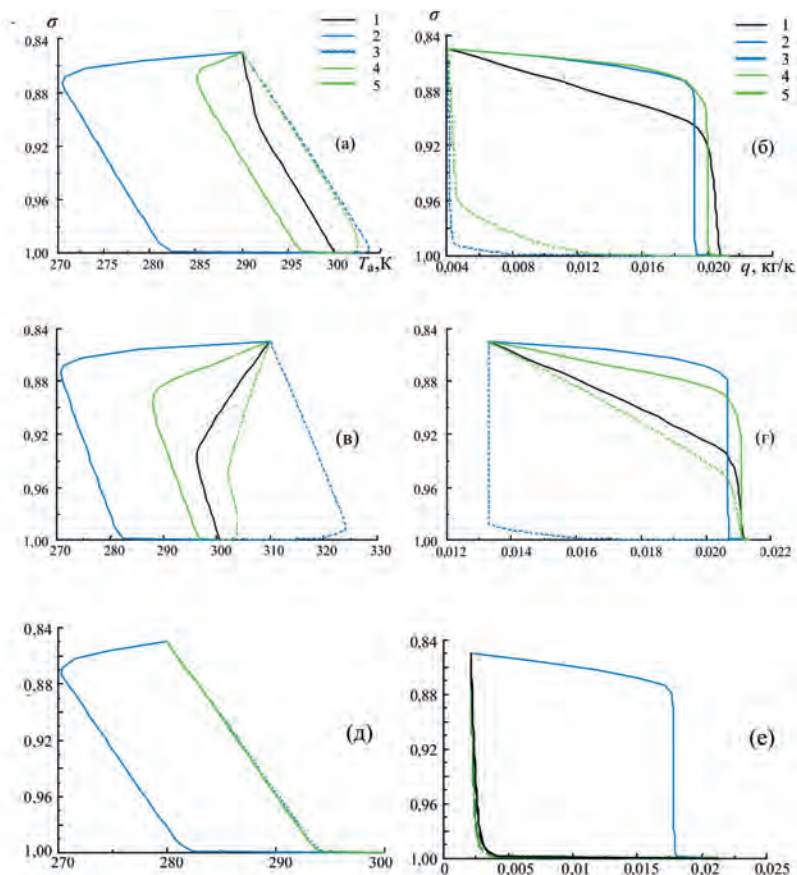


Рис. 5.1. Вертикальные профили температуры воздуха, К, (а, в, д) и его удельной влажности, кг/кг, (б, г, е) для случаев нейтральной (а, б), устойчивой (в, г) и неустойчивой (д, е) фоновой стратификации при разных условиях горизонтального переноса тепла в пределах АПС. Цифровые обозначения кривых на легенде соответствуют номерам случаев, приведенных в табл. 5.1

Первый случай в таблице (№ 1) соответствует фоновым условиям с отсутствием адвекции, во втором случае (№ 2) вектор скорости геострофического ветра совпадает с положительным градиентом температуры («адвекция холода»), в третьем (№ 3) – воздушные массы переносятся в направлении уменьшения температуры («адвекция тепла»). Четвёртый (№ 4) и пятый (№ 5) случаи являются промежуточными – вектор геострофического ветра ориентирован в нормальном к вектору градиента ∇T направлении. Адвективный перенос в пределах АПС имеет место и в этом случае, поскольку в пределах пограничного слоя отмечается вращение вектора скорости ветра, а горизонтальный градиент температуры в соответствии с формулировкой модели не меняется с высотой.

На рис. 5.1 в качестве вертикальной используется безразмерная координата σ (sigma), представляющая собой отношение атмосферного давления на уровне z к давлению на уровне моря. Верхней границе АПС $\sigma = 0,85$ соответствует геометрическая высота около 1400 м.

Цифровые обозначения кривых на легенде соответствуют номерам случаев, приведенных в табл. 5.1. Первому случаю (отсутствию адвекции) соответствуют черные кривые, случаям 2 и 3 (совпадению направлений векторов \mathbf{u}_g и ∇T) – синие кривые, случаям 4 и 5 (нормальным друг к другу векторам \mathbf{u}_g и ∇T) – зеленые кривые.

Ниже рассмотрим детальнее результаты расчетов вертикальной структуры АПС для случаев нейтральной, неустойчивой и устойчивой фоновых стратификаций.

Нейтральная фоновая стратификация

Как видно из табл. 5.1 и рис. 5.1, влияние адвекции при нейтральной фоновой стратификации проявляется весьма существенно. Как и следовало ожидать, температурный фон в пределах АПС либо понижается (при адвекции холода), либо повышается (при адвекции тепла), при том что значения температуры на верхней и нижней границах АПС по условиям численных экспериментов остаются неизменными. При неизменности этих значений тепловые потоки на поверхности океана кардинально меняются: вместо близкого к нулю значения потока явного тепла F_{T_0} , отмечавшегося при отсутствии адвекции, в случае адвекции холода поток F_{T_0} достигает 600 Вт/м^2 .

Отметим, что эта величина близка к значениям тепловых потоков, которые наблюдались в Ньюфаундлендской энергоактивной зоне Северной Атлантики в зонах активности среднеширотных циклонов во время проведения экспериментов на НЬЮФАЭКС-88 и АТЛАНТЭКС-90 [5-6], а также к величинам тепловых потоков, типичных для условий возникновения и развития тропических циклонов, приведенных в работе [5-7].

В случае теплой адвекции тепла в АПС избыток тепла передается океану; соответствующие этому направлению переноса отрицательные значения F_{L_0} достигают $56,4 \text{ Вт/м}^2$. Поток скрытого тепла F_{L_0} усиливается вне зависимости от направления адвективного переноса, хотя и не в такой степени, как F_{T_0} . Впрочем, теплообмен за счет скрытого тепла должен существенно зависеть от адвекции влажности, которая в проведенных экспериментах задавалась нулевой.

Неустойчивая фоновая стратификация

При неустойчивой фоновой стратификации возмущения, вносимые горизонтальной адвекцией, даже в ее наиболее выраженных проявлениях (т. е. для второго и третьего случаев из табл. 5.1), имеют своим следствием изменения F_{T_0} и F_{L_0} в несколько раз, хотя знак этих потоков во всех этих случаях остается неизменным. Как это характерно для неустойчивой стратификации АПС, океан отдает тепло атмосфере в виде явной и скрытой форм.

Монотонное, сравнительно равномерное убывание температуры в пределах АПС, имеющее место при отсутствии адвекции, в случае адвекции холода сменяется резким убыванием в приводном слое, сменяющимся ростом температуры с приближением к верхней границе АПС (см. рис. 5.1).

Отметим, что в этом случае температурные и влажностные профили, в отличие от других случаев (а) и (б), не расслаиваются – здесь четко проявляются только два сильно различающихся вида тепловых состояния АПС.

Устойчивая фоновая стратификация

Возмущения, вносимые адвекцией в поверхностные потоки F_{L0} и F_{L0} при устойчивой фоновой стратификации, в целом аналогичны рассмотренному выше случаю нейтральной стратификации. Заметные отличия имеют место лишь для потока скрытого тепла F_{L0} , который в этом случае оказывается отрицательным при всех направлениях горизонтального переноса. Впрочем, абсолютные значения F_{L0} остаются сравнительно небольшими.

Вертикальная структура полей АПС при такой стратификации характеризуется обычной для этих случаев инверсией температуры у верхней границы АПС, сопровождающейся ослаблением вертикального перемешивания, что соответствует известным представлениям о структуре устойчиво стратифицированного АПС [5-2].

5.2. Отклик яркостной температуры СОА на изменения температурных и влажностных характеристик АПС

5.2.1. Радиационная модель АПС.

Для расчета яркостной температуры системы ОПС–АПС воспользуемся известной плоскостройной моделью, которая позволяет учитывать данные о вертикальном распределении температуры и влажности воздуха в АПС, полученные в численных экспериментах. В соответствии с этой моделью ЯТ АПС T_s^a при измерениях с ИСЗ складывается из трех компонент [5-8, 5-9]:

$$T_s^a = T_1^a + T_2^a + T_3^a, \quad (5.12)$$

где $T_1^a = T_n^a \exp(-\tau_\Sigma)$ – ЯТ температура излучения поверхности океана, ослабленного атмосферой, а величина T_n^a пропорциональна коэффициенту излучения водной поверхности и ее термодинамической температуре T_n ;
 $T_2^a = \int_0^H T(h) \cdot \gamma_\Sigma(h) \cdot \exp[\tau_\Sigma(h) - \tau_\Sigma(H)] \cdot dh$ – ЯТ восходящего излучения атмосферы;
 $T_3^a = \exp[-\tau_\Sigma(H)] R \int_0^H T(h) \cdot \gamma_\Sigma(h) \exp[\tau_\Sigma(h)(H)] \cdot dh$ – ЯТ нисходящего излучения атмосферы, переотраженного водной поверхностью; $T(h)$ – термодинамическая температура атмосферы на уровне z ; $\tau_\Sigma(h) = \int_0^h \gamma_\Sigma(z) \cdot dz$ – интегральное поглощение излучения в атмосфере, определяемое погонным поглощением γ_Σ и толщиной слоя z , отсчитываемого от поверхности океана ($z = 0$); R – коэффициент отражения нисходящего излучения атмосферы от водной поверхности.

Яркостная температура излучения водной поверхности T_n^a и коэффициент отражения R зависят от термодинамической температуры его поверхности и от степени ее шероховатости и интенсивности пенообразований, которые связаны со скоростью приводного ветра. ЯТ прямой и отраженной компонент атмосферы на сантиметровых и миллиметровых волнах определяется поглощением радиоволн в водяном паре и молекулярном кисло-

роде атмосферы, которое зависит от температуры и влажности воздуха, и характеристиками их вертикального распределения [5-8, 5-9], именно эти характеристики положены в основу расчетов чувствительности яркостной температуры СОА к характеристикам горизонтального переноса тепла в АПС.

5.2.2. Результаты расчетов яркостной температуры АПС.

Расчеты ЯТ АПС выполнены с помощью радиационной модели (5.12) в диапазоне длин волн $0,6 \div 1,6$ см для случая вертикального зондирования с ИСЗ, т. е. наблюдения в надир. Данный диапазон захватывает частично область резонансного поглощения (излучения) радиоволн в молекулярном кислороде атмосферы (ее правое крыло) и полностью покрывает область резонансного излучения радиоволн в атмосферном водяном паре. Эти области СВЧ-диапазона несут информацию о температуре и влажности воздуха и играют важную роль в исследованиях теплового взаимодействия океана и атмосферы спутниковыми СВЧ-радиометрическими методами.

Нами проанализированы отклики ЯТ для различных длин волн этого диапазона радиоволн на изменения высотных распределений температуры и влажности воздуха для различных типов стратификации АПС и различных ориентации и горизонтальных градиентов температуры относительно вектора скорости геострофического ветра на верхней границе АПС (ситуации № 1-№ 5 в табл. 5.1).

На рис. 5.2 представлены результаты расчетов приращений ЯТ ΔT^n на различных длинах волн при переходе от фоновых условий (отсутствие горизонтальной адвекции в АПС – случай № 1 в табл. 5.1) к случаям «адвекции холода» (№ 2) и «адвекции тепла» – (случай № 3) для нейтральной, устойчивой и неустойчивой плотностной стратификация АПС.

Из иллюстрации следует, что в спектральной области поглощения (излучения) радиоволн в водяном паре атмосферы, центрирующейся относительно линии 1,35 см, чувствительность яркостной температуры АПС к изменениям теплового режима АПС максимальна. Этот результат подтверждает важность этой области СВЧ-диапазона при исследованиях быстропеременных (мезометеорологических) процессов тепло- и влагообмена между океаном и атмосферой. Важность и перспективность этой спектральной области для анализа теплового взаимодействия океана и атмосферы на синоптических, сезонных и климатических масштабах времени была раньше показана в [5-10].

Рисунок 5.3 является детализацией приведенных на рис. 5.1 результатов для случаев «адвекции холода», неустойчивая стратификация АПС (синие линии) и «адвекции тепла», нейтральная стратификация АПС (красные линии): он дает представление о зависимости контрастов яркостной температуры ΔT^n на длине волны 1,35 см от величины зонального градиента $\Delta_x T$ в интервале его изменений 0 ± 10^{-5} К/м. Из иллюстрации видно, что уже при значениях $\Delta_x T = \pm 0.00002$ К/м значения ΔT^n близки к их граничным значениям ± 40 К; дальнейшее увеличение градиента приводит к незначительным вариациям ЯТ.

Спутниковая СВЧ-радиометрия тепловых и динамических процессов на поверхности океана и в атмосфере

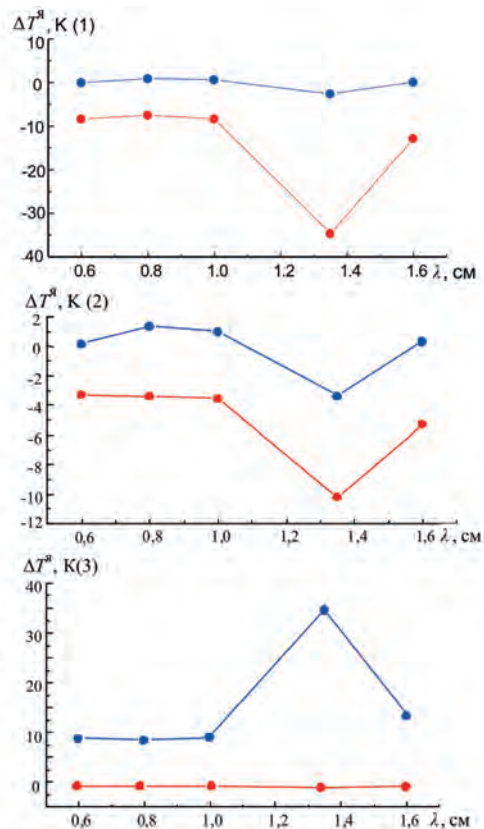


Рис. 5.2. Приращения ЯТ на различных длинах волн при переходе от фоновых условий (отсутствие горизонтальной адвекции в АПС) к случаям «адвекции холода» (синие линии) и «адвекции тепла» (красные линии): нейтральная (1), устойчивая (2) и неустойчивая (3) стратификация АПС

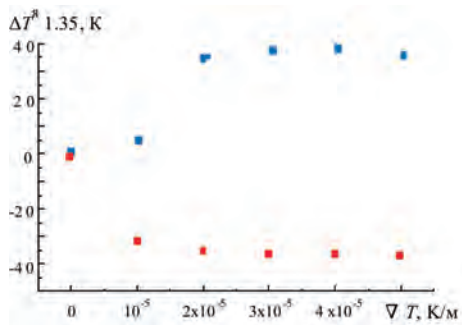


Рис. 5.3. Зависимости контрастов ЯТ на длине волны 1,35 см от горизонтального зонального градиента температуры воздуха в АПС

Основным результатом является тот факт, что вариации яркостной температуры АПС в линии 1,35 см могут достигать $30 \div 40$ К, что на порядок превышает величину ее вариаций, обусловленных процессами вертикального переноса тепла и влаги в АПС, величина которых составляет $3 \div 5$ К [5-11].

Заметим, что собственное СВЧ-излучение СОА в линии 1,35 см формируется в эффективном слое атмосферы ($\sim 0 \div 1800$ м), следует ожидать, что с учетом вышележащих слоев атмосферы ($1400 \div 10000$ м), чьи тепловые характеристики также подвержены горизонтальному переносу тепла и излучение которых также вносит свою лепту в общее излучение СОА, выявленный эффект проявится еще более отчетливо.

Нами проанализирована связь вариаций яркостной температуры АПС на длине волны 1,35 см с вертикальными потоками явного (а) и скрытого (б) тепла для нейтральной, устойчивой и неустойчивой стратификации АПС и для различных типов адвекции (№ 1, № 2, № 3 из табл. 5.1), а результаты представлены на рис. 5.4. Упор на ситуации № 2 («адвекция холода») № 3 («адвекция тепла») обусловлен их мажорным статусом – ситуации № 4 и № 5 являются промежуточными (минорными).

Рис. 5.4 иллюстрирует тесную связь между параметрами ΔT^a , F_T , F_L ; среднеквадратичное отклонение между этими величинами составляет 11,2 К для зависимости $\Delta T^a (F_T)$, и 6,4 К для зависимости $\Delta T^a (F_L)$, т. е. несколько процентов от размаха колебаний параметра F_T и F_L .

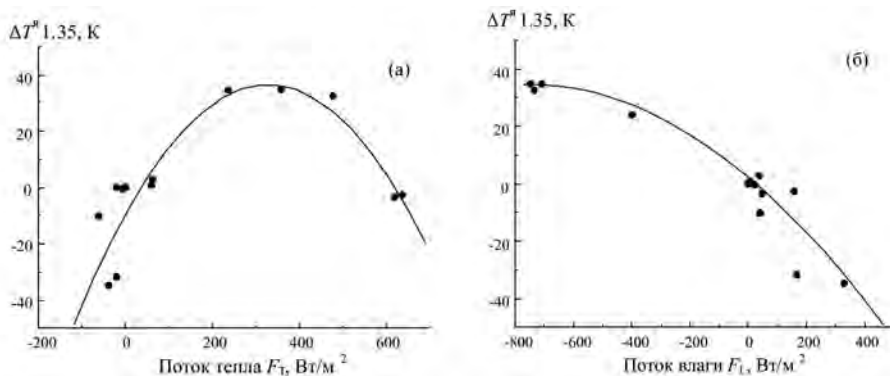


Рис. 5.4. Связь вариаций ЯТ на длине волны 1,35 см с вертикальными потоками явного (а) и скрытого (б) тепла для различных типов стратификации АПС и различных типов адвекции

Этот результат хорошо согласуется с экспериментальными данными о взаимосвязи ЯТ с поверхностными тепловыми потоками, которые были получены путем сопоставления результатов измерений ЯТ с американского метеорологического спутника DMSP F-08 радиометром SSM/I с потоками тепла и влаги на основе данных метеорологических и аэрологических измерений в экспериментах НЬЮФАЭКС-88 и АТЛАНТЭКС-90 [5-12].

Выводы к главе 5

Представленные в данной главе оценки влияния горизонтальных переносов на структуру метеорологических полей в пограничном слое атмосферы и его энергообмен с океаном свидетельствуют о сильной зависимости характеристик энергообмена между океаном и атмосферой от горизонтальной адвекции тепла в пределах АПС. Величина и знак возмущений, создаваемых горизонтальными переносами, зависит от плотностной стратификации АПС и направления переноса по отношению к ориентации горизонтальных градиентов температуры и влажности воздуха.

Вариации яркостной температуры АПС в линии 1,35 см области резонансного поглощения радиоволн в водяном паре атмосферы за счет горизонтального адвективного переноса тепла в атмосферном пограничном слое могут достигать $30 \div 40$ К, что на порядок превышает величину ее вариаций, обусловленных процессами турбулентной диффузии тепла и влаги. Этот результат объясняет наблюдаемые с метеорологических спутников яркостные контрасты в районах интенсивной атмосферной циркуляции, в частности в районах ее циклонической активности.

Отмечается тесная связь вариаций яркостной температуры АПС на длине волны 1,35 см с вертикальными потоками явного и скрытого тепла для различных типов стратификации АПС и различных режимов горизонтальной адвекции.

Список литературы к главе 5

- 5-1. Гранков А.Г., Реснянский Ю.Д., Новичихин Е.П., Мильшин А.А. Моделирование отклика собственного СВЧ-излучения системы «океан-атмосфера» на горизонтальный перенос тепла в атмосферном пограничном слое // Метеорология и гидрология. 2014. № 2. С. 33–44.
- 5-2. Зилитинкевич С. С. Динамика пограничного слоя атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат. 1970. 292 с.
- 5-3. Stull R. An introduction to boundary layer meteorology. – Boston: Kluwer Academic Publishers. 1997. 442 p.
- 5-4. Монин А. С., Яглом А. М. Статистическая гидромеханика. Теория турбулентности. 2-е изд. Т. 1. – С.-П.: Гидрометеиздат. 1992. 694 с.
- 5-5. Blackadar A. The vertical distribution of wind and turbulent exchange in a neutral atmosphere // J. Geophys. Res. 1962. Vol. 67. No. 8. P. 3095–3102.
- 5-6. Гулев С. К., Колинко А.В., Ланно С. С. Синоптическое взаимодействие океана и атмосферы в средних широтах. СПб.: Гидрометеиздат. 1994. 320 с.
- 5-7. Голицын Г. С. Ураганы, полярные и тропические, их энергия и размеры, количественный критерий возникновения // Изв. РАН. Физика океана и атмосферы. 2008. Т. 44. № 5. С. 579–590.
- 5-8. Башаринов А. Е., Гурвич А. С. Егоров С. Т. Радиоизлучение Земли как планеты. – М.: Наука. 1974. 188 с.
- 5-9. Armand N.A., Polyakov V.M. Radio Propagation and Remote Sensing of the Environmental. – Boca Raton, FL: CRC Press. 2005. 441 p.
- 5-10. Гранков А.Г. Об использовании резонансных областей (5 мм и 1.35 см) атмосферы для анализа ее теплового взаимодействия с океаном на основе спутниковых СВЧ-радиометрических измерений // Журнал технической физики. 2003, Т. 73, Вып.7. С. 111–118.
- 5-11. Гранков А. Г., Реснянский Ю. Д. Моделирование отклика собственного излучения системы океан-атмосфера на возмущение теплового равновесия на ее границе // Метеорология и гидрология. 1997. № 11. С. 78–89.
- 5-12. Гранков А.Г., Гулев С.К., Мильшин А.А., Шелобанова Н.К. Экспериментальное исследование взаимосвязи радиояркостной температуры системы океан-атмосфера с синоптическими вариациями потоков тепла и импульса на ее границе // Исслед. Земли из космоса. 1999. № 6. С. 3–7.

Глава 6

Экспериментальные исследования связи излучательных и тепловых характеристик СОА на синоптических масштабах

На основе данных океанографических, метеорологических и аэрологических измерений с НИСП «Виктор Бугаев», «Муссон» и «Волна» на стационарных фазах экспериментов НЬЮФАЭКС-88 и АТЛАНТЭКС-90 проведено сопоставление судовых оценок потоков тепла, влаги и импульса на границе раздела океана и атмосферы с данными измерений радиометра SSM/I ИСЗ F08. Рассмотрены возможности использования радиометра SSM/I для анализа пространственных и временных характеристик полей общего влагосодержания атмосферы, водозапаса облаков, скорости приводного ветра, а также потоков тепла, влаги и импульса на границе раздела океана и атмосферы.

6.1. Лабораторное исследование отклика собственного СВЧ- и ИК- излучения водной поверхности на вариации теплосодержания [6-1]

6.1.1. Содержание исследования.

Изучение связи между характеристиками собственного СВЧ- и ИК-излучения с температурой водной поверхности и такими ее тепловыми характеристиками как вертикальные турбулентные потоки тепла, теплосодержание (энтальпия) верхнего слоя является важным и актуальным разделом в дистанционных спутниковых и самолетных исследованиях Мирового океана и морей, ведущихся в интересах океанологии и климатологии [6-2, 6-3].

1. Интенсивность излучения в СВЧ-диапазоне, характеризуемая яркостной температурой $T^{\text{я}} = \kappa T$ ветрового состояния водной поверхности незначительно изменяют коэффициент ее излучения κ , в результате этого чувствительность поля излучения к вариациям температуры $\Delta T^{\text{я}}/\Delta T$ близка к единице и точность определения температуры в малой степени зависит от ее состояния, в частности от интенсивности волнения (степени шероховатости).

2. Атмосфера и атмосферные образования, прежде всего аэрозоли, облака и гидрометеоры, оказывают экранирующее влияние на излучение подстилающей поверхности; по этой причине ИК-методы и средства обеспечения получения информации о температуре водной поверхности и ее тепловых свойствах лишь в районах, свободных от облачности, т. е. приблизительно над 1/4-1/3 площади акваторий Мирового океана.

3. Величина эффективного слоя составляет доли миллиметров.

Особенностями СВЧ-диапазона являются:

1) меньшая, чем в ИК-диапазоне, чувствительность поля излучения к вариациям температуры водной поверхности ($\Delta T^{\text{я}}/\Delta T \leq 0,5$);

2) практически полная прозрачность атмосферы, в том числе облачных участков в диапазоне волн более $3 \div 5$ см;

3) величина эффективного излучающего слоя составляет доли сантиметра.

Здесь приведены результаты лабораторных измерений характеристик водной поверхности, находившейся первоначально при комнатной температуре и подвергнувшейся резкому охлаждению с помощью жидкого азота: вариаций интенсивности собственного СВЧ-излучения на длине волны 2,25 см и инфракрасного (ИК) теплового излучения в окне прозрачности атмосферы 10,5 мкм, а также величины теплового содержания (энтальпии) в приповерхностном слое воды, рассчитанной по измерениям температуры на верхней и нижней границах. Разность этих значений является ключевой характеристикой теплообмена между океаном и атмосферой; она определяет не только величину теплосодержания верхнего слоя водной поверхности, но и интенсивность вертикальных потоков тепла на границе раздела [6-4, 6-5].

Проведено сопоставление эволюций теплосодержания верхнего слоя с эволюциями интенсивности СВЧ- и ИК-излучения – яркостной и радиационной температурой, соответственно.

6.1.2. Описание эксперимента и его результаты.

Были проведены прямые измерения температуры поверхности воды и температуры на глубине 1 см с помощью ртутных термометров, а также яркостной температуры на длине волны 2,25 см (частота 13,33 ГГц) и радиационной температуры в спектральном окне ИК-диапазона 10,5 мкм. Радиометрические измерения проводились СВЧ- и ИК-радиометрами, разработанными и изготовленными в СКБ Института радиотехники и электроники им. В.А. Котельникова РАН. Линейные размеры кюветов с водой в десятки раз превышали длину электромагнитной волны, что практически исключило влияние трудно учитываемых дифракционных эффектов на результаты СВЧ-радиометрических измерений.

Нижний температурный предел измерений ($\sim 5^\circ\text{C}$) обеспечивался путем охлаждения поверхностного слоя воды жидким азотом, а верхний предел ($14 \div 15^\circ\text{C}$) соответствовал комнатной температуре воздуха.

Точность измерений вариаций температуры ртутными термометрами составила $\pm 0,1^\circ\text{C}$ а точность измерений вариаций яркостной и радиационной температуры – $0,2 \div 0,3$ градуса Кельвина. Измерения выполнены с трехкратной повторностью.

Результаты прямых и радиометрических измерений приведены на рис. 6.1. СВЧ-радиометрические измерения велись только на начальной стадии эксперимента; провести измерения в полном объеме не удалось из-за отказа радиометра.

Из иллюстрации видно, что процесс тепловой релаксации приповерхностного слоя воды в данном эксперименте занял около 3-х часов. В течение этого отрезка времени (8:30-11:30 утра) разность между значениями температуры водной поверхности T_1 и температуры воды на глубине 1 см T_2 вернулась к своему первоначальному значению ($0,1 \div 0,2^\circ\text{C}$), достигнув максимума (около 1°C) в интервале времени от 9-ти до 10-ти часов. При этом временной ход радиационной температуры $T_{\text{ИК}}$ и яркостной температуры $T_{\text{СВЧ}}$ водной поверхности (на начальной фазе эксперимента) хорошо соответствуют эволюциям параметров T_1 и T_2 .

Спутниковая СВЧ-радиометрия тепловых и динамических процессов на поверхности океана и в атмосфере

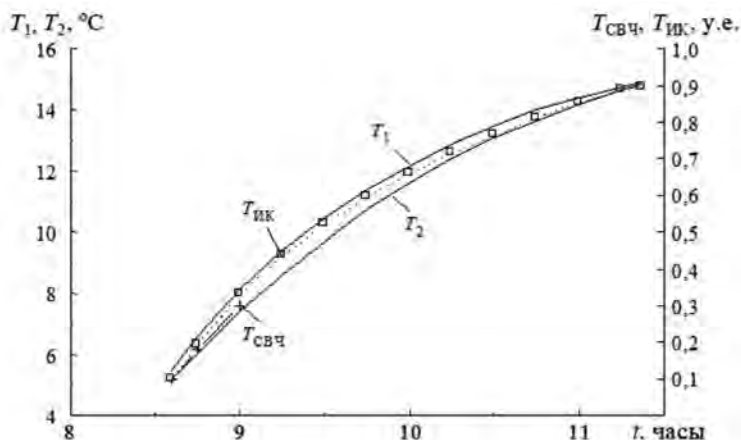


Рис. 6.1. Результаты одновременных измерений температуры воды на верхней (T_1) и нижней (T_2) границах поверхностного слоя с данными одновременных дистанционных радиометрических измерений яркостной $T_{СВЧ}$ и радиационной $T_{ИК}$ температуры. Данные измерений $T_{СВЧ}$ и $T_{ИК}$ — в условных единицах.

На рис. 6.2 иллюстрируется связь разности ΔT между яркостной $T_{СВЧ}$ и радиационной $T_{ИК}$ температурой водной поверхности (в условных единицах) и вариациями теплосодержания J приповерхностного (сантиметрового) слоя воды в ходе его тепловой эволюции.

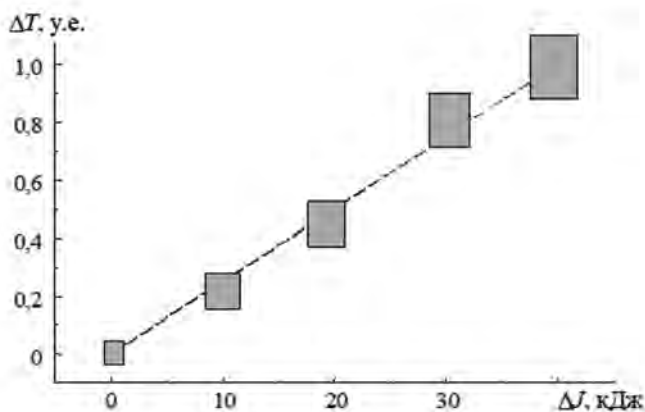


Рис. 6.2. Зависимость разности ΔT между яркостной и радиационной температурой от вариаций теплосодержания приповерхностного слоя воды J

Величина параметра J определена с помощью известного выражения, учитывающего массу воды в слое 1 см, ее теплоемкость и разность температур на верхней и нижней границах слоя. Значения $T_{СВЧ}$ на отрезке времени 9:00–11:30 утра получены путем экстраполяции их значений, измеренных на начальной фазе эксперимента. Разброс, обозначенный на рисунке, обусловлен погрешностями СВЧ- и ИК-радиометрических измерений, а также ошибками экстраполяции данных измерений СВЧ-радиометра.

Из рисунка видно, что существует отчетливая связь разности значений параметров $T_{\text{СВЧ}}$ и $T_{\text{ИК}}$ с теплосодержанием приповерхностного слоя воды. Это обусловлено тем, что яркостная температура в отличие от радиационной несет информацию не только о температуре водной поверхности, но и о температуре приповерхностного слоя, поэтому их разность характеризует величину вертикального температурного градиента, определяющего теплосодержание слоя и интенсивность его теплообмена с воздухом.

6.2. Экспериментальное исследование связи яркостной температуры с потоками тепла, влаги и импульса по данным спутниковых и судовых измерений

6.2.1. Радиометр SSM/I серии DMSP.

Многоканальный сканирующий радиометр SSM/I является наиболее ярким представителем спутниковых СВЧ-радиометрических систем, эксплуатируемых в течение последних лет в рамках метеорологической программы министерства обороны США (Defence Meteorological Satellite Program – DMSP), предназначенной для долговременного мониторинга Земли в целях обеспечения Вооруженных сил США глобальной метеорологической, океанографической и солнечно-геофизической оперативной информацией [6-6] (в декабре 1992 г. данные DMSP были рассекречены и стали доступными для гражданского и научного сообщества). Оперативные спутники серии DMSP имеют солнечно-синхронную, близкую к полярной низкую круговую орбиту с наклоном $98,8^\circ$ и высотой около 850 км, периодом 102 минуты (14,2 витка в сутки). Данные измерений первого в этой серии спутника – ИСЗ F08, завершившего свою работу в декабре 1991 г., представляют особый интерес, т. к. он был единственным средством мониторинга океана в СВЧ-диапазоне в 1988 и 1990 гг., когда проводились эксперименты НЬЮФАЭКС-88 и АТЛАНТЭКС-90.

Радиометр SSM/I был разработан для обеспечения глобального зондирования водности облаков; интенсивности осадков; общего влагосодержания атмосферы над океаном; скорости ветра над морской поверхностью; распределения льдов, определения их возраста и концентрации; оценки водного эквивалента снега; типа, влажности и температуры земной поверхности. Он представляет собой сканирующую семиканальную, четырехчастотную систему (табл. 6.1), измеряющую яркостную температуру собственного СВЧ-излучения СОА под углом наблюдения 52° на горизонтальной и вертикальной поляризациях на частотах 19,3; 37 и 85,5 ГГц, а также на вертикальной поляризации на частоте 22,2 ГГц в полосе обзора 1400 км, и обеспечивающую глобальное покрытие Земли за трое суток, а неполное – за сутки [6-7, 6-8].

Спутниковая СВЧ-радиометрия тепловых и динамических процессов на поверхности океана и в атмосфере

Т а б л и ц а 6.1. Основные параметры радиометра SSM/I

Частота, ГГц	19,35	22,235	37	85,5
Длина волны, см	1,55	1,35	0,81	0,35
Поляризация (V/H)*	V, H	V	V, H	V, H
Обозначение	19,35V(H)	22,2V	37V(H)	85,5V(H)
Пространственное разрешение, км	43 x 69	40 x 60	29 x 37	13 x 15
Чувствительность, К	0,7	0,7	0,4	0,8
* V (vertical) – вертикальная поляризация. H (horizontal) – горизонтальная поляризация.				

Описание данных судовых (океанографических, метеорологических и аэрологических) и спутниковых СВЧ-радиометрических измерений, используемых для анализа взаимосвязи между яркостной температурой с интенсивностью взаимодействия океана и атмосферы на стационарных фазах экспериментов НЬЮФАЭКС-88 и АТЛАНТЭКС-90 в табл. 6.2.

Для определения яркостных температур СОА в каждом из каналов радиометра выполнено преобразование первичных (телеметрических) данных в значения антенных температур на основе абсолютной калибровки параметров антенно-фидерного тракта и коэффициента усиления радиометра. Затем проведено преобразование антенных температур в яркостные путем параметризации интегрального уравнения сглаживания с учетом реальных параметров антенной системы. На обоих этапах использованы алгоритмы, разработанные в [6-9].

Т а б л и ц а 6.2. Описание используемых данных прямых и спутниковых измерений и их назначение

Тип	Источники	Состав	Объем	Назначение
Метеорологические наблюдения	НИСП «В.Бугаев», «Муссон», «Волна»	Температура поверхности океана, скорость ветра в приводной атмосфере	Более 2000 наблюдений с интервалом 1 ч	Определение потоков тепла и импульса; моделирование СВЧ-излучения поверхности океана
Аэрологические наблюдения	НИСП «В.Бугаев», «Муссон», «Волна»	Температура, влажность, давление воздуха в интервале 10-16000 м на 20 уровнях	Более 400 наблюдений с интервалом 6 ч	Определение общего влагосодержания атмосферы; моделирование СВЧ-излучения атмосферы
Спутниковые измерения	ИСЗ DMSP (F-08), радиометр SSM/I	ЯТ на частотах 19.3, 37, 22.2 и 85.5 ГГц на двух типах поляризации	Более 120 сеансов измерений с интервалом ~24ч	Валидация результатов моделирования

6.2.2. Результаты моделирования синоптических вариаций яркостной температуры СОА и их сопоставления с данными спутниковых измерений.

Проведено сопоставление результатов моделирования ЯТ для случая вертикального наблюдения (в надир) в районах нахождения НИСП «Виктор Бугаев», «Муссон» и «Волна» в период стационарных фаз экспериментов НЬЮФАЭКС-88 и АТЛАНТЭКС-90 с данными синхронных СВЧ-радиометрических измерений радиометра SSM/I. С этой целью из многолетних спутниковых архивов MSFC (Marshal Space Flight Center) выделены фрагменты, соответствующие моментам съемки Северной Атлантики в районах расположения перечисленных НИСП в промежутках времени с 3 по 23 марта 1988 г. и с 4 по 21 апреля 1990 г. Установлено, что сеансы съемок указанных районов приходятся на утреннее (8-9 ч) или вечернее (21:00-22:30) время (по Гринвичу), а их периодичность составляет в среднем 24 ч.

Максимальные вариации (контрасты) ЯТ, зафиксированные на стационарных фазах экспериментов НЬЮФАЭКС-88 и АТЛАНТЭКС-90 в районах расположения НИСП «Виктор Бугаев», «Муссон» и «Волна» для различных каналов радиометра SSM/I (рис. 6.3) хорошо согласуются с результатами моделирования (см. § 2.2).

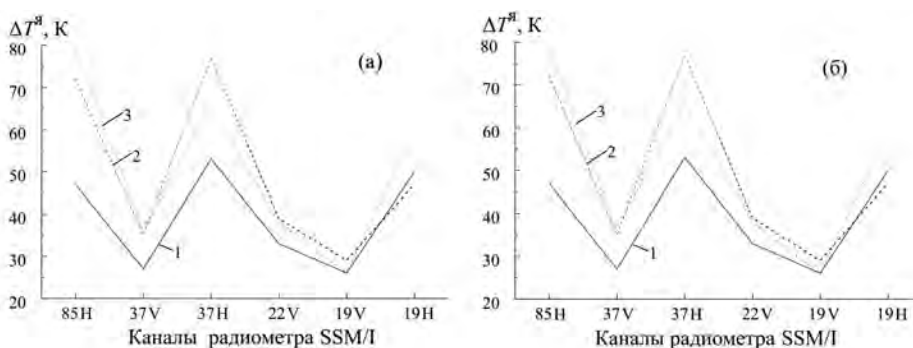


Рис. 6.3. Яркостные контрасты СОА на стационарных фазах экспериментов НЬЮФАЭКС-88 (а) и АТЛАНТЭКС-90 (б), зафиксированные радиометром SSM/I. По горизонтальной оси указаны значения частоты излучения в гигагерцах с учетом типа поляризации: Н – горизонтальная; V – вертикальная; 1 – «В. Бугаев», 2 – «Муссон», 3 – «Волна»

На рис. 6.4 в качестве примера приведены результаты сопоставления модельных оценок ЯТ на длине волны 1,35 см с временным разрешением, определяемым частотой аэрологического зондирования атмосферы (4 раза в сутки) и данными спутниковых измерений с разрешением ~1 раз в сутки.

Величина яркостных контрастов СОА в Ньюфаундлендской ЭАЗО зоне колеблется от 30 до 90 К. Поскольку погрешность измерений радиометра SSM/I составляет 1 ÷ 3 Кельвина, нетрудно сделать вывод о том, что данный прибор может служить эффективным инструментом для анализа процессов теплового взаимодействия океана и атмосферы в синоптическом диапазоне временных масштабов.

Спутниковая СВЧ-радиометрия тепловых и динамических процессов на поверхности океана и в атмосфере

Значения коэффициентов корреляции r между расчетными значениями ЯТ и их экспериментальными оценками для НИСП «Виктор Бугаев», «Муссон» и «Волна» варьируют от 0,89 до 0,91, а величина среднеквадратичной разности d составляет $3 \div 5$ К, т. е. $5 \div 10$ процентов от максимальной величины изменений $T^{\text{ж}}$. При использовании дополнительных данных измерений см на вертикальной и горизонтальной поляризации на длине волны 0,81 см, несущей преимущественно информацию о характеристиках облачности, величина d снижается до $2 \div 3$ К, а r возрастает до $0,94 \div 0,95$.

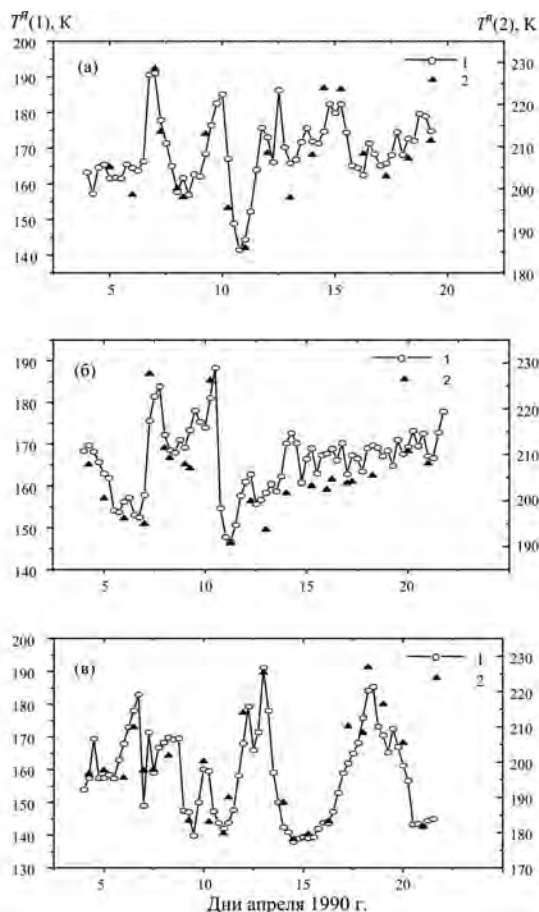


Рис. 6.4. Сопоставление результатов моделирования (1) с шестичасовым разрешением и спутниковых измерений (2) с суточным разрешением ЯТ на длине волны 1,35 см в период 4–21 апреля 1990 г. в районах нахождения судов «В. Бугаев» (а), «Муссон» (б) и «Волна» (в)

С формальной точки зрения полученный результат объясняется увеличением числа степеней свободы при аппроксимации модельных оценок вариаций ЯТ с *одного* до *трех*. Возможная физическая трактовка – улучшение соотношения «сигнал – шум» в канале 22,2V радиометра SSM/I с помощью каналов 37V, 37H, где под сигналом подразумеваются вариации ЯТ,

обусловленные изменчивостью общего содержания водяного пара в атмосфере, а под шумом – вариации ЯТ, связанные с изменчивостью характеристик облачности.

Примерно такими же значениями коэффициента корреляции и невязки характеризуются соотношения между результатами расчетов ЯТ на длине волны 1,6 см и данными измерений радиометром SSM/I на длине волны 1,55 см.

6.2.3. Результаты анализа связи спутниковых яркостных температур СОА с потоками тепла и импульса.

Отклик поля собственного СВЧ-излучения СОА на вариации поверхностных тепловых потоков наиболее отчетливо проявляется в период прохождения среднеширотных североатлантических циклонов. Например, в процессе зафиксированного в эксперименте АТЛАНТЭКС-90 8–13 апреля 1990 года циклона вариации потоков суммарного тепла достигали 800 Вт/м^2 для судна «Виктор Бугаев», 500 Вт/м^2 для судна «Муссон» и около 400 Вт/м^2 для судна «Волна»; в отдельные моменты их значения превышали 2000 Вт/м^2 [6–10]. Именно для этих промежутков времени было проведено сопоставление значений вертикальных турбулентных потоков суммарного тепла и импульса на границе раздела океана и атмосферы, зафиксированных на стационарных фазах экспериментов НЬЮФАЭКС-88 и АТЛАНТЭКС-90, с их дистанционными оценками, полученными в виде таких линейных комбинаций данных измерений ЯТ каналами 22,2V; 37V и 37H радиометра SSM/I, которые обеспечивают наименьшую величину среднеквадратичной разности (невязки) d с оригинальными значениями q_{hc} и q_{v} . На рис. 6.5 и 6.6 приведены некоторые примеры результатов этого сопоставления для стационарных фаз данных экспериментов.

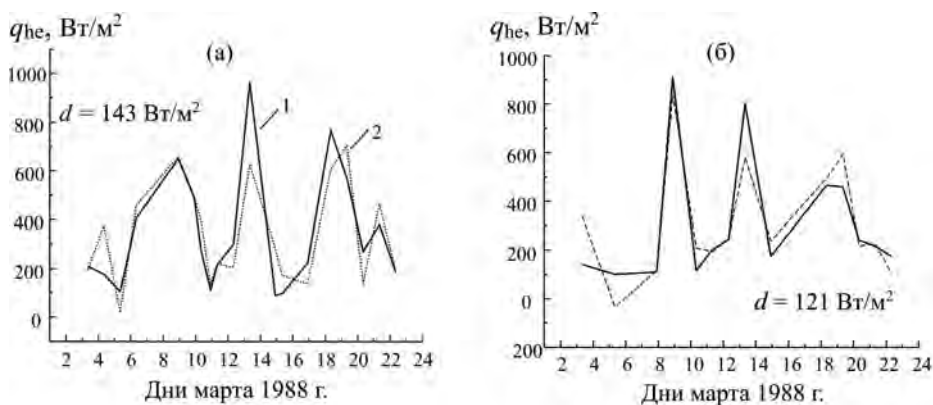


Рис. 6.5. Эксперимент НЬЮФАЭКС-88. Результаты сопоставления потоков суммарного тепла (1) в районах нахождения НИСП «В. Бугаев» (а) и «Муссон» (б) с их оценками (2), полученными с помощью линейных регрессий с измерениями каналов 22,2V, 37V,H и 19,35V радиометра SSM/I. На полях рисунков указана невязка d между обеими оценками

Спутниковая СВЧ-радиометрия тепловых и динамических процессов на поверхности океана и в атмосфере

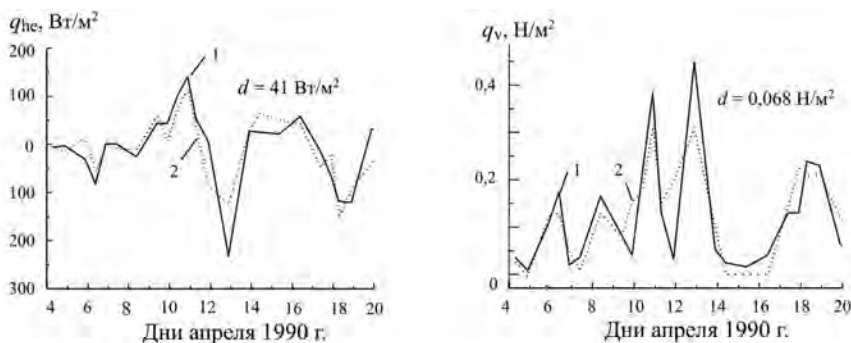


Рис. 6.6. Эксперимент АТЛАНТЭКС-90. Результаты сопоставления потоков суммарного тепла и импульса (1) в районе нахождения НИСП «Волна» с их оценками (2), полученными с помощью линейных регрессий с измерениями каналов 22,2V, 37V,H и 19,35V радиометра SSM/I. На полях рисунков указана невязка d между обеими оценками

В целом, несмотря на значительные количественные и даже качественные различия процессов теплового и динамического взаимодействия океана и атмосферы, в исследованных нами районах Ньюфаундлендской ЭАЗО Северной Атлантики отмечается хорошее согласие между судовыми и спутниковыми оценками параметров q_{hc} и q_v . В эксперименте АТЛАНТЭКС-90 коэффициенты корреляции r между тепловыми потоками и их спутниковыми СВЧ-радиометрическими оценками составляют 0,85 для НИСП «Виктор Бугаев»; 0,73 для НИСП «Муссон» и 0,84 для НИСП «Волна», а соответствующие показатели для потоков импульса составляют 0,87; 0,81 и 0,84; к этим значениям близки регрессионные параметры, полученные в эксперименте НЬЮФАЭКС-88. Отношение приведенных на рис. 6.5 величин среднеквадратичной разности (невязки) d_{hc} и d_v между значениями потоков, зафиксированными в судовых измерениях, и их дистанционными оценками к максимальным значениям естественных вариаций потоков колеблется от 12 % («Волна») до 19 % («Муссон») для величины q_{hc} и от 13 % («Муссон») до 18 % («Виктор Бугаев») для величины q_v . Это наблюдение подводит к мысли о необходимости более детального анализа степени воспроизводимости (устойчивости) полученных оценок.

6.2.4. Устойчивость соотношений между спутниковыми и судовыми оценками потоков тепла и импульса.

Об устойчивости соотношений между потоками суммарного тепла и их спутниковыми оценками, построенными с помощью линейных регрессий с данными измерений каналов 22V, 37V,H и 19,35V радиометра SSM/I спутника F08, свидетельствуют результаты сопоставления параметров q_{hc} и q_{hc}^* , зафиксированных на стационарных фазах экспериментов НЬЮФАЭКС-88 и АТЛАНТЭКС-90 практически в одних и тех же районах Ньюфаундлендской ЭАЗО, но с двухлетним сдвигом во времени (рис. 6.7).

Наблюдаемое в экспериментах НЬЮФАЭКС-88 и АТЛАНТЭКС-90 расхождение между прямыми и дистанционными оценками интенсивности потоков тепла и импульса обуславливается не только неоднозначностью

взаимосвязи между яркостной температурой СОА и параметрами q_{hc} и q_v , но и существованием ряда других причин. Перечислим наиболее важные из них.

1. Существование значительных *горизонтальных* градиентов потоков тепла и импульса в районах местоположения судов погоды «Виктор Бугаев», «Муссон» и «Волна». Например, в районе местоположения НИСП «Виктор Бугаев», наиболее приближенного к субполярному гидрологическому фронту, величина горизонтального градиента параметра суммарного теплового потока может достигать $2 \div 5$ Вт/м² на километр [6-11]. Таким образом, в пределах поля зрения приемных антенн радиометра, линейные размеры которого составляют $15 \div 30$ км, неоднозначность оценки параметра q_{hc} может достигать $30 \div 150$ Вт/м².

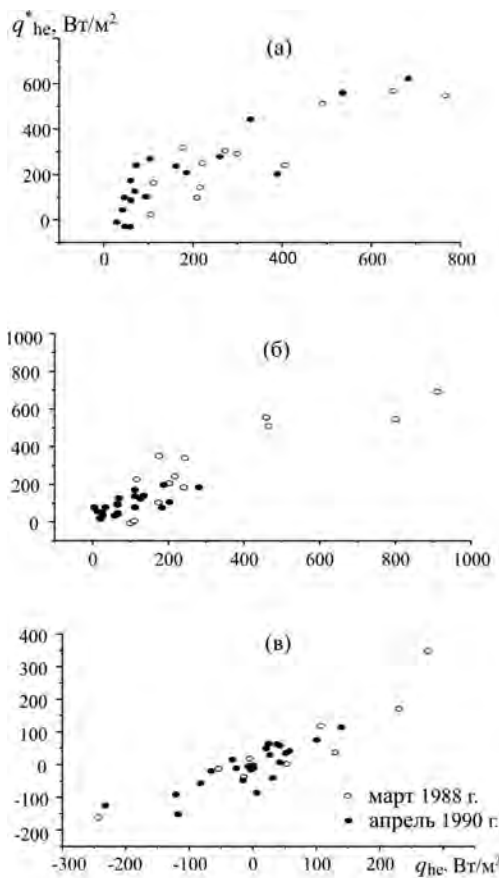


Рис. 6.7. Результаты сопоставления прямых измерений потоков суммарного тепла q_{hc} и их спутниковых оценок q_{hc}^* в районах расположения судов «В. Бугаев» (а), «Муссон» (б), «Волна» (в) на стационарных фазах экспериментов НЬЮФАЭКС-88 и АТЛАНТЭКС-90

2. Временная задержка (на 6-12 ч) отклика яркостной температуры СОА на вариации потоков суммарного тепла в периоды прохождения мощных среднеширотных циклонов, постоянно наблюдаемых в Ньюфаундлендской ЭАЗО и в других среднеширотных областях океана в зимне-весенние сезоны.

Спутниковая СВЧ-радиометрия тепловых и динамических процессов на поверхности океана и в атмосфере

Кроме того, у специалистов, исследующих взаимодействие океана и атмосферы, сильно расходятся представления об относительной точности используемых методов расчета тепловых потоков над океанами – от 30 % [6-12] и более [6-13].

Приведенные выше оценки подтверждаются результатами сопоставления судовых оценок потоков суммарного тепла в точке М Норвежско-Гренландской ЭАЗО (материалы предоставлены Йоргом Шульцем из Центра дистанционного зондирования Германии) со спутниковыми оценками, полученными с помощью линейных регрессий с данными одновременных измерений каналов 22,2V, 37V,H и 19,55 V радиометра SSM/I спутника F08 (рис. 6.8).

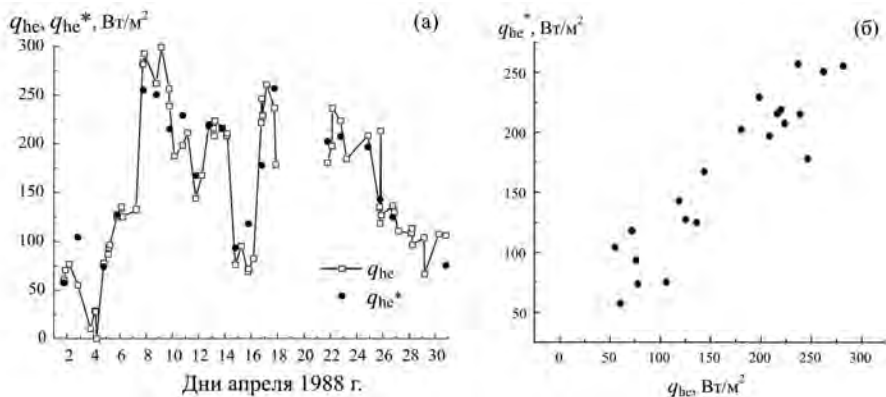


Рис. 6.8. Результаты сопоставления прямых (судовых) и спутниковых оценок потоков суммарного тепла в точке М Северной Атлантики: а) вариации параметров q_{he} (1) и q_{he}^* (2) в апреле 1988 г.; б) линейная регрессия $q_{he}^* = 32,83 + 0,81 q_{he}$ ($r = 0,93$; $d = 24,6 W/m^2$)

Временной сдвиг (до 30 мин в экспериментах АТЛАНТЭКС-90 и НЬЮ-ФАЭКС-88) между данными спутниковых и судовых измерений не оказывает сильного влияния на расхождение спутниковых и судовых оценок потоков суммарного тепла, поскольку временная изменчивость параметра q_{he} в районе наблюдений составляет 30-48 ч (рис. 6.9).

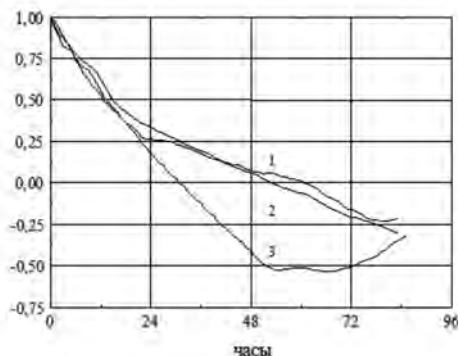


Рис. 6.9. Нормированные автокорреляционные функции потоков суммарного тепла на стационарной фазе эксперимента АТЛАНТЭКС-90 в районах местоположения НИСП «В. Бугаев» (1), «Муссон»(2) и «Волна» (3)

Степень расхождения спутниковых и судовых оценок потоков суммарного тепла и импульса зависит существенно от величины пространственного усреднения данных измерений радиометра SSM/I; согласие между теми и другими оценками улучшается при уменьшении размера усреднения с 1 до 0,5 географического градуса, т. е. по мере приближения спутниковых масштабов к точечным судовым (рис. 6.10).

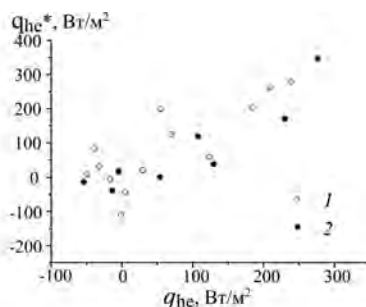


Рис. 6.10. Сопоставление прямых q_{he} и спутниковых q_{he}^* оценок потоков суммарного тепла при наблюдении с судна «Волна» в эксперименте НЬЮФАЭК-88 при усреднении спутниковых данных на сетке $0,5 \times 0,5^\circ$ (1) и $1 \times 1^\circ$ (2)

6.3. Экспериментальное исследование связи яркостной температуры с параметрами СОА во фронтальных зонах

6.3.1. Синоптическая изменчивость параметров океана и атмосферы и яркостной температуры СОА в районе СГФ.

Для анализа синоптической изменчивости океанографических и метеорологических параметров, а также СВЧ-излучательных характеристик океана и атмосферы, которая особенно ярко выражена в районе субполярного гидрологического фронта Северной Атлантики, использовались материалы наблюдений с судов погоды «Виктор Бугаев», «Муссон» и «Волна», полученные на стационарных фазах экспериментов НЬЮФАЭК-88 и АТЛАНТЭК-90 (рис. 6.11), и совмещенные с ними данные измерений многоканального сканирующего СВЧ-радиометра SSM/I спутника DMSP.

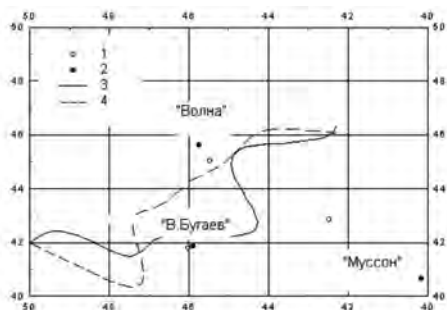


Рис. 6.11. Положение судов погоды во время стационарной фазы экспериментов НЬЮФАЭК-88 (1) и АТЛАНТЭК-90 (2) относительно субполярного гидрологического фронта в марте 1998 г. (3) и апреле 1990 г. (4)

Спутниковая СВЧ-радиометрия тепловых и динамических процессов на поверхности океана и в атмосфере

Результаты обследования субполярного гидрологического фронта (СГФ) в районе Ньюфаундлендской энергоактивной зоны на стационарной фазе эксперимента НЬЮФАЭКС-88, продолжавшейся в течение двадцати суток (с 3 по 23 марта 1988 г.). В этот период проводились обширные наблюдения (более 1000 метеорологических и 200 аэрологических измерений) со стоявших неподвижно НИСП «Виктор Бугаев» (43° с. ш., 43° з. д.), «Муссон» (42° с. ш., 46° з. д.) и «Волна» (46° с. ш., 46° з. д.). Наиболее ценными данными архива НЬЮФАЭКС-88 с точки зрения калибровки и интерпретации спутниковых СВЧ-радиометрических измерений являются ежечасные судовые измерения температуры поверхности океана (t_n), температуры (t_a), влажности (e) и скорости ветра (V) в приводном слое атмосферы, а также оценки вертикальных турбулентных потоков тепла (q_h), влаги (q_c) и импульса (q_v), рассчитанные в Государственном океанографическом институте (более 1000 сроков). Рассматриваемая область океана характеризуется значительной синоптической изменчивостью и энергетикой параметров СОА (табл. 6.3).

Т а б л и ц а 6.3. Контрасты параметров СОА наблюдавшиеся на стационарной фазе эксперимента НЬЮФАЭКС-88

Параметры	«В. Бугаев»	«Муссон»	«Волна»
$t_{a \min}$, °C	6,4	2,8	-2,2
$t_{a \max}$, °C	17,6	17,8	13,3
Δ	11,2	15	15,5
e_{\min} , мб	5,8	4,4	2,9
e_{\max} , мб	18,1	18,2	14,6
Δ	12,3	13,8	11,7
V_{\min} , м/с	0,6	0,8	0,6
V_{\max} , м/с	25,2	26,6	27,7
Δ	24,6	24,8	27,1
$q_{h \min}$, Вт/м ²	-35	-19	-270
$q_{h \max}$, Вт/м ²	455	601	480
Δ	490	620	750
$q_{c \min}$, Вт/м ²	3	42	-255
$q_{c \max}$, Вт/м ²	1208	1232	574
Δ	1205	1190	829
$q_{v \min}$, Н/м ²	0,01	0,01	0,005
$q_{v \max}$, Н/м ²	1,3	1,61	1,94
Δ	1,3	1,6	1,94

Из таблицы 6.3 следует, что по данным судовых измерений максимальные колебания температуры, влажности и скорости ветра в приводном слое атмосферы достигали на стационарной фазе эксперимента 15,5°C, 13,8 мб и 27,1 м/с соответственно, а вариации потоков явного, скрытого тепла и импульса: 750 Вт/м², 1190 Вт/м² и 1,94 Н/м². В этом компактном для спутниковых масштабов наблюдений районе отмечалась сильная пространственная контрастность параметров СОА в местах расположения судов погоды: средние за период стационарной фазы значения температуры поверхности океана, температуры и влажности приводного воздуха варьировались от 5,2°C, 3,9°C и 6,9 мб (НИСП «Волна») до 16,4 ÷ 16,6°C, 11,1 ÷ 12,6°C и 10,2 ÷ 10,7 мб («Виктор Бугаев» и «Муссон»), соответственно.

Столь сильная изменчивость метеорологических параметров атмосферы обуславливает ощутимые вариации яркостной температуры СОА в синоптическом диапазоне временных масштабов (табл. 6.4).

Т а б л и ц а 6.4. Яркостные контрасты СОА (в градусах Кельвина), измеряемые радиометром SSM/I на стационарной фазе эксперимента НЬЮФАЭКС-88

Каналы SSM/I	85Н	37V	37Н	22V	19V	19Н
«В. Бугаев»	46,6	26,8	56,3	33,6	25,1	45,7
«Муссон»	72	33,6	78,8	40,4	29,5	62,8
«Волна»	78,2	33,6	67,5	37,9	24,3	45,8

6.3.2. Особенности атмосферной динамики, наблюдаемой в районе СГФ.

Спутниковые изображения (сканы), полученные с помощью различных каналов радиометра SSM/I, дают наглядное представление о таких характеристиках субполярного гидрологического фронта как размеры и положение фронтальной области в синоптическом диапазоне временных интервалов. В качестве примера на рис. 6.12 приведены черно-белые полутоновые иллюстрации результатов измерений пространственного распределения яркостной температуры (фрагменты сканов) радиометром SSM/I в каналах 19,35V,Н и 37,0V,Н в районе фронта во время прохождения мощного циклона (величина ЯТ растет по мере перехода от более темных тонов к более светлым).

Из результатов количественного анализа сканов следует, что значения пространственных контрастов ЯТ составляют в зависимости от частоты 45 ÷ 50 К на вертикальной и 65 ÷ 80 К на горизонтальной поляризации. Они локализованы в протяженной и узкой области океана шириной 500 ÷ 700 км, хорошо соответствующей положению СГФ.

Спутниковая СВЧ-радиометрия тепловых и динамических процессов на поверхности океана и в атмосфере

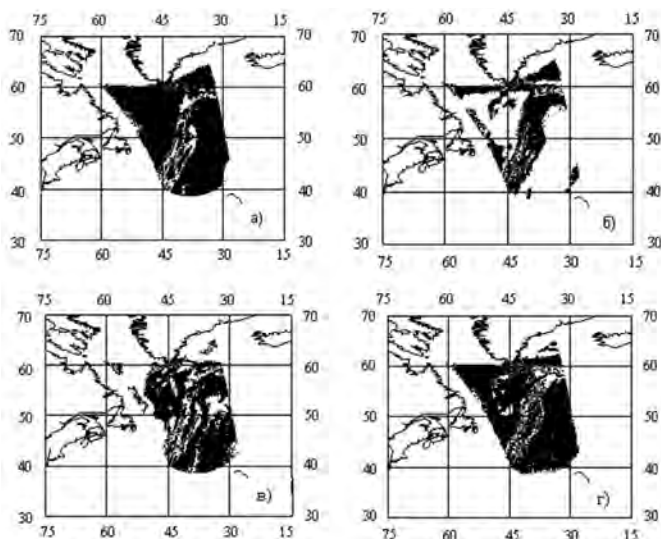


Рис. 6.12. Пространственное распределение яркостной температуры COA в районе СГФ в 8 ч утра 6 марта 1988 г. в каналах радиометра SSM/I: а) 19,35 V в диапазоне изменения ЯТ $175 \div 220$ K; б) 19,35H в диапазоне 125 \div 190 K; в) 37V в диапазоне 125 \div 190 K; г) 37H в диапазоне 150 \div 230 K

Наибольший вклад в вариации ЯТ в рабочем диапазоне частот (длин волн) радиометра SSM/I вносят синоптические вариации параметров атмосферы: скорости ветра V в приводном слое, общего влагосодержания Q и водозапаса облаков W (при отсутствии осадков). На рис. 6.13 приведен пример восстановления пространственных вариаций указанных параметров по данным измерений радиометра SSM/I спутника F08 в районе субполярного фронта (увеличение параметров V , Q , W сопровождается переходом от более темных тонов к более светлым). В процессе восстановления были использованы алгоритмы [6-14, 6-15, 6-16], основанные на результатах регрессионного анализа взаимосвязи между многолетними рядами значений ЯТ и данных прямых измерений параметров V , Q , W в различных физико-географических зонах Мирового океана.

Из количественного анализа сканов следует, что значения спутниковых оценок параметров V , Q и W варьируют в диапазонах $8 \div 32$ м/с, $0,6 \div 2,6$ г/см² и $0 \div 1$ кг/м², соответственно. Отметим, что картина пространственного распределения параметров V и Q , полученная по данным радиометра SSM/I, соответствует современным представлениям о фронтальных зонах в океане и атмосфере, которые предполагают наличие двух смежных областей, сильно отличающихся по своим параметрам и разделенных резкой границей.

Проведенные измерения с ИСЗ F08 дают возможность судить об интенсивности горизонтальной циркуляции атмосферы, в частности о динамике развития циклонов, с суточным разрешением. Например, ЯТ в канале 22V радиометра SSM/I спутника F08, характеризующая главным образом общее влагосодержание атмосферы, четко реагирует на эволюции циклона в районе СГФ в период с утра 6 по утро 7 марта 1988 г. (рис. 6.14). Сопоставление рис. 6.13, а и б позволяет сделать вывод о том, что атмосферный фронт в этот период перемещался в направлении Азорских островов со скоростью, оцениваемой приблизительно в 30 км/час.

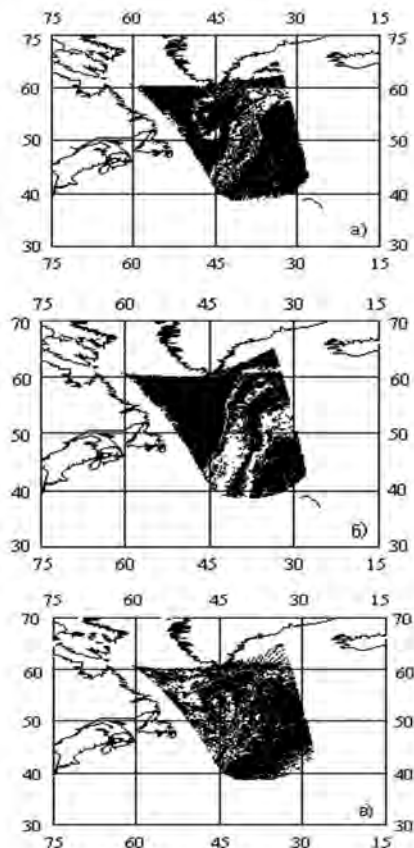


Рис. 6.13. Спутниковые СВЧ-радиометрические оценки скорости приводного ветра (а), общего влагосодержания атмосферы (б) и интегрального водозаписа облаков (в) в районе субполярного фронта в 8 ч утра 6 марта 1988 г. Диапазон изменения параметров V , Q , W составляет, соответственно, $8 \div 32$ м/с, $0,6 \div 2,6$ г/см², $0 \div 1$ кг/м²

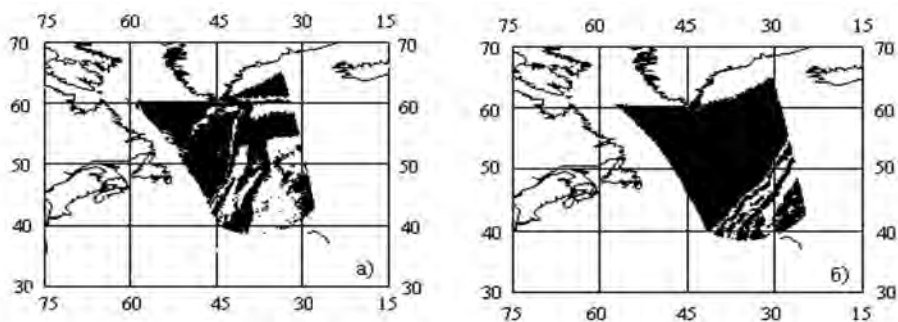


Рис. 6.14. Пространственное распределение ЯТ в канале 22,2 V радиометра SSM/I в районе субполярного фронта в диапазоне изменения яркостной температуры $180 \div 240$ К: а) 8 ч утра 6 марта 1988 г.; б) 8 ч утра 7 марта 1988 г.

Нами были получены оценки пространственного распределения интенсивности теплового и динамического взаимодействия океана и атмосферы вдоль спутниковых разрезов субполярного гидрологического фронта, проходящих через НИСП «В. Бугаев», «Муссон» и «Волна». С этой целью определены коэффициенты регрессий между значениями ЯТ, измеренными различными каналами радиометра SSM/I, и интенсивностью вертикальных турбулентных потоков суммарного тепла и импульса на границе раздела СОА, вычисленной по данным судовых метеорологических измерений в период с 3 по 23 марта. Затем локальные регрессионные соотношения были использованы для восстановления вариаций потоков тепла и импульса вдоль спутниковых разрезов фронта. В качестве иллюстрации на рис. 6.15 представлены результаты применения указанной процедуры для спутникового разреза, проходящего через НИСП «В. Бугаев» и «Волна» утром и вечером 6 марта. На рисунке отчетливо прослеживаются изменения параметров q_{hc} и q_v в теплой области фронта, формируемой южной периферией Гольфстрима, которые обусловлены влиянием циклонической деятельности атмосферы.

6.3.3. Связь яркостной температуры с направлением ветра в районе СГФ.

Отличительной особенностью субполярного гидрологического фронта является зависимость характеристик теплового взаимодействия океана и атмосферы в прилегающих к нему акваториях не только от интенсивности, но и от направления перемещения воздушных масс относительно фронта. В табл. 6.5 приведены взятые (в сокращенном виде) из [6-11] значения тепловых потоков на границе раздела океана и атмосферы, дифференцированные по направлениям горизонтального переноса воздушных масс, отсчитываемых от севера по часовой стрелке. Выбранные диапазоны соответствуют средним за период наблюдений направлениям переноса вдоль и поперек фронта в ту и другую сторону.

Нетрудно заметить, что значения q_h и q_e максимальны во всех точках наблюдений при северо-западных направлениях ветра. К северу от субполярного фронта (судно погоды «Волна») при юго-восточных ветрах, когда на холодную подстилающую поверхность попадает воздух, усвоивший тепло и влагу над теплой частью океана (НИСП «Виктор Бугаев» и «Муссон»), возникают благоприятные условия для фазовых переходов в приводной атмосфере. В результате конденсации влаги атмосфера к северу от фронта прогревается, и потоки тепла направлены от атмосферы к океану. Таким образом, атмосферные синоптические процессы в этом случае играют роль одного из механизмов трансфронтального переноса тепла и влаги из теплой части океана в холодную.

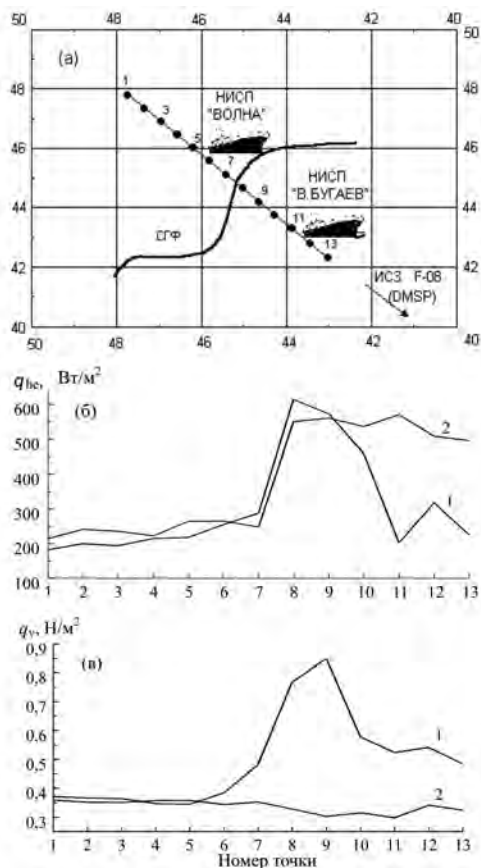


Рис. 6.15. Карта-схема (а) поперечного разреза субполярного фронта на подспутниковой трассе ИСЗ F08, проходящей через НИСП «Волна» и «В. Бугаев» 6 марта 1988 г. (а); оценки вариаций q_{hc} (б) и q_v (в): 1 – 8 ч утра; 2 – 10 ч вечера. Точками обозначены спутниковые выборки

Т а б л и ц а 6.5. Средние значения потоков явного и скрытого тепла при различных направлениях ветра на стационарной фазе эксперимента НЬЮФАЭК-88

Направление ветра, град.	НИСП					
	«Виктор Бугаев»		«Муссон»		«Волна»	
	q_h , Вт/м ²	q_c , Вт/м ²	q_h , Вт/м ²	q_c , Вт/м ²	q_h , Вт/м ²	q_c , Вт/м ²
30 ÷ 90	30,0	104,0	42,3	90,9	10,8	4,5
90 ÷ 210	39,3	213,2	69,4	256,9	-35,6	-16,5
210 ÷ 270	83,3	301,1	100,2	313,5	65,3	109,0
270 ÷ 30	131,7	319,4	141,4	271,7	92,7	111,3

Исследовано влияние скорости и направления ветра на синоптическую изменчивость метеопараметров приводной атмосферы, потоков суммарного тепла и яркостной температуры на стационарной фазе эксперимента АТЛАНТЭКС-90 в холодных водах океана в районе местоположения НИСП «Волна», находившегося на расстоянии около 200 км от фронта. Из результатов регрессионного анализа соотношений между этими параметрами следует, что изменчивость температуры и влажности приводного воздуха в этой области Северной Атлантики определяется как скоростью, так и направлением ветра, количественно характеризующимися проекцией вектора скорости ветра V_{\perp} на проходящую через судно «Волна» нормаль к кривой, которая описывает положение фронта. Выполнен линейный регрессионный анализ соотношений между параметрами T_a и $V_{\perp} e$ и V_{\perp} в интервале углов нормали $\varphi_{\perp} 290 \div 340^\circ$ с учетом приведенных в [6-11] ориентировочных данных о положении фронта в апреле 1990 г.; установлено, что наибольшие значения коэффициентов корреляции в этих соотношениях соответствуют величине $\varphi_{\perp} = 330^\circ$. На рис. 6.16 иллюстрируется взаимосвязь между ежедневными выборками судовых измерений температуры и влажности приводного воздуха с величиной V_{\perp} в период с 4 по 21 апреля 1990 г.

На рис. 6.17 представлены результаты сопоставления вариаций потоков суммарного тепла и яркостной температуры на длине волны 1,35 см, измеряемой каналом 22V радиометра SSM/I, с вариациями параметра V_{\perp} ($\varphi_{\perp} = 330^\circ$) во время прохождения типичного для этого района мощного циклона.

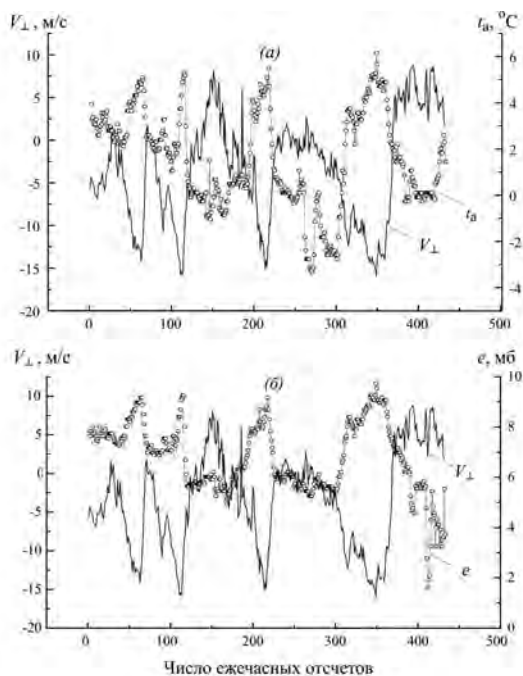


Рис. 6.16. Результаты совместного анализа ежедневных выборок температуры (а) и влажности (б) приводного слоя атмосферы и параметра V_{\perp} на стационарной фазе эксперимента АТЛАНТЭКС-90 (НИСП «Волна»); r – коэффициент корреляции

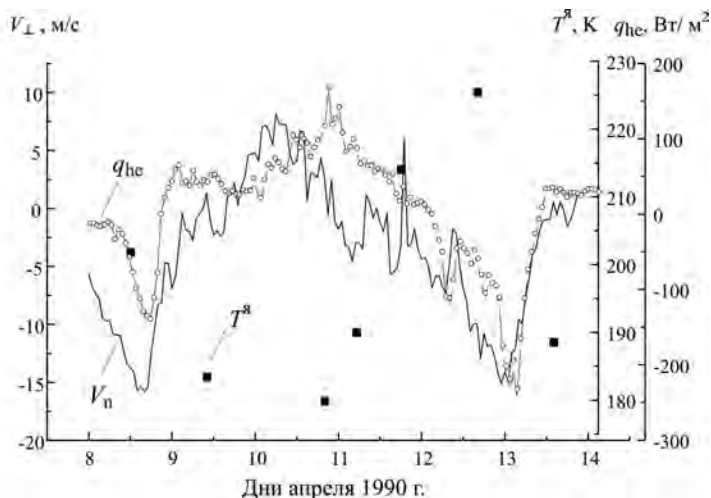


Рис. 6.17. Отклик ЯТ на длине волны 1,35 см и потоков суммарного тепла на вариации V_{\perp} во время прохождения циклона (8–13 апреля 1990 г.) в районе расположения НИСП «Волна»

Отмечается четкая связь между вариациями параметров q_{hc} и V_{\perp} — рост последнего сопровождается увеличением степени рассогласования тепловых характеристик океана и атмосферы и, следовательно, возрастанием суммарных тепловых потоков. Яркостная температура собственно СВЧ-излучения СОА, измеряемая каналом 22V радиометра SSM/I (в линии резонансного поглощения водяного пара), тесно связана с интенсивностью теплообмена на границе раздела системы [6-17, 6-18]; ее величина растет с увеличением температуры и влажности атмосферы. Наблюдаемые 9 – 11 апреля минимум ЯТ и максимум тепловых потоков обусловлены приходом холодного и сухого воздуха с северо-западных направлений, что приводит к возникновению положительных потоков суммарного тела, направленных от океана к атмосфере. Напротив, 13 апреля юго-восточные ветра со стороны теплого течения Гольфстрим вызвали нагревание атмосферных слоев в районе нахождения НИСП «Волна», которое породило отрицательные потоки тепла (из атмосферы в океан) и одновременно явилось причиной увеличения ЯТ. Кроме того, наблюдается тесная связь среднесуточных значений потоков суммарного тепла и ЯТ, измеряемой с ИСЗ F08 с периодичностью ~ 1 раз в сутки, со среднесуточными значениями параметра V_{\perp} на протяжении всей стационарной фазы эксперимента АТЛАНТЭКС-90 (рис. 6.18).

Выполнен регрессионный анализ соотношений между вариациями параметров q_{hc} , $T^{\alpha}_{1.35}$ и V_{\perp} . Величина последнего определяется в предположении, что угол нормали к границе СГФ, проходящей через НИСП «Волна», в период с 4 по 21 апреля 1990 г. сохраняется неизменным ($\varphi_{\perp} = 330^{\circ}$). При этом условии вариации величины V_{\perp} обусловлены лишь изменениями скорости ветра и его направления по отношению к нормали; значения коэффициентов корреляции между параметрами q_{hc} и V_{\perp} и параметрами $T^{\alpha}_{1.35}$ и V_{\perp} составляют 0,85 и $-0,73$, соответственно.

Спутниковая СВЧ-радиометрия тепловых и динамических процессов на поверхности океана и в атмосфере

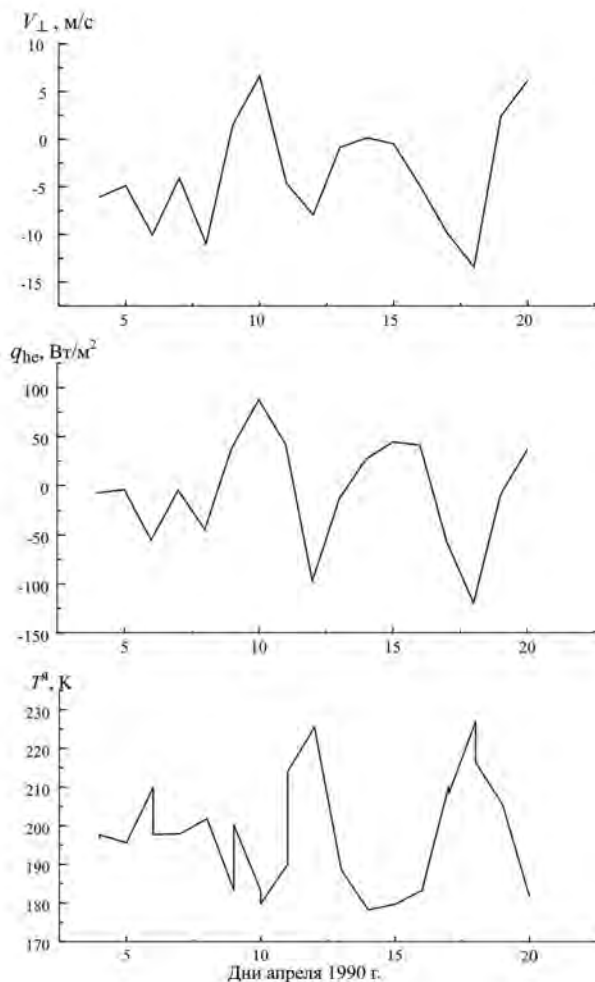


Рис. 6.18. Результаты сопоставления среднесуточных значений параметра V_{\perp} , q_{hc} и данных измерений T^a на длине волны 1,35 см на стационарной фазе эксперимента АТЛАНТЭКС-90 в районе местоположения НИСП «Волна»

Таким образом, данные совместных судовых и спутниковых исследований субполярного гидрологического фронта свидетельствуют о существовании тесной связи между яркостной температурой системы океан-атмосфера в холодных водах фронта и интенсивностью и направлением переноса воздушных масс из теплых областей океана, расположенных по другую сторону фронта и определяющих тепловые характеристики холодных областей. Этот результат указывает на возможность использования спутниковых СВЧ-радиометрических измерений для анализа влияния трансфронтального переноса тепла и влаги на интенсивность теплового взаимодействия океана и атмосферы в Ньюфаундлендской ЭАЗО.

Выводы к главе 6

1. Наблюдается хорошее согласие между теоретическими (модельными) и экспериментальными (спутниковыми) оценками яркостной температуры СОА в средних и высоких широтах Северной Атлантики, а также их соотношений с параметрами СОА, значимых для определения характеристик теплового взаимодействия океана и атмосферы.

2. На примере субполярного гидрологического фронта Северной Атлантики показано, что спутниковые радиояркостные изображения, полученные с помощью различных каналов сканирующего спутникового радиометра SSM/I, дают оперативную информацию о таких характеристиках фронтальных зон в атмосфере и океане, как их размеры и положение, о динамике полей общего содержания водяного пара, интегрального влагозапаса облаков атмосферы и скорости приводного ветра, а также потоков тепла, влаги и импульса в синоптическом диапазоне временных масштабов.

3. Выявлена возможность определения направления ветра в приводном слое атмосферы в районе субполярного гидрологического фронта по данным измерений радиометра SSM/I – для определения данного параметра обычно используются методы активной радиолокации, например, скаттерометрические методы. Обнаружена тесная связь яркостной температуры СОА с направлением приводного ветра и потоками суммарного (явного и скрытого) тепла и импульса на границе раздела океана и атмосферы на синоптических масштабах времени.

Список литературы к главе 6

- 6-1. Гранков А.Г., Мильшин А.А. Лабораторные исследования отклика собственного СВЧ- и ИК-излучения водной поверхности на вариации теплосодержания её верхнего слоя // Проблемы окружающей среды и природных ресурсов. 2009. № 8. С. 67–72.
- 6-2. Кондратьев К.Я. Спутниковая климатология. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. 264 с.
- 6-3. Бычкова И.А., Викторов С.В., Виноградов В.В. Дистанционное определение температуры моря (Спутниковые и авиационные методы определения температуры поверхности моря по излучению в ИК-диапазоне). – Л.: Гидрометеиздат. 1988. 224 с.
- 6-4. Федоров К.Н., Гинзбург А.И. Приповерхностный слой океана. – Л.: Гидрометеиздат, 1988. 303 с.
- 6-5. Хунджуа Г.Г., Андреев Е.Г. К вопросу определения потоков тепла и водяного пара в системе океан-атмосфера по данным наблюдений профилей температуры в тонком поверхностном слое моря // Доклады Академии наук СССР. 1973. Т. 208. № 4. С. 841–843.
- 6-6. Kramer H.J. Observation of the Earth and Environment – Survey of Missions and Sensors. Second Edition. – Springer-Verlag, 1994. ISBN: 3-540-578587.
- 6-7. Hollinger P.H., Peirce J.L., Poe G.A. SSM/ Instrument evaluation // IEEE Trans. Geosci. Rem. Sensing. 1990. V. 28. No. 5. P. 781–790.
- 6-8. Special Sensor Microwave Imager (SSM/I). Users Guide. Marshall Space Flight Center (MSFC). Distributed Active Archive Center.
- 6-9. Wentz F.J. User's Manual SSM/I Antenna Temperature Tapes (Revision 1). RSS Technical Report 120191. Remote Sensing System, Santa Rose, CA. 1991. 70 p.
- 6-10. Гулев С.К., Иванов Ю.А., Колинко А.В. и др. Эксперимент «АТЛАНТЭКС-90» // Метеорология и гидрология. 1992. № 5. С. 51–61.
- 6-11. Гулев С.К., Колинко А.В., Ланно С.С. Синоптическое взаимодействие океана и атмосферы в средних широтах.. – СПб.: Гидрометеиздат. 1994. 320 с.
- 6-12. Gulev S.K. Long-term variability of sea-air heat transfer in the North Atlantic Ocean // Int. J. Climatol. Nov. 1997. V. 15. P. 825–852.
- 6-13. Blanc T.V. Accuracy of bulk-method-determined flux, stability, and sea surface roughness // J. Geophys. Res. 1987. V. 92. P. 3867–3876.
- 6-14. Alishouse J.C., Snyder S.A., Vongsatorn J., Ferrado R.R. Determination of oceanic total precipitable water from the SSM/I // J. Geophys. Res. 1990, V. 28. No. 5. P. 811–816.
- 6-15. Alishouse J. C., Snyder J.B., Westwater E.R., Swift C.T., Ruf C.S., Snyder S.A., Vongsatorn J., Ferrado R.R. Determination of cloud liquid water content using the SSM/I // J. Geophys. Res. 1990. V. 28, No. 5. P. 817–821.
- 6-16. Goodberlet M.A., Swift C.T., Wilkerson. J.C. Ocean surface wind speed Measurements of the Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) // IEEE Trans. on Geosc. and Remote Sens. 1990. V. 28. № 5. P. 823–828.
- 6-17. Гранков А.Г., Гулев С.К., Мильшин А.А., Шелобанова Н.К. Экспериментальное исследование взаимосвязи радиояркостной температуры системы океан-атмосфера с синоптическими вариациями потоков тепла и импульса на ее границе // Исслед. Земли из космоса. 1999. № 6. С. 3–7.
- 6-18. Гранков А.Г., Мильшин А.А., Шелобанова Н.К. Локальные контрасты в океане и атмосфере в районе среднеширотного гидрологического фронта по данным СВЧ-радиометрических измерений с ИСЗ // Метеорология и гидрология. 2001. № 8. С. 49–56.

Глава 7

Сезонная и межгодовая изменчивость тепловых потоков в выбранных районах Северной Атлантики

Исследуются возможности использования данных долговременных измерений СВЧ-радиометра SSM/I метеорологических спутников DMSP для анализа пространственной, сезонной и межгодовой изменчивости среднемесячных величин приводного ветра, общего влагосодержания атмосферы, интегрального водозапаса облаков, интенсивности осадков, а также поверхностных потоков явного и скрытого тепла в различных областях Северной Атлантики, для которых существуют представительные архивы океанографических и метеорологических данных.

7.1 Спутниковые оценки среднемесячных значений яркостной температуры, влагосодержания атмосферы и скорости ветра

7.1.1. Среднемесячные яркостные температуры в Северной Атлантике по данным радиометра SSM/I.

На основе измерений радиометра SSM/I спутника F08, проведенных в январе, феврале, июле и августе 1994 г. (из архива RSS (Remote Sensing Systems)), нами были определены среднемесячные значения яркостной температуры COA, скорости приводного ветра, а также общего влагосодержания атмосферы и интегрального водозапаса облаков для шестнадцати областей Северной Атлантики, для которых существуют наиболее представительные архивы океанографических и метеорологических данных. Ниже приведены результаты анализа для одиннадцати районов – океанических станций погоды ALFA (A), BRAVO (B), CHARLIE (C), DELTA (D), ECHO (E), HOTEL (H), INDIA (I), JULIETT (J), KILO (K), LIMA (L) и MIKE (M). Их большая часть приурочена к ЭАЗО, таким как Норвежско-Гренландская, Ньюфаундлендская, Гольфстримская и т. д., характеризующимся наиболее высокой интенсивностью теплового взаимодействия между океаном и атмосферой (рис. 7.1).

На рис. 7.2 представлено пространственное распределение многолетних разностей температуры поверхности океана и приводной атмосферы в районе течения Гольфстрим, полученное нами на основе данных, приведенных в [7-1, 7-2].

Количество спутниковых витков, приходящихся на перечисленные районы Северной Атлантики, варьирует от 17 до 34 в месяц. Это обеспечивает вполне удовлетворительную по принятым в океанологии меркам точность определения среднемесячных значений параметров COA, обуславливающих интенсивность теплового и динамического взаимодействия океана и



Рис. 7.1. Положение судовых станций погоды в Северной Атлантике

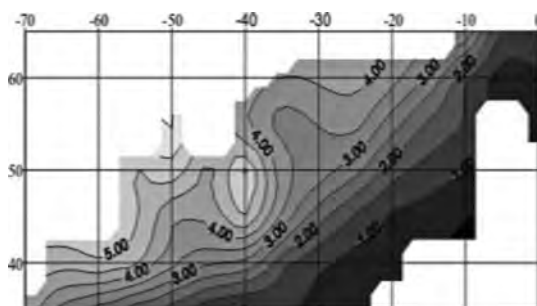


Рис. 7.2. Изолинии пространственного распределения многолетних разностей температуры воды и воздуха (в градусах Цельсия) в районе течения Гольфстрим. Числа по осям – градусы широты и долготы

атмосферы на сезонных и климатических масштабах [7-3]. Из результатов анализа спутниковых данных радиометра SSM/I следует, что для различных районов существуют значительные контрасты между среднемесячными значениями ЯТ в феврале и августе (табл. 7.1).

Например, в точке Н, принадлежащей Гольфстримской ЭАЗО (характеризующейся высокой интенсивностью теплообмена между океаном и атмосферой), сезонные вариации среднемесячных значений ЯТ в зависимости от частоты и поляризации собственного излучения СОА варьируют от 16 до 45 К; в точке М (Норвежско-Гренландская ЭАЗО) эти контрасты достигают 13 К. Столь значительная степень естественных яркостных контрастов по сравнению с флуктуационными и другими составляющими ошибок измерений радиометра SSM/I является существенной предпосылкой для решения задачи контроля сезонной динамики интенсивности взаимодействия океана и атмосферы.

Т а б л и ц а 7.1. Среднемесячные значения яркостной температуры излучения СОА в активных точках Северной Атлантики в феврале и августе 1994 г. (по данным измерений радиометра SSM/I)

Февраль 1994 г.

Станция погоды	85V	85H	37V	37H	22V	19V	19H
А	234,5	196,5	201,4	147,8	188,2	177,0	112,1
В	232,1	192,5	200,9	147,5	184,7	175,7	110,4
С	237,3	201,1	202,2	149,3	189,9	177,1	113,0
Д	242,4	213,2	207,7	160,1	198,9	183,8	123,4
Е	250,3	221,1	206,2	154,1	210,6	186,6	126,0
Н	239,4	198,4	201,0	144,1	193,9	178,3	111,9
І	238,0	202,5	202,8	150,6	192,3	178,7	115,3
Ј	240,1	206,5	204,3	153,3	196,8	180,7	118,8
К	245,0	214,9	206,3	156,3	202,5	183,2	122,6
Л	238,8	204,9	203,9	153,1	194,4	179,8	117,6
М	236,9	197,7	201,4	145,7	187,8	175,9	108,8

Август 1994 г.

Станция погоды	85V	85H	37V	37H	22V	19V	19H
А	250,2	220,6	207,5	153,4	204,6	182,4	119,3
В	249,91	222,7	211,8	163,0	210,1	186,8	128,2
С	252,3	223,3	207,9	154,0	207,7	184,0	122,0
Д	259,8	235,6	214,1	163,1	225,2	195,6	137,9
Е	267,0	244,9	216,0	162,0	235,0	201,1	142,8
Н	264,3	242,7	216,9	165,7	234,5	201,6	145,1
І	249,2	215,2	205,0	147,7	203,1	181,5	116,5
Ј	251,9	223,3	208,2	155,0	209,2	185,1	123,4
К	258,4	234,2	211,7	159,1	219,1	190,7	130,6
Л	249,9	217,7	205,7	150,0	205,1	182,6	118,9
М	247,3	210,9	203,6	145,3	201,9	180,4	114,8

7.1.2. Среднемесячные значения параметров COA по данным радиометра SSM/I в Северной Атлантике и их точность.

С помощью алгоритмов [7-4, 7-5, 7-6], построенных и апробированных на данных многолетних дистанционных и прямых измерений в различных физико-географических зонах Мирового океана, получены текущие (ежесуточные) оценки скорости влагосодержания атмосферы Q , интегрального водозапаса облаков W и приводного ветра V в перечисленных областях Северной Атлантики. Кроме того, определены среднемесячные значения параметров V , Q , W и характеристики их изменчивости в зависимости от степени пространственного усреднения результатов измерений радиометра SSM/I. Некоторые результаты этого анализа представлены в таблицах 7.2 и 7.3.

Т а б л и ц а 7.2. Спутниковые оценки среднемесячных значений скорости ветра и их среднеквадратичных отклонений (СКО) для станций погоды Северной Атлантики при различном пространственном усреднении

(без коррекции на осадки)

Станции погоды	$V_{\text{сп}}, \text{ м/с}$	СКО, м/с	$V_{\text{сп}}, \text{ м/с}$	СКО, м/с	$V_{\text{сп}}, \text{ м/с}$	СКО, м/с
	5 x 5°		2,5 x 2,5°		1 x 1°	
А	17,92	3,86	17,81	3,71	17,98	3,67
В	18,69	4,16	18,42	3,22	18,65	3,15
С	17,08	3,97	16,64	3,83	16,30	3,87
Д	19,07	4,99	18,86	5,34	18,89	5,39
Е	14,90	3,16	15,08	3,04	15,05	2,89
Н	14,59	4,09	14,67	4,13	14,86	3,99
І	17,69	4,17	17,51	4,22	17,56	4,21
Ј	17,36	-	17,30	4,70	17,29	3,91
К	16,35	4,02	16,57	3,38	16,66	4,62
Л	17,98	4,32	18,23	4,41	18,37	4,50
М	15,40	-	15,64	-	15,17	3,25

(с коррекцией на осадки)

Станции погоды	$V_{\text{сп}}, \text{ м/с}$	СКО	$V_{\text{сп}}, \text{ м/с}$	СКО	$V_{\text{сп}}, \text{ м/с}$	СКО
	5 x 5°		2,5 x 2,5°		1 x 1°	
А	17,77	3,73	17,77	3,67	17,98	3,67
В	18,49	3,66	18,42	3,22	18,65	3,15
С	16,82	3,77	16,49	3,76	16,18	3,85
Д	18,29	4,24	18,07	4,40	17,87	4,53
Е	14,68	2,89	14,86	2,75	14,90	2,67
Н	14,45	4,03	14,60	4,12	14,86	4,00
І	17,22	3,97	17,19	4,13	17,18	4,12
Ј	16,69	-	16,84	4,45	17,07	3,81
К	15,80	3,57	15,83	3,87	15,77	3,92
Л	17,17	3,85	17,31	3,91	17,20	3,87
М	14,94	3,21	14,92	3,22	15,03	3,11

Т а б л и ц а 7.3. Спутниковые оценки среднемесячных значений ОВА и их среднеквадратичных отклонений

(без коррекции на осадки)

Станции погоды	Q_{cp} , г/см ²	СКО	Q_{cp} , г/см ²	СКО	Q_{cp} , г/см ²	СКО
	5 x 5°		2,5 x 2,5°		1 x 1°	
A	0,74	0,16	0,73	0,16	0,74	0,17
B	0,62	0,16	0,60	0,13	0,59	0,13
C	0,81	0,18	0,81	0,18	0,81	0,19
D	1,09	0,47	1,00	0,36	0,99	0,33
E	1,90	0,54	1,92	0,55	1,97	0,57
H	1,12	0,46	1,11	0,43	1,12	0,43
I	0,90	0,19	0,88	0,17	0,88	0,17
J	1,13	-	1,18	-	-	-
K	1,38	0,42	1,40	0,44	1,39	0,44
L	0,98	0,25	0,98	0,22	0,98	0,21
M	0,77	-	0,80	-	-	-

(с коррекцией на осадки)

Станции погоды	Q_{cp} , г/см ²	СКО	Q_{cp} , г/см ²	СКО	Q_{cp} , г/см ²	СКО
	5 x 5°		2,5 x 2,5°		1 x 1°	
A	0,72	0,16	0,73	0,16	0,74	0,17
B	0,61	0,14	0,60	0,13	0,59	0,13
C	0,80	0,17	0,81	0,18	0,81	0,19
D	1,0	0,38	1,0	0,36	0,99	0,33
E	1,88	0,53	1,90	0,54	1,96	0,57
H	1,08	0,42	1,09	0,41	1,10	0,42
I	0,87	0,16	0,87	0,15	0,87	0,15
J	1,09	-	1,16	-	1,08	0,27
K	1,31	0,38	1,31	0,40	1,31	0,41
L	0,93	0,20	0,93	0,19	0,92	0,18
M	0,74	0,16	0,74	0,16	0,75	0,14

Для проверки достоверности спутниковых СВЧ-радиометрических оценок среднемесячных значений скорости ветра и ОВА привлечены данные современных постоянно наращиваемых архивов COADS (Comprehensive Ocean and Atmosphere Data Set) и NCEP/NCAR (National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research) на сезонных масштабах (февраль – август). Нами было установлено, что расхождение между спутниковыми и прямыми оценками составляет:

– $0,2 \div 0,4$ г/см² для параметра Q в интервале его изменений $0,5 < Q < 4$ г/см²;
– $2 \div 3$ м/с для параметра V в интервале изменений $0 < V < 10$ м/с и до $3 \div 5$ м/с в интервале $10 < V < 25$ м/с.

Из таблиц 7.2 и 7.3 следует, что:

1) спутниковые СВЧ-радиометрические оценки среднемесячных значений скорости ветра в приводном слое воздуха и ОВА слабо изменяются при

переходе от одноградусных к пятиградусным квадратам. Таким образом, можно считать статистически значимыми дистанционные оценки среднемесячных параметров V и Q , усредненных в пределах одноградусных фрагментов, наиболее соответствующими пространственному разрешению радиометра SSM/I;

2) при рассматриваемых масштабах временного и пространственного усреднения облачность и осадки в атмосфере не оказывают существенного влияния на точность СВЧ-радиометрических оценок скорости приводного ветра и ОВА.

7.2. Оценки среднемесячных значений тепловых потоков в Северной Атлантике по данным измерений радиометра SSM/I спутника F08

7.2.1. Валидация спутниковых оценок потоков тепла с помощью архивных данных.

Спутниковые СВЧ-радиометрические данные используются для определения параметров СОА, отличающихся наиболее сильной синоптической изменчивостью – скорости ветра в приводном слое атмосферы V и общего влагосодержания атмосферы Q , среднемесячные значения которого четко коррелируют со среднемесячными значениями влажности e и температуры t_a приводного воздуха. Соотношения между среднемесячными значениями параметров Q и e , полученные путем анализа сорока девяти океанических аэрологических станций за семнадцатилетний период [7-7], а также результаты систематизации обширного ряда наблюдений влажностных характеристик атмосферы [7-8] используются в виде ряда локальных регрессий для определения упругости водяного пара e в приводном слое, входящей в балк-формулу (1.2) (гл. 1) для расчета среднемесячных потоков скрытого тепла q_c . Среднемесячные значения t_a , необходимые для расчета потоков явного тепла по формуле (1.2), определяются по среднемесячным значениям упругости водяного пара приводного воздуха e с помощью регрессионных соотношений, между параметрами t_a и e на основе архивных данных ВНИИГМИ-МЦД за период 1957–1990 гг. (в обиходе известны как архив Бирмана).

Среднемесячные значения ТПО (параметра t_n), необходимые для расчета потоков явного тепла (q_h), а также максимальной упругости водяного пара e_o , взяты из архива океанографических и гидрометеорологических данных COADS в виде среднесезонных значений, что объясняется следующими двумя обстоятельствами:

1. В радиометре SSM/I, измерения которого используются для апробации рассматриваемого алгоритма, отсутствуют как таковые каналы для определения температуры поверхности океана.

2. Межгодовая изменчивость среднемесячных значений температуры поверхности океана существенно ниже ее внутригодовой (сезонной) изменчивости, анализ которой является основной целью.

Для расчета среднемесячных значений параметров тепловых потоков (q_h и q_c) используются параметризации (1.1) и (1.2), где в качестве исходных величин фигурируют среднемесячные значения параметров t_p , t_a , e и V . Такой подход дает результаты, близкие к более строгому методу расчета тепловых потоков, учитывающему синоптическую изменчивость параметров СОА.

Оценки среднемесячных значений потоков явного и скрытого тепла за январь, февраль, июль и август 1994 г. были получены для шести областей океана, для которых существуют наиболее представительные архивы гидрологических и метеорологических данных.

В качестве примера на рис. 7.3 подобные оценки приведены для одиннадцати районов Северной Атлантики (океанических станций погоды А, В, С, D, E, H, I, J, K, L и M) для февраля 1994 г.

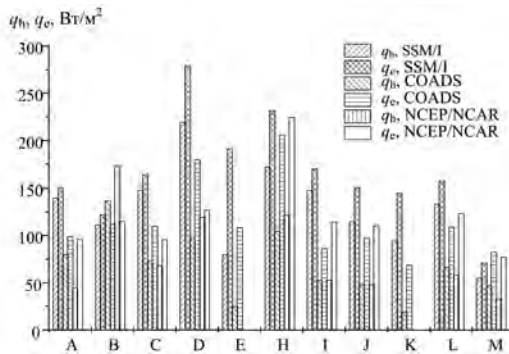


Рис. 7.3. Результаты сопоставления дистанционных оценок среднемесячных значений q_h и q_c с архивными данными контактными наблюдениями в различных областях Северной Атлантики в феврале 1994 г.

7.2.2. О причинах расхождения между спутниковыми оценками тепловых потоков и архивными данными.

Результаты сопоставления дистанционных оценок среднемесячных значений потоков явного и скрытого тепла, усредненных в квадратах $2,5 \times 2,5^\circ$, с соответствующими оценками COADS (среднеголетние данные) и NCEP/NCAR (текущие за 1994 год данные), представленные на рис. 7.3, свидетельствуют об удовлетворительной сходимости тех и других оценок. Основными причинами расхождения между результатами СВЧ-радиометрических и прямых измерений, на наш взгляд, являются:

- расчет тепловых потоков по усредненным, а не срочным значениям метеорологических (параметров V и Q);
- использование в балк-параметризациях (1.1) и (1.2) не текущих (для данного года), а многолетних (среднемесячных) значений температуры поверхности океана;
- универсализация коэффициентов тепло- и влагообмена C_T и C_E в формулах (1.1) и (1.2) между поверхностью океана и приводной атмосферой, т. е. пренебрежение их пространственной и временной изменчивостью в океане, а также их зависимостью от скорости ветра.

Кроме того, существуют значительные различия между самими оригинальными источниками данных о пространственной и временной изменчивости среднемесячных потоков явного и скрытого тепла в океане, которые достигают 30 % и более. Об этом свидетельствуют, в частности, результаты систематизации и сопоставления данных архивов COADS и NCEP/NCAR, распространенных в научном сообществе по информационной сети INTERNET, а также приведенных в [7-9, 7-10] результатов многолетних исследований, проведенных организациями Госгидромета СССР.

Существуют следующие возможности совершенствования спутниковых СВЧ-радиометрических методов анализа крупномасштабного теплового взаимодействия океана и атмосферы:

а) расчет тепловых потоков на границе раздела океана и атмосферы следует вести по срочным, а не усредненным (среднемесячным) значениям скорости приводного ветра и общего влагосодержания атмосферы.

б) целесообразно дифференцировать (по районам океана и сезонам года) значения коэффициентов тепло- и влагообмена между поверхностью океана и атмосферой и учитывать их зависимость от скорости ветра.

7.3. Оценки многолетних вариаций тепловых потоков в Северной Атлантике по данным измерений радиометра SSM/I спутников DMSP [7-11]

7.3.1. Постановка задачи.

Применение СВЧ-радиометрии для климатических исследований стало возможным после запуска в 1978 г. многоканального сканирующего радиометра SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer) на спутнике Nimbus 7, который проработал около 9 лет. С небольшим перерывом с 1987 г. постоянно функционируют оперативные метеорологические спутники DMSP с СВЧ-радиометрами SSM/I (Special Sensor Microwave Imager), SSM/T-1 (Atmospheric Temperature Profiler) и SSM/T-2 (Atmospheric Water Vapor Profiler). В последние годы этот арсенал ряд наблюдательных средств расширен за счет спутника EOS Aqua и других зарубежных космических аппаратов, а также с помощью отечественных ИСЗ серии Метеор. Таким образом, появилась уникальная возможность оценивать *многолетние* изменения климатически значащих параметров COA методами спутниковой СВЧ-радиометрии. Данная задача является предметом исследований, проводимых в рамках Всемирной программы исследований климата (ВПИК) и Международной геосферно-биосферной программы (МГБП), а также относится к одному из приоритетных разделов международного проекта CLIVAR (Climat Variability and Predictability) [7-12].

В данном разделе иллюстрируются возможности использования долговременных измерений СВЧ-радиометра SSM/I метеорологических спутников DMSP для анализа межгодовой изменчивости ряда климатически значащих параметров, таких как среднемесячные величины скорости ветра в приводном слое атмосферы (приводного ветра), общего влагосодержания

атмосферы и количества осадков в период 1988–1998 гг. Исследована связь среднемесячных значений яркостной температуры в миллиметровом и сантиметровом диапазонах длин волн и вертикальных турбулентных потоков тепла на границе раздела океана и атмосферы. В качестве объектов исследования выбраны Норвежско-Гренландская, Ньюфаундлендская и Гольфстримская ЭАЗО Северной Атлантики, находящиеся в русле Гольфстримского и Северо-Атлантического течений, которые оказывают сильное влияние на формирование погодных условий и климатических характеристик на территории Европы и европейской части России. Кроме того, обсуждаются и более общие вопросы: может ли собственное СВЧ-излучение атмосферы, измеряемое метеорологическими спутниками, служить непосредственной характеристикой интенсивности ее теплового взаимодействия с поверхностью океана на многолетних временных масштабах; можно ли обойтись при этом без измерений в более длинноволновой области спектра излучения СОА (4 ÷ 5 см), специально используемой для определения температуры поверхности океана на спутниках океанографического профиля?

7.3.2. Исходные спутниковые и океанические архивные данные.

В наших исследованиях были использованы архивные данные измерений многоканального радиометра SSM/I спутников F08, F10, F11, F12 и F13 за период с 1988 по 1996 гг., полученные из Маршалльского центра космических полетов (MSFC) (первичные телеметрические данные в форматах SSM и HDF – более 200 Гбайт информации в заархивированном виде). Для определения яркостных температур СОА для каждого канала радиометра выполнено преобразование телеметрических данных в значения антенных температур на основе абсолютной калибровки параметров антенно-фидерного тракта и коэффициента усиления радиометра. Затем путем параметризации интегрального уравнения сглаживания с учетом реальных параметров антенной системы проведено преобразование антенных температур в яркостные температуры СОА. На обоих этапах использовались алгоритмы, разработанные в [7-13].

Помимо данных Маршалльского центра, в работе дополнительно использованы архивы за 1997–1998 гг., переданные Центром программных исследований (современный статус – НТЦ «Космонит» ОАО «Российские космические системы») в виде среднесуточных значений ЯТ с пространственным разрешением 0,5 x 0,5° в формате HDF.

На следующем этапе из глобального массива яркостных температур выделены фрагменты, соответствующие «областям интересов», которыми в нашем случае являются акватории Северной Атлантики, занимаемые Норвежско-Гренландской, Ньюфаундлендской и Гольфстримской ЭАЗО (рис. 7.4). Далее были сформированы ряды текущих (ежесуточных) и среднемесячных значений ЯТ в период с 1988 по 1998 гг. для витков спутников DMSP, проходящих через более локальные области (квадраты 0,5 x 0,5°). Их центры совмещены с судовыми станциями (кораблями) погоды М (MIKE – 66° с. ш., 2° в. д.), D (DELTA – 44° с. ш., 41° з. д.) и Н (HOTEL – 38° с. ш., 71° з. д.). Данные океанографических и метеорологических измерений в этих

областях наиболее многочисленны, регулярны, надежны и, следовательно, наиболее привлекательны для интерпретации и валидации данных спутниковых СВЧ-радиометрических измерений.

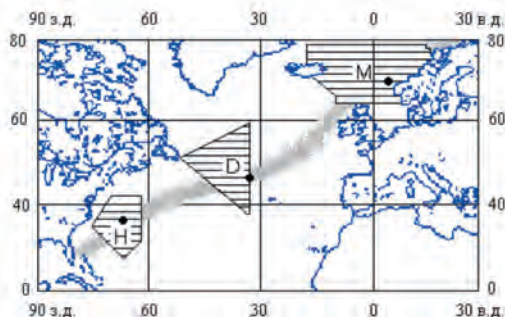


Рис. 7.4. Расположение Гольфстримской (Н), Ньюфаундлендской (D) и Норвежско-Гренландской (M) ЭАЗО относительно течения Гольфстрим и Северо-Атлантического течения

На этом этапе использованы отечественные табличные и картографические архивы Гидрометцентра и Министерства обороны СССР [7-1, 7-2], а также современный постоянно обновляемый электронный архив NCEP/NCAR, включающий данные многолетних исследований в таких отраслях, как океанография, климат и погода, гидрология и гляциология, биогеохимия и др. [7-14]; выборочные материалы этого архива объемом около 600 Мбайт за период 1982–1994 гг. предоставлены Институтом океанологии им. П.П. Ширшова РАН. В перечисленных архивах наибольший интерес для нас представляют пространственно усредненные среднемесячные (ежегодные и климатические) значения следующих параметров океана и атмосферы: скорости приводного ветра V ; общего влагосодержания атмосферы Q ; интегрального водозапаса облаков W ; количества осадков R ; интенсивность вертикальных турбулентных потоков явного (q_h), скрытого (q_c) и суммарного (q_{hc}) тепла на границе раздела океана и атмосферы.

Из архивных данных были выделены фрагменты, относящиеся к Норвежской, Ньюфаундлендской и Гольфстримской ЭАЗО Северной Атлантики; непосредственно или путем интерполяции определены значения параметров V , Q , R , q_h , q_c , q_{hc} в точках М, D и Н.

7.3.3. Яркостная температура как прямая характеристика тепловых потоков и их изменчивости.

На основе измерений радиометра SSM/I ИСЗ F08, F10, F11, F12, F13 были получены оценки текущих (суточных) и среднемесячных значений скорости приводного ветра, общего влагосодержания атмосферы и количества осадков в областях М, D и Н Северной Атлантики с января 1988 г. по декабрь 1998 г. (за исключением промежутка с января 1991 г. по июнь 1992 г., поскольку первичные данные за этот период оказались недоступными для обработки). В качестве иллюстрации на рис. 7.5 приведены спут-

никовые СВЧ-радиометрические оценки сезонных и межгодовых вариаций параметров V , Q , и R в Норвежско-Гренландской ЭАЗО (области М). При этом использованы алгоритмы [7-4, 7-5, 7-6], основанные на регрессионных соотношениях между яркостной температурой COA, измеряемой каналами радиометра SSM/I, и параметрами V , Q , R , апробированные на материалах многолетних судовых и спутниковых наблюдений в различных физико-географических зонах Мирового океана. Гарантированная точность спутниковых СВЧ-радиометрических оценок перечисленных параметров (в терминах абсолютных погрешностей) составляет, 2 м/с, 0,02 г/см² и 5 мм/час, соответственно. Отмечается хорошее соответствие между усредненными за период 1988–1998 гг. спутниковыми оценками среднемесячных значений скорости приводного ветра и среднегодовыми (1953–1974 гг.) данными ВНИИГМИ-МЦД [7-2]. Коэффициент корреляции между ними для областей М, D, Н варьирует от 0,84 до 0,88. В качестве примера на рис. 7.6 представлены те и другие оценки параметра V , а также параметра Q .

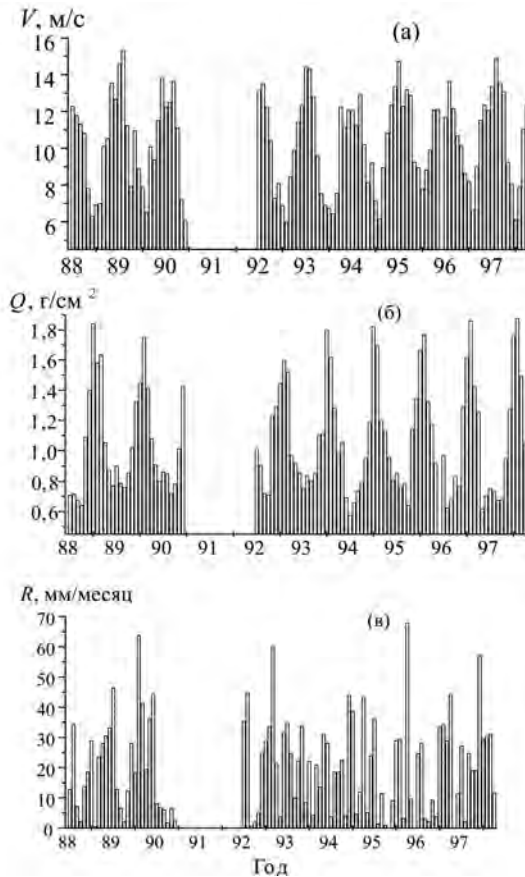


Рис. 7.5. Сезонная и межгодовая изменчивость среднемесячных значений скорости приводного ветра (а), общего влагосодержания атмосферы (б) и количества осадков (в) в области М Северной Атлантики по данным радиометра SSM/I за период 1988–1998 гг.

Наблюдается также и согласие между вариациями СВЧ-радиометрических оценок скорости ветра и соответствующими значениями параметра V из архива NCEP/NCAR (для всех НИСП). Однако существует различие между их абсолютными значениями, которое составляет $3 \div 4$ м/с. Если в данном случае полагаться на архивы ВНИИГМИ-МЦД, то оценки скорости приводного ветра, заимствованные из архива NCEP/NCAR представляются заниженными ровно на эту величину. Примечательно хорошее совпадение данных спутниковых и прямых измерений среднемесячных значений ОВА. На наш взгляд, причиной этого является активное использование в последние годы в архиве NCEP/NCAR данных современных спутниковых СВЧ-радиометрических измерений.

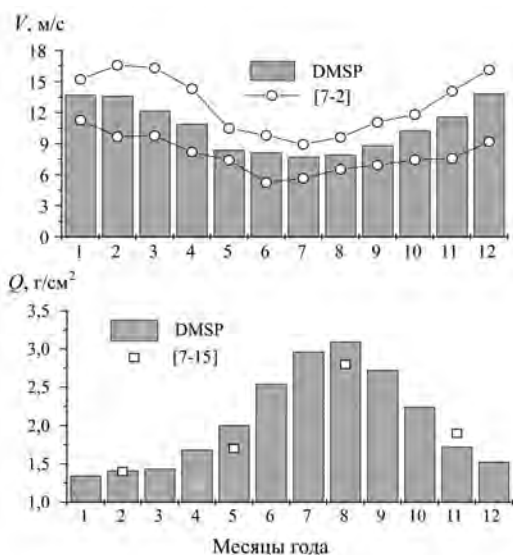


Рис. 7.6. Сезонная динамика среднемесячных значений скорости ветра (а) и общего влаго-содержания атмосферы (б) по данным десятилетних измерений радиометра SSM/I в Ньюфаундлендской ЭАЗО

Проанализирована возможность использования среднемесячных значений яркостной температуры COA, полученных с помощью радиометра SSM/I, в качестве прямых характеристик внутри- и межгодовой изменчивости ее климатически значащих параметров (табл. 7.4).

При анализе многолетних СВЧ-радиометрических измерений с ИСЗ серии DMSP отчетливо прослеживаются некоторые особенности межгодовой динамики ЯТ (см. табл. 7.4). В частности, можно сделать вывод о том, что интенсивность ее вариаций в различных каналах радиометра SSM/I заметно растет по мере перемещения от северных к южным акваториям Северной Атлантики (от Норвежской до Гольфстримской ЭАЗО). Данные табл. 7.4 указывают на потенциальную возможность применения спутниковых СВЧ-радиометрических методов для анализа внутри- и межгодовой изменчивости ЯТ, а также использования этих данных с целью определения ее основных климатически значащих параметров.

Т а б л и ц а 7.4. Внутригодовая изменчивость среднемесячных значений ЯТ [К] в областях М, D и H для различных каналов радиометра SSM/I по данным многолетних наблюдений

М

Год	канал радиометра						
	85V	85H	37V	37H	22V	19V	19H
1988	8,7	14,6	4,9	8,0	11,9	6,1	9,4
1989	–	19,7	5,3	11,0	14,4	5,6	10,1
1990	–	28,1	8,7	13,2	19,3	9,3	13,9
1992	13,2	24,9	8,1	11,7	15,9	8,5	13,1
1994	6,5	12,7	3,5	8,2	14,1	6,0	7,1
1996	16,2	34,6	37,8	29,1	22,8	47,6	23,2
1997	16,0	25,3	7,6	12,0	18,8	8,8	13,0
1998	14,9	29,1	7,6	12,6	20,9	9,2	14,2

D

Год	канал радиометра						
	85V	85H	37V	37H	22V	19V	19H
1988	11,8	21,8	6,6	9,3	14,3	8,7	12,6
1989	–	23,3	6,3	10,8	23,6	9,1	12,4
1990	–	30,7	9,8	12,7	29,7	15,6	22,1
1992	10,3	28,3	11,7	23,2	20,6	13,0	22,6
1994	13,3	23,8	8,3	11,3	21,6	11,6	17,8
1996	19,2	20,0	12,1	34,2	24,2	18,8	45,1
1997	18,0	36,0	10,3	20,9	27,5	13,5	21,2
1998	18,3	26,6	7,5	14,7	29,6	12,8	19,4

H

Год	канал радиометра						
	85V	85H	37V	37H	22V	19V	19H
1988	12,4	22,2	5,8	8,5	19,2	9,4	14,9
1989	–	26,2	7,2	16,2	33,5	19,5	25,5
1990	–	37,2	13,5	20,5	35,4	20,2	31,3
1992	16,1	32,0	11,1	17,8	28,6	6,7	25,7
1994	21,1	44,2	16,6	27,0	36,8	25,3	36,5
1996	16,3	19,0	10,7	19,1	27,9	15,2	24,3
1997	18,5	33,0	10,0	19,7	31,1	16,7	24,6
1998	21,2	40,5	10,7	20,0	33,7	20,0	29,1

Выполнен анализ межгодовой изменчивости среднемесячных значений ЯТ в областях М, D и H для канала 22V радиометра SSM/I – в линии поглощения водяного пара атмосферы (1,35 см), которая, как было показано в [7-16, 7-17], принадлежит к одному из наиболее информативных участков СВЧ-спектра при исследовании теплового взаимодействия океана и атмосферы на синоптических временных масштабах. Выявлена прямая связь между среднемесячными значениями яркостной температуры COA и вертикальными турбулентными потоками суммарного (явного и скрытого) тепла на границе раздела океана и атмосферы в данных областях (рис. 7.7).

Если принять во внимание результаты линейного регрессионного анализа между среднемесячными значениями ЯТ в каналах 22V, 19V, 19H радиометра и потоков суммарного тепла на ее границе, можно определенно гово-

речь о возможности использования радиометра SSM/I для оценки внутри- и межгодовой изменчивости характеристик теплового взаимодействия океана и атмосферы в Северной Атлантике (рис. 7.8).

7.3.4. Обсуждение результатов.

Полученные результаты заслуживают отдельного обсуждения, поскольку традиционно считается, что для восстановления тепловых потоков на границе раздела океана и атмосферы необходимо опираться не только на результаты метеорологического зондирования СОА, но и на оценки температуры поверхности океана, которые обычно получают со спутников либо в области $3 \div 8$ см СВЧ-диапазона, либо в области $8 \div 12$ мкм ИК-диапазона, отсутствующих в радиометре SSM/I. Впервые подобный вопрос возник при анализе роли различных параметров океана и атмосферы в формировании связи между яркостной температурой и тепловыми потоками на *синоптических* временных масштабах в СОА [7-18], когда выяснилось, что вклад температуры поверхности океана в этом случае минимален по сравнению с параметрами атмосферы. Благодаря дискуссиям со специалистами Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (В.Н. Пелевиным и С.В. Переслегиным) удалось понять и объяснить полученный результат инерцией теплового режима поверхности океана по отношению к быстропеременным тепловым и динамическим процессам в атмосфере, свойственным синоптическим временным масштабам.

Эту особенность, наблюдаемую на более продолжительных периодах времени, где явно сказывается влияние на СВЧ-радиационные характеристики СОА внутри- и межгодовой изменчивости ТПО, можно объяснить в первом приближении закономерностями, свойственными процессами вертикального переноса тепла и влаги на границе раздела океана и атмосферы. Согласно этим закономерностям, чем больше среднемесячная величина ТПО t_n , тем больше среднемесячная величина температуры контактного с водной поверхностью приводного слоя атмосферы t_a , и наоборот. Можно предположить, что вариации разностей этих параметров не столь сильно влияют на формирование поверхностных тепловых потоков и их количественные оценки по сравнению с параметром t_a и тесно связанным с ним общим влагосодержанием атмосферы – параметром Q .

Горизонтальный перенос тепла и влаги в атмосфере может сильно искажать соотношения между этими параметрами на синоптических масштабах (особенно в циклонических ситуациях), но при среднемесячных масштабах временного усреднения корреляционная связь между параметрами t_n и t_a является достаточно устойчивой. Например, соотношение между этими параметрами в виде $t_a = 1,03 t_n - 1,32$ используется в [7-19] для определения потоков тепла и влаги на поверхности океана в рамках проекта J-OFURO (Japanese Ocean Flux Data Sets with Use of Remote Sensing Observations). Этот вопрос требует дальнейшего изучения, ответ на него важен как с научной точки зрения (какие факторы первичны в процессах крупномасштабного теплового взаимодействия океана и атмосферы), так и практической (насколько эффективно использование метеорологических спутников для анализа интенсивности и динамики тепловлагообмена в СОА на многолетних масштабах).

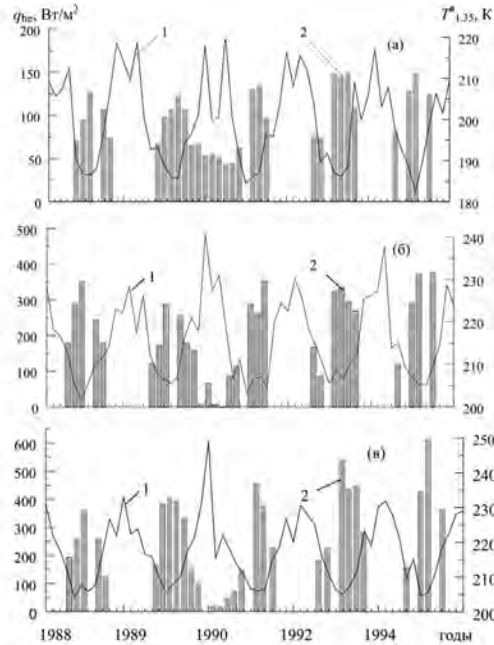


Рис. 7.7. Результаты сопоставления среднемесячных значений q_{hec} (1) и $T_{1,35}^1$ (2) для областей М (а), D (б), Н (в) Северной Атлантики за период 1988–1996 гг.

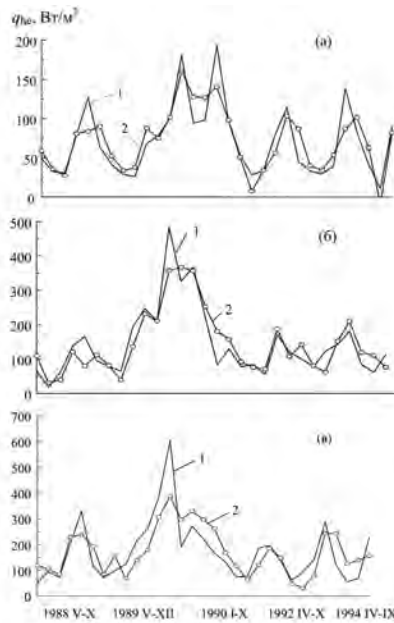


Рис. 7.8. Результаты регрессионного анализа судовых измерений среднемесячных потоков суммарного тепла (1) и их спутниковых оценок, полученных по данным каналов 22V, 19V, 19H радиометра SSM/I (2), для областей М (а; коэффициент корреляции $r = 0,86$), D (б; $r = 0,90$) и Н (в; $r = 0,78$) Северной Атлантики

7.4. Оценки многолетних вариаций тепловых потоков в Северной Атлантике по данным измерений радиометра AMSR-E спутника EOS Aqua [7-20]

7.4.1. Содержание задачи.

В предыдущем разделе приведены результаты, свидетельствующие о существовании тесной связи между среднемесячными значениями поверхностных потоков суммарного (явного и скрытого) тепла в Норвежско-Гренландской, Ньюфаундлендской и Гольфстримской ЭАЗО в период 1988–1994 гг. (из данных архива NCEP/NCAR) и яркостной температуры COA в этих зонах, измеренной радиометром SSM/I с метеорологических спутников серии DMSP в области резонансного излучения водяного пара атмосферы 1,35 см (22,2 ГГц).

В данном разделе оцениваются возможности использования данных долговременных СВЧ-радиометрических измерений радиометра AMSR-E океанографического спутника EOS Aqua для оценки поверхностных потоков суммарного тепла в указанных ЭАЗО Северной Атлантики, проводя их сравнение с данными глобального архива OAFflux (Objectively Analyzed Air-sea Heat Fluxes) в период 2003–2011 гг. Данный архив включает постоянно наращиваемые с 1958 года, обновляемые дважды в год данные о среднемесячных значениях потоков явного и скрытого (латентного) тепла, испарениях в Мировом океане, а также о связанных с ними метеорологических параметрах: температуре поверхности океана, температуре, влажности и скорости ветра в приземном слое воздуха (с 1985 года архив стал дополняться сведениями об этих параметрах с суточным разрешением) [7-21].

Отдельной задачей работы является анализ эффективности совместного использования частотных каналов радиометра AMSR-E 23,8 и 18,7 ГГц, чувствительных к температурным и влажностным характеристикам водяного пара атмосферы, с его более низкочастотными каналами 10,65 и 6,9 ГГц, чувствительным к температуре поверхности океана.

7.4.2. Результаты прямого сопоставления данных AMSR-E и OAFflux.

Радиометр AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer) спутника EOS Aqua, запущенного в мае 2002 г., представляет собой 10-канальную сканирующую систему, измеряющую яркостную температуру атмосферы и подстилающей поверхности на частотах 6,9; 10,65; 18,7; 23,8; 36,5 и 89 ГГц на горизонтальной и вертикальной поляризациях [7-22]. Глобальное покрытие Земли обеспечивается им за трое суток; за двое суток осуществляется обзор 98,8 % ее поверхности, что позволяет получать надежные оценки среднемесячных значений ЯТ. Пространственное разрешение каналов радиометра AMSR-E (от 10 до 70 км в зависимости от длины волны) хорошо соответствует одноградусной сетке усреднения потоков явного и скрытого тепла архива OAFflux. Архив OAFflux не является чистым продуктом кон-

тактных (буйковых, судовых) измерений океанографических и метеорологических параметров, в нем широко используются спутниковые оценки температуры поверхности океана (по данным измерений ИК-радиометра AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) и СВЧ-радиометра AMSR-E), влажности приводного воздуха (по оценкам общего влагосодержания атмосферы с помощью радиометра SSM/I), скорости приводного ветра (по данным измерений радиометров SSM/I и AMSR-E и скаттерометра SeaWinds спутника QuikSCAT) [7-23].

Сопоставление среднемесячных данных AMSR-E и OAFflux выполнено в локальных областях Северной Атлантики M, D и H, относящихся к Норвежско-Гренландской, Ньюфаундлендской и Гольфстримской ЭАЗО. Данные области, находящиеся под постоянным влиянием течения Гольфстрим и Северо-Атлантического течения, характеризуются значительной синоптической и сезонной изменчивостью океанографических и метеорологических параметров, а также поверхностных потоков тепла и влаги.

На рис. 7.9 представлены вариации среднемесячных значений поверхностных потоков суммарного тепла и яркостной температуры на длине волны 1,26 см (23,8 ГГц) на горизонтальной поляризации в период 2003–2011 г. для областей M, D и H Северной Атлантики. Картина межгодовой изменчивости среднемесячных значений ЯТ на вертикальной поляризации сходна с приведенной на рис. 7.9, отличаясь от нее лишь численным диапазоном вариаций.

Иллюстрируемые результаты подтверждают обнаруженную в [7-11] тесную связь между сезонными и межгодовыми вариациями среднемесячных значений тепловых потоков на поверхности океана и яркостной температуры COA в частотной области резонансного излучения водяного пара атмосферы.

Более полное представление об устойчивости соотношений между тепловыми и СВЧ-излучательными характеристиками COA можно получить при рассмотрении множественных регрессий между среднемесячными значениями параметра q_{hc} и ЯТ тех частотных каналов радиометра AMSR-E, которые несут информацию не только о тепловых процессах на границе раздела океана и атмосферы, но и о других характеристиках атмосферы (облачности, осадках). Такими каналами могут служить не только канал 23,8 ГГц, но и ряд других каналов радиометра.

7.4.3. Результаты регрессионного анализа.

Выполнен анализ линейных регрессий между 9-летними рядами среднемесячных значений поверхностных потоков суммарного тепла в областях M, D и H, выделенных из архива OAFflux, и яркостной температуры COA в этих областях, измеренных различными каналами радиометра AMSR-E. На рис. 7.10 представлены зависимости коэффициента корреляции между архивными данными q_{hc} и их оценками q_{hc}^* , полученными в виде линейных комбинаций яркостной температуры T^x для различных пар радиометрических каналов:

$$q_{hc}^* = k_i T_i^x + k_j T_j^x; i, j = 1, 10, i \neq j. \quad (7.1)$$

Спутниковая СВЧ-радиометрия тепловых и динамических процессов на поверхности океана и в атмосфере

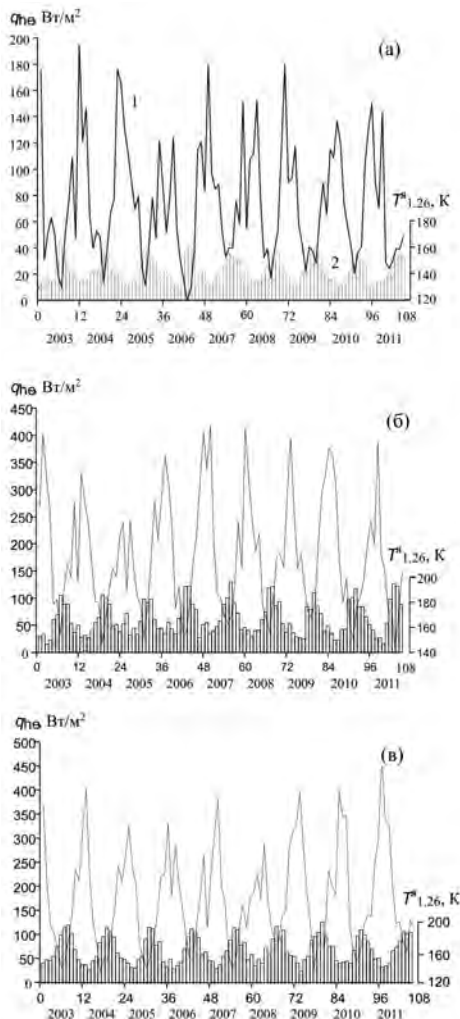


Рис. 7.9. Среднемесячные значения поверхностных потоков суммарного тепла q_{hc} (1) и яркостной температуры, измеряемой радиометром AMSR-E $T_{1.26}^b$ на горизонтальной поляризации (2) в период 2003–2011 гг. в Норвежско-Гренландской (а), Ньюфаундлендской (б) и Гольфстримской (в) ЭАЗО

Коэффициенты k_i , k_j определяются из условия минимума среднеквадратичной разности (невязки) между 9-летними рядами среднемесячных значений q_{hc} и q_{hc}^* .

Выделены частотные интервалы, обеспечивающие максимальные значения коэффициента корреляции между тепловыми потоками и их спутниковыми оценками. По горизонтальным осям используются следующие обозначения каналов радиометра: 1 – 06H (6,9 ГГц, ГП); 2 – 06V (6,9 ГГц, ВП); 3 – 10H (10,65 ГГц, ГП); 4 – 10V (10,65 ГГц, ВП); 5 – 18H (18,7 ГГц, ГП); 6 – 18V (18,7 ГГц, ВП); 7 – 23H (23,8 ГГц, ГП); 8 – 23V (23,8 ГГц, ВП); 9 – 36H (36,5 ГГц, ГП); 10 – 36V (36,5 ГГц, ВП). Каналы 89H и 89V радиометра AMSR-E в регрессионном анализе не участвуют.

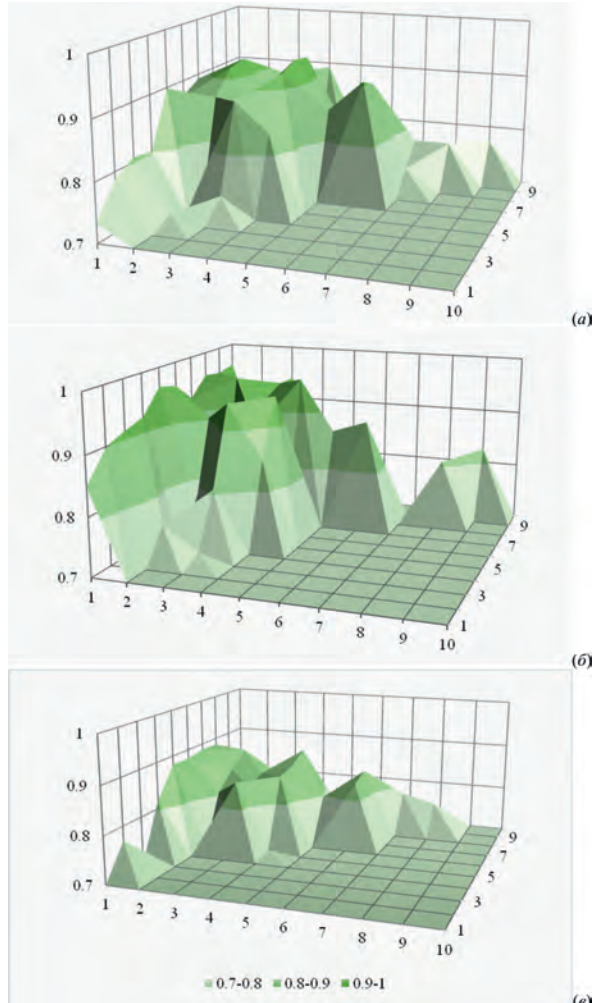


Рис. 7.10. Коэффициент корреляции между среднемесячными значениями поверхностных потоков суммарного тепла и их спутниковыми оценками для различных пар каналов радиометра AMSR-E: (а) – область М, (б) – область D, (в) – область Н.

Из приведенных иллюстраций следует, что наиболее высокая точность воспроизведения межгодовых вариаций среднемесячных потоков суммарного тепла в виде попарных линейных комбинаций измерений ЯТ достигается с использованием каналов радиометра AMSR-E, чувствительных к водяному пару атмосферы и температуре поверхности океана.

Таблица 7.5 дает более детальное представление о наиболее информативных для определения среднемесячных значений тепловых потоков каналах радиометра AMSR-E, обеспечивающих наименьшую невязку между архивными данными и их спутниковыми оценками.

Невязка d достигает минимума при использовании пар каналов 23V и 10V, 18H и 06H радиометра AMSR-E одновременно для всех рассматриваемых областей Северной Атлантики, несмотря на их сильные зональные и

сезонные различия в характере и интенсивности процессов теплообмена между океаном и атмосферой. Ее абсолютные значения составляют для этих пар $15,8 \div 20,2$ Вт/м² (область М), $27,8 \div 30,2$ Вт/м² (область D) и $49 \div 49,5$ Вт/м² (область Н) при предельных значениях вариаций среднемесячных потоков суммарного тепла q_{hc} в этих областях, соответственно, 189,9; 413,8 и 448,1 Вт/м², т.е. $8,7 \div 10,6$ %; $6,7 \div 7,3$ % и $10,9 \div 11$ % в относительном выражении.

Сопоставление результатов регрессионного анализа рядов среднемесячных значений потоков суммарного тепла из архива OAFflux и яркостной температуры радиометра AMSR-E за 2003–2011 гг. с результатами анализа рядов данных NCEP/NCAR и радиометра SSM/I за 1988–1994 гг. в областях М, D и Н показывает, что коэффициенты корреляции и между архивными и спутниковыми оценками тепловых потоков в первом случае (0,93; 0,96 и 0,89, соответственно) существенно выше по сравнению со вторым (0,86; 0,90 и 0,78). Это обстоятельство обусловлено наличием в составе измерительных средств радиометра AMSR-E не только каналов 23,8 и 18,7 ГГц, чувствительных к температурным и влажностным характеристикам водяного пара атмосферы, но и каналов 10,65 и 6,9 ГГц, чувствительных к температуре поверхности океана, отсутствующих в радиометре SSM/I. Парадокс, отмеченный в [7–11], – тесная связь среднемесячных значений поверхностных потоков тепла (зависящих от тепловых свойств не только приводного воздуха, но и водной поверхности) и яркостной температуры СОА в резонансной линии излучения атмосферного водяного пара 1,35 см – объясняется существованием статистически значимой зависимости «видимого» в этой линии радиометрами общего влагосодержания атмосферы от температуры поверхности океана на таких масштабах временного усреднения.

Результаты сопоставления данных измерений радиометра AMSR-E спутника EOS Aqua с данными архива OAFflux подтверждают обнаруженную ранее в [7–11] тесную связь между сезонными и межгодовыми вариациями среднемесячных значений поверхностных потоков суммарного (явного и скрытого) тепла в Норвежско-Гренландской, Ньюфаундлендской и Гольфстримской ЭАЗО Северной Атлантики и яркостной температуры СОА в этих зонах, измеренной радиометром SSM/I с метеорологических спутников серии DMSP в линии резонансного излучения водяного пара атмосферы 1,35 см.

Точность воспроизведения внутри- и межгодовых вариаций среднемесячных потоков суммарного тепла с использованием радиометра AMSR-E заметно выше по сравнению с радиометром SSM/I, что обусловлено наличием в составе его измерительных средств не только каналов 23,8 и 18,7 ГГц, чувствительных к температурным и влажностным характеристикам водяного пара атмосферы, но и каналов 10,65 и 6,9 ГГц, чувствительных к температуре поверхности океана, отсутствовавшего в радиометре SSM/I. Этот результат справедлив для всех рассматриваемых областей Северной Атлантики, несмотря на их сильные зональные и сезонные различия в характере и интенсивности процессов теплообмена между океаном и атмосферой.

Т а б л и ц а 7.5. Среднеквадратичная ошибка расхождения d (Вт/м²) между архивными и спутниковыми оценками тепловых потоков для всевозможных парных комбинаций измерений ЯТ каналами радиометра AMSR-E:

в области М

	06H	06V	10H	10V	18H	18V	23H	23V	36H	36V
06H										
06V		*		*						
10H										
10V				*						
18H					*				*	
18V		*	$d > 40$			*				
23H			$d < 40$							
23V			$d < 30$							
36H									*	
36V										

в области D

	06H	06V	10H	10V	18H	18V	23H	23V	36H	36V
06H	*									
06V		*	*	*	*		*		*	*
10H			*	*						
10V				*	*		*		*	*
18H					*	*	*		*	*
18V		*	$d > 55$			*	*		*	*
23H			$d < 55$				*	*	*	*
23V			$d < 45$					*	*	*
36H									*	*
36V										*

в области H

	06H	06V	10H	10V	18H	18V	23H	23V	36H	36V
06H	*		*							
06V		*	*	*	*				*	*
10H			*	*						*
10V				*	*				*	*
18H					*	*	*		*	*
18V		*	$d > 70$			*	*		*	*
23H			$d < 70$				*	*		*
23V			$d < 60$					*		*
36H									*	*
36V										*

Выводы к главе 7

1. Показана возможность использования данных измерений радиометра SSM/I спутника F08 серии DMSP для определения среднемесячных значений скорости приводного ветра и общего влагосодержания атмосферы, которые играют важную роль в тепловом и динамическом взаимодействии океана и атмосферы. Представлены их спутниковые СВЧ-радиометрические оценки для различных областей Северной Атлантики; показано, что они слабо зависят от степени пространственного усреднения; облачность и осадки не оказывают существенного влияния на точность их определения.

2. На основе результатов совместного анализа данных многолетних СВЧ-радиометрических измерений со спутников DMSP, EOS Aqua и архивных данных обнаружена устойчивая связь между среднемесячными значениями яркостной температуры COA в линии резонансного поглощения излучения атмосферы 1,35 см (22,235 ГГц) и среднемесячными потоками тепла и влаги на поверхности океана в Гольфстримской, Ньюфаундлендской и Норвежско-Гренландской ЭАЗО Северной Атлантики.

3. Отзывчивость собственного СВЧ-излучения системы океан-атмосфера к долговременным изменениям тепловых процессов на поверхности океана и в атмосфере в частотных областях резонансного излучения водяного пара и чувствительности яркостной температуры к температуре поверхности океана может быть положена в основу разработки регрессионных алгоритмов анализа внутри- и межгодовой изменчивости поверхностных тепловых потоков в различных районах Мирового океана с помощью СВЧ-радиометров спутников DMSP, EOS Aqua и других спутниковых систем такого класса.

Список литературы к главе 7

- 7-1. Атлас океанов. Атлантический и Индийский океаны. – М.: ГУНиО Министерства обороны СССР. 1977. 306 с.
- 7-2. Средние месячные, декадные и пентадные значения температуры воды, воздуха, разности температур «воздух-вода» и скорости ветра в отдельных районах Северной Атлантики (1953–1974 гг.). – Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД. 1979. 153 с.
- 7-3. *Кочергин В.П., Тимченко И.Е., Климок и др.* Слежение за эволюцией верхнего турбулентного слоя океана по данным измерений поверхностной температуры // Дистанционное зондирование океана. – Севастополь: МГИ АН УССР. 1982. С. 74–82.
- 7-4. *Alishouse J.C., Snyder S.A., Vongsatorn J., Ferrado R.R.* Determination of oceanic total precipitable water from the SSM/I // *J. Geophys. Res.* 1990, V. 28. No. 5. P. 811–816.
- 7-5. *Alishouse J. C., Snyder J.B., Westwater E.R., Swift C.T., Ruf C.S., Snyder S.A., Vongsatorn J., Ferrado R.R.* Determination of cloud liquid water content using the SSM/I // *J. Geophys. Res.* 1990. V. 28, No. 5. P. 817–821.
- 7-6. *Goodberlet M.A., Swift C.T., Wilkerson. J.C.* Ocean surface wind speed Measurements of the Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) // *IEEE Trans. on Geosc. and Remote Sens.* 1990. V. 28. No. 5. P. 823–828.
- 7-7. *Liu W.T.* Moisture and latent heat flux variabilities in the tropical Pacific derived from satellite data // *J. Geophys. Res.* 1988. V. 93. No. 6. P. 6749–6760.
- 7-8. *Гранков А.Г., Мильшин А.А.* Исследование взаимосвязи между термодинамическими параметрами атмосферы для обоснования возможности определения температуры ее нижнего слоя методами спутниковой СВЧ- и ИК-радиометрии. Препринт № 3 (603). – М.: ИПЭ РАН. 1995. 43 с.
- 7-9. *Бирман Б.А., Ларин Д.А., Позднякова Т.Г.* Некоторые вопросы климатологии теплообмена в энергоактивных зонах Мирового океана // *Метеорология и гидрология.* 1983. № 5. С. 79–86.
- 7-10. *Строкина Л.А.* Тепловой баланс поверхности океанов. Справочное пособие. – Л.: ГГИ. 1989. 448 с.
- 7-11. *Гранков А.Г., Мильшин А.А.* Использование радиометра SSM/I спутников DMSP для исследования климатически значащих параметров океана и атмосферы в Северной Атлантике // *Исслед. Земли из космоса.* 2001. № 5. С. 70–78.
- 7-12. CLIVAR Initial Implementation Plan // *World Climate Research Programme. CLIVAR Scientific Steering Group.* 1998 WCRP (103), WMO/TD (869), ICPO (14).
- 7-13. *Wentz F.J.* User's Manual SSM/I Antenna Temperature Tapes (Revision 1). RSS Technical Report 120191. Remote Sensing System, Santa Rose, CA. 1991. 70 p.
- 7-14. *Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., et al.* The NCEP/NCAR Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 1996. 77. P. 437–471.
- 7-15. *Снопков В.Г.* О сезонных изменениях паросодержания над всем Атлантическим океаном / Атмосферная циркуляция и ее взаимодействие с океаном в тропических и внутритропических широтах Атлантики. – М.: Наука. 1981. С. 220–232.
- 7-16. *Гранков А.Г., Мильшин А.А.* Взаимосвязь СВЧ-излучения системы океан-атмосфера с потоками тепла и импульса на границе раздела // *Изв. АН. Физика атмосферы и океана.* 1999. Т. 35. № 5. С. 629–637.
- 7-17. *Гранков А.Г.* Об использовании резонансных областей (5 мм и 1.35 см) атмосферы для анализа ее теплового взаимодействия с океаном на основе спутниковых СВЧ-радиометрических измерений // *Журнал технической физики.* 2003. Т. 73. Вып. 7. С. 111–118.
- 7-18. *Гранков А.Г., Мильшин А.А., Новичихин Е.П.* Взаимосвязь радиояркостной температуры с интенсивностью теплового взаимодействия океана и атмосферы

(на примере эксперимента «АТЛАНТЭКС-90») // Исслед. Земли из космоса. 1998. № 3. С. 75–82.

7-19. *Kubota M., Hihara T.* Retrieval of surface air specific humidity over the ocean using AMSR-E measurements // *Sensors*. 2008, No. 8. P. 8016–8026.

7-20. *Гранков А.Г., Мильшин А.А., Новичихин Е.П.* Использование радиометра AMSR-E спутника EOS Aqua для определения среднемесячных тепловых потоков в Северной Атлантике // *Метеорология и гидрология*. 2019. № 8. С. 34–41.

7-21. <http://oaf Flux.who i.edu/>

7-22. *Kawanishi T, Sezai T, Imaoka K et al.* The Advanced Microwave Scanning Radiometer for the Earth Observing System (AMSR-E), NASDA's Contribution to the EOS for global energy and water cycle studies. *IEEE Trans Geosci Rem Sensing* 2003. V. 48. P. 173–183.

7-23. *Yu I., Jin X., Weller R.A.* Multidecade global flux datasets from the objectively analyzed air-sea fluxes (OAF flux) project: Latent and Sensible Heat Fluxes, Ocean Evaporation, and Related Surface Meteorological Variables / OAF flux Project Technical Report (OA-2008-01). Woods Hole Oceanographic Institution, Jan. 2008, 64 p.

Глава 8

Изменчивость полей потоков тепла, влаги, импульса и общего влагосодержания атмосферы в Северной Атлантике

Демонстрируется возможность использования радиометра AMSR-E спутника EOS Aqua для анализа полей среднемесячных значений поверхностных потоков явного и скрытого тепла, импульса, общего влагосодержания атмосферы в Северной Атлантике. На основе данных долговременных измерений радиометра получены оценки межгодовых и внутригодовых вариаций среднемесячных значений общего содержания водяного пара в атмосфере в Гольфстримской, Ньюфаундлендской и Норвежско-Гренландской ЭАЗО. Иллюстрируются возможности использования данных измерений различными каналами радиометра AMSR-E в качестве непосредственных характеристик теплового взаимодействия океана и атмосферы, их сезонных и межгодовых изменений.

8.1. Пространственная и сезонная изменчивость среднемесячных потоков тепла, влаги и импульса в Северной Атлантике по данным радиометра AMSR-E

8.1.1. Спутниковые архивы и их формирование.

Данные многолетних измерений радиометров SSM/I, TMI, AMSR-E, МТВЗА-ГЯ с суточным разрешением использованы нами для формирования глобальных архивов яркостных температур COA в миллиметровом и сантиметровом диапазонах длин волн, а также среднесуточных и среднемесячных значений тепловых потоков. Подробные сведения о частотных и поляризационных характеристиках каналов этих радиометров приведены в [8-1, 8-2].

Краткое описание процедуры формирования файлов ЯТ

При формировании файлов яркостной температуры реализуется суточный цикл представления информации. Файлы содержат глобальные поля яркостной температуры. На каждые сутки формируется два файла: один файл из данных на восходящих витках, другой – на нисходящих витках. Поле представляет собой глобальную прямоугольную сетку с шагом 0,5 x 0,5 градусов (массив 720 x 360 элементов). Сетка центрирована по экватору и Гринвичскому меридиану. Значения ЯТ для каждой ячейки сетки равны средним значениям ЯТ по всем пикселям, отнесенным к данной ячейке. Исходный формат файлов hdf, и для его обработки удобно использовать программный продукт HDF Explorer. На этапе предварительной обработки значения ЯТ в различных спутниковых каналах из бинарного формата преобразовывались в текстовый формат.

Описание созданных архивов яркостных температур и тепловых потоков

Перечень основных архивов, созданных в 2008 – 2011 гг. (52000 файлов объемом > 1000 Гб):

- Архив спутниковых SSM/I данных (1996–1999 гг.)
- Архив спутниковых TMI данных (1997–1999 гг.)
- Архив спутниковых AMSR-E данных (2002–2008 гг.)
- Архив среднесуточных и среднемесячных потоков (1996–1999 гг.)

Перечень основных архивов, созданных в 2012–2013 гг. (>9000 файлов объемом >200 Гб):

- Архив спутниковых SSM/I данных (2009–2011 гг.)
- Архив спутниковых TMI данных (2009–2011 гг.)
- Архив спутниковых AMSR-E данных (2009–2010 гг.)
- Архив среднесуточных и среднемесячных потоков (2009–2010 гг.)
- Архив спутниковых МТВЗА данных (11.2009–05.2010 гг.)

Начиная с 2012 г. нами осуществляется наращивание спутниковых архивов за счет применения данных измерений радиометрами SSMIS, AMSR-2 и МТВЗА-ГЯ.

8.1.2. Методика определения среднемесячных потоков явного, скрытого тепла и импульса по данным радиометра AMSR-E спутника EOS Aqua [8-3].

Отправной точкой для использования спутниковых радиометрических методов при определении основных количественных характеристик теплового взаимодействия океана и атмосферы – вертикальных турбулентных потоков явного и скрытого тепла на границе раздела СОА – являются широко используемые океанологами и метеорологами балк-формулы, характеризующие интенсивность тепло- и влагообмена между поверхностью океана и приводным слоем атмосферы в широком диапазоне временных масштабов [8-4]. Ключевыми параметрами, входящими в данные формулы, являются ТПО (температура поверхности океана), температура и влажность приводного слоя атмосферы, а также скорость приводного ветра (см. соотношения (1.1) и (1.2) в первой главе). Скорость приводного ветра, как известно [8-4], одновременно служит мерой потока импульса (см. соотношение (1.3)), который является количественной характеристикой обмена механической энергией между поверхностью океана и приводным слоем атмосферы.

Развитые в настоящее время регрессионные алгоритмы, основанные на результатах сравнительного анализа данных массовых спутниковых СВЧ-радиометрических и одновременных буйковых (станционных) измерений в различных физико-географических зонах Мирового океана в разные сезоны, позволяют получить оценки ТПО t_w и скорости приводного ветра V , а также общего влагосодержания атмосферы Q , тесно связанного с температурой t_a и удельной влажностью q приводного воздуха. Примером могут служить разработанные для радиометра AMSR-E океанографического спутника EOS Aqua алгоритмы [8-5, 8-6] в виде линейных регрессионных соотношений между температурой и удельной влажностью приводного

воздуха с яркостными температурами для различных спектральных и поляризационных каналов радиометра. Эти алгоритмы использовались нами для расчетов потоков явного и скрытого тепла.

Необходимые для расчета потоков явного и скрытого тепла и импульса значения ТПО и скорости приводного ветра для Северной Атлантики, полученные путем обработки данных измерений радиометра AMSR-E с помощью алгоритмов, заимствованы нами на сайте Remote Sensing Systems (<http://www.ssmi.com/>).

Для расчета среднемесячных потоков импульса обобщены данные [8-4, 8-7, 8-8, 8-9] о ключевом в формуле (1.3) коэффициенте сопротивления C_y в условиях маловетреной и штилевой погоды, где наблюдается наибольший разброс оценок этого коэффициента для разных источников.

Более подробные сведения о методике расчета среднемесячных значений явного, скрытого тепла и импульса по данным радиометра AMSR-E приведены в Приложении 2.

8.1.3. Изменчивость полей среднемесячных потоков явного, скрытого тепла и импульса.

Обработаны восходящие и нисходящие витки за период с ноября 2009 г. по декабрь 2010 г. в области Северной Атлантики с координатами 67° с. ш., 95° з. д. – 0° с. ш., 0° в. д. и получены суточные оценки потоков явного, скрытого тепла и импульса, затем на их основе определены среднемесячные значения потоков. 2010-й год знаменателен разливами нефти в Мексиканском заливе в апреле и аномально жарким летом на Европейской территории России.

В качестве иллюстрации на рис. 8.1 представлены результаты анализа пространственных распределений среднемесячных значений потоков явного, скрытого тепла и импульса в Северной Атлантике в ноябре 2010 г. с разрешением $0,25$ градуса по широте и долготе.

Отмечается высокая пространственная и сезонная изменчивость потоков всех типов в Северной Атлантике. Наибольшая интенсивность потоков скрытого тепла наблюдается в летний сезон, а пик приходит на июль. Повышенными значениями данного параметра характеризуется тропическая зона восточнее Кубы в весенний и летний сезоны, а также в сентябре – октябре. Эта зона относится к районам зарождения, формирования и прохождения тропических циклонов.

Сезонная особенность поведения потока импульса заключается в минимальных контрастах в летний сезон, осенне-зимний сезоны контрасты существенно возрастают.

Для потоков явного тепла наблюдается отчетливая широтная зависимость: – наиболее интенсивны потоки на севере Атлантики, их величина снижается по мере приближения к экваториальным широтам.

Результаты, иллюстрируемые на рис. 8.1, демонстрирует важный результат – возможность наблюдения из космоса течения Гольфстрим в поле потоков скрытого тепла при пространственном разрешении $0,25 \times 0,25^\circ$, которое обеспечивается современными спутниковыми СВЧ-радиометрическими средствами.

Спутниковая СВЧ-радиометрия тепловых и динамических процессов на поверхности океана и в атмосфере

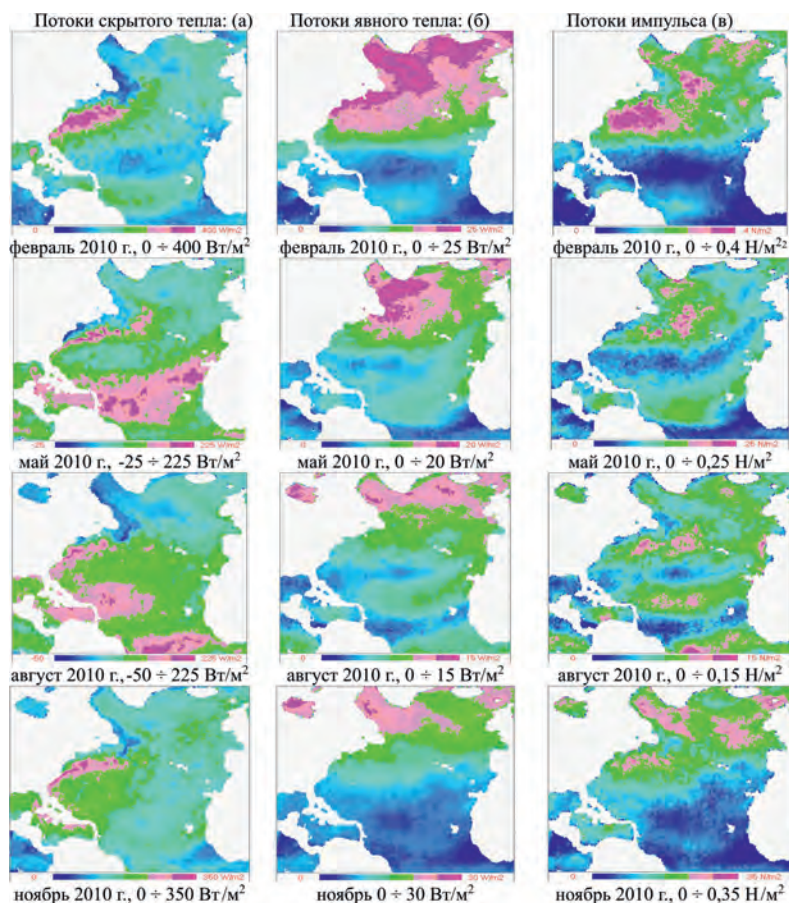


Рис. 8.1. Пространственное распределение среднеемесячных потоков скрытого (а), явного (б) тепла и импульса (в) в Северной Атлантике в 2010 г. по данным радиометра AMSR-E

Выполнен анализ пространственных распределений среднеемесячных потоков явного, скрытого тепла и импульса для штилевых и маловетренных районов Северной Атлантики, а результаты представлены на рис. 8.2.

Из рис. 8.2 следует, что относительная площадь в Северной Атлантике, занимаемая штилевыми и маловетренными зонами, зависит от сезона, заметно снижаясь с февраля к ноябрю 2010 г. Именно в этих акваториях наиболее велика неопределенность коэффициентов обмена теплом C_p , влагой C_E и коэффициента сопротивления C_v (см. Приложение 2). Из сопоставления рис. 8.1 и 8.2 видно, что вклад вариаций потоков явного, скрытого тепла и импульса в диапазоне изменения ветра от 0 до 3 м/с в вариации их значений, наблюдаемых во всем диапазоне изменений параметра V составляет в зависимости от месяца года $20 \div 35$, $30 \div 40$ и $2 \div 3$ %. Таким образом, можно ожидать, что оценки среднеемесячных потоков импульса и их пространственных распределений, полученные по данным радиометра AMSR-E, менее критичны к выбору тех или иных параметризаций по сравнению с оценками потоков явного и скрытого тепла.

Выполнено сопоставление архивных и спутниковых данных о внутригодовой изменчивости среднемесячных потоков суммарного (явного и скрытого) тепла в 2010 году в Гольфстримской Н (а), Ньюфаундлендской D (б) и Норвежско-Гренландской М (в) энергоактивных зонах Северной Атлантики (рис. 8.3). При этом использовались данные известного архива OAFflux (oaf flux.who i.edu) о среднемесячных значениях потоков явного и скрытого тепла в этих зонах в период январь – декабрь 2010 г.; а также их спутниковые СВЧ-радиометрические оценки, полученные с помощью методики, описанной в Приложении 2.

Из приведенных результатов следует, что спутниковые радиометры-сканеры типа радиометра AMSR-E могут служить эффективным инструментом изучения пространственной и сезонной динамики вертикальных турбулентных потоков тепла, влаги и импульса на границе раздела поверхности океана и атмосферы.

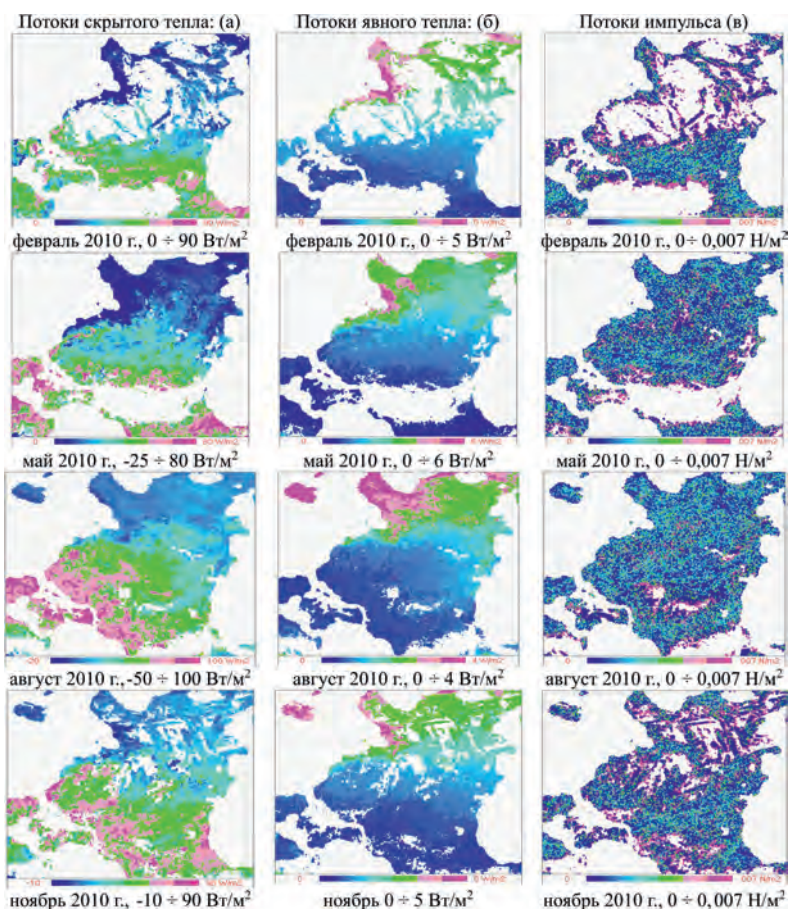


Рис. 8.2. Пространственное распределение среднемесячных потоков скрытого (а), явного (б) тепла и импульса (в) в Северной Атлантике в 2010 г. для штилевых и маловетренных зон ($V \leq 3 \text{ м/с}$). Области океана, отмеченные белым цветом, соответствуют условиям, когда среднемесячные значения скорости ветра превышают 3 м/с

Спутниковая СВЧ-радиометрия тепловых и динамических процессов на поверхности океана и в атмосфере

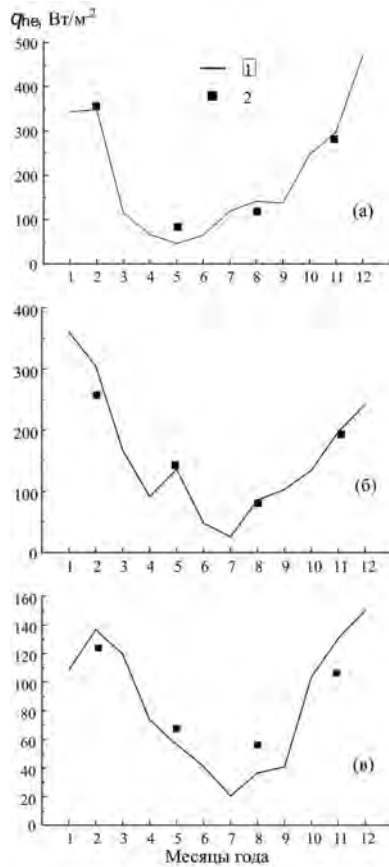


Рис.8.3. Сопоставление архивных и спутниковых данных о среднемесячных потоках суммарного тепла в 2010 г. в энергоактивных областях Н (а), D (б) и М (в) Северной Атлантике: 1 – данные архива OAFflux; 2 – спутниковые оценки (радиометр AMSR-E)

8.2. Пространственная, сезонная и межгодовая изменчивость среднемесячных значений общего влагосодержания атмосферы в Северной Атлантике по данным радиометра AMSR-E

8.2.1. Изменчивость полей среднемесячных значений ОВА в Северной Атлантике.

На сайте Remote Sensing Systems (<http://www.ssmi.com/>) приведены выборочные результаты обработки данных измерений радиометра AMSR-E спутника EOS Aqua – температуры поверхности океана, скорости приводного ветра, общего содержания водяного пара в атмосфере и ряда других параметров с помощью алгоритмов, описанных в [8-10]. На рис. 8.4 представлены заимствованные с данного сайта оценки среднемесячных значений ОВА над акваториями Северной Атлантики, играющего важную роль в тепловом взаимодействии с океаном в широком диапазоне временных масштабов – от синоптических до климатических [8-11, 8-12].

На рис. 8.4 наблюдается эффект «полосатости» картины распределения водяного пара – ясно выражена его зональная закономерность. При этом отмечается высокая контрастность этого параметра, меняющегося от 15 до 55 кг/м² в зависимости от географической широты океана и сезона года (по-

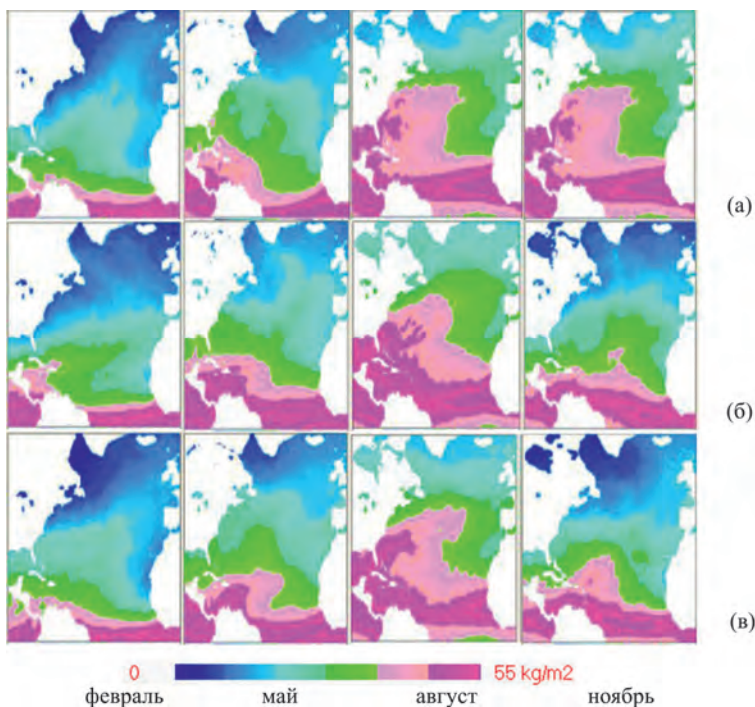


Рис. 8.4. Пространственные распределения среднемесячных значений ОВА в Северной Атлантике по данным радиометра AMSR-E в диапазоне изменений 0 ÷ 55 кг/ м² (6 цветовых градаций): (а) 2009 г. (б) – 2010 г., (в) – 2011 г.

Спутниковая СВЧ-радиометрия тепловых и динамических процессов на поверхности океана и в атмосфере

добный эффект наблюдается также для потоков явного, скрытого тепла и импульса, но он выражен не так отчетливо). Некоторые оценки изменчивости пространственно-временной изменчивости водяного пара в 2010-м году приведены ниже:

– общее влагосодержание атмосферы над всей акваторией Северной Атлантики имеет выраженный сезонный ход с максимумом в августе ($\sim 37,9$ кг/м²) и минимумом в зимний сезон ($\sim 22,9$ кг/м²).

– наблюдаются значительные изменения пара, среднеквадратичные значения которого варьируют от 11,8 до 15 кг/м²; наибольшая пространственная изменчивость наблюдается в апреле, мае и ноябре.

– распределение областей с минимальным содержанием водяного пара носит сезонный характер, минимум (1,2 кг/м²) отмечается в январе, а максимум (14,3 кг/м²) в июле.

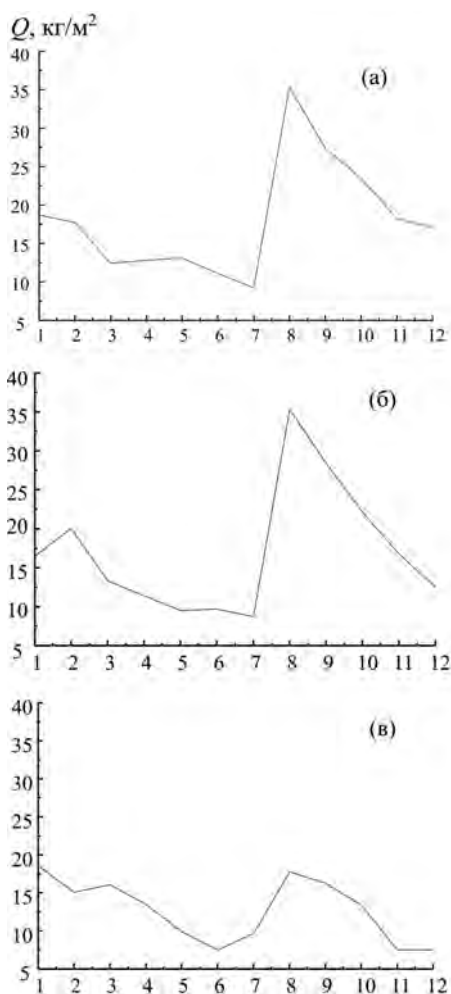


Рис. 8.5. Сезонная изменчивость среднемесячных значений ОВА Q в областях Н (а), D (б), М (в) Северной Атлантики в 2010-м году

На рис. 8.5 иллюстрируется сезонная изменчивость среднемесячных значений ОВА в 2010-м году для находящихся в русле течения Гольфстрим и Северо-Атлантического течения локальных областей (квадратов $0,5 \times 0,5^\circ$): М, D и Н, которые характеризуются наибольшей интенсивностью тепло- и влагообмена между океаном и атмосферой в Северной Атлантике.

Данные океанографических и метеорологических измерений в этих областях, обеспечиваемые судовыми станциями погоды (MIKE), (DELTA) и (HOTEL) были в свое время наиболее многочисленны и регулярны; они и сейчас привлекательны для интерпретации и валидации данных спутниковых СВЧ-радиометрических измерений.

Из приведенных выше результатов видно, что данные измерений радиометра AMSR-E спутника EOS Aqua несут информацию о характеристиках пространственной изменчивости параметра Q в энергоактивных и других областях Северной Атлантики, а также об их сезонной (*внутригодовой*) динамике; они могут быть полезными и при анализе его *межгодовой* изменчивости.

8.2.2. Межгодовая изменчивость среднемесячных значений общего влагосодержания атмосферы в Северной Атлантике.

Данные долговременных измерений радиометра AMSR-E спутника EOS Aqua с суточным разрешением использованы нами для формирования архивов среднемесячных яркостных температур COA в миллиметровом и сантиметровом диапазонах длин волн, а также общего содержания водяного пара в атмосфере над акваториями Северной Атлантики в период с 2002 по 2011 гг.

В качестве исходных данных служат файлы со значениями ЯТ, измеренных на восходящих и нисходящих витках спутника EOS Aqua и упорядоченных по прямоугольной сетке с разрешением $0,25 \times 0,25^\circ$, центрированной по экватору и Гринвичскому меридиану. Файлы содержат результаты обработки данных измерений радиометра AMSR-E в период 2002–2011 гг.; позже эти файлы были дополнены результатами обработки данных измерений радиометра SSM/I спутников DMSP F08, F10, F11, F12, F13 и F14 за период 1988–2001 гг. [8-13, 8-14, 8-15].

На основе данных материалов получены оценки вначале среднесуточных, затем и среднемесячных значений ОВА над Северной Атлантикой с пространственным разрешением $0,25$ градуса по широте и долготе. Наиболее детально рассмотрена временная динамика водяного пара в районах областей М, D и Н, относящихся к Норвежской, Ньюфаундлендской и Гольфстримской ЭАЗО, соответственно, а результаты представлены на рис. 8.6.

Заметен эффект наращивания количества водяного пара в период 1996–2005 гг. Увеличение средних за год значений параметра Q за этот период в областях М, D, Н составило 1,0; 1,1 и 1,5 кг м^{-2} , соответственно. Для сравнения заметим, что согласно последним оценкам [8-16] вариации водяного пара в атмосфере в этот же период составляют $0,3 \div 0,5 \text{ кг м}^{-2}$ по версиям GOME-SCIAMCHY (Global Ozone Monitoring Experiment-SCanning Imaging Absorption spectrometer for Atmospheric CHartographY) и HOAPS (Hamburg Ocean Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite Data).

Спутниковая СВЧ-радиометрия тепловых и динамических процессов на поверхности океана и в атмосфере

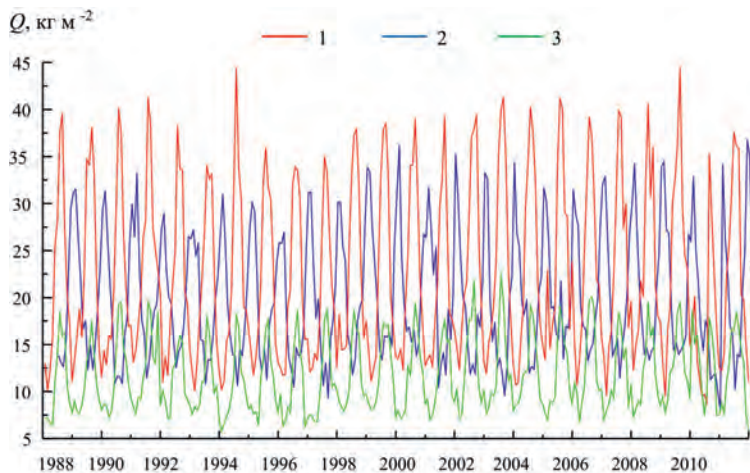


Рис. 8.6. Многолетние изменения среднемесячных значений Q в областях Н (1), D (2), М (3) Северной Атлантики

Рис. 8.7 иллюстрирует изменчивость среднемесячных оценок ОВА в Гольфстримской, Ньюфаундлендской и Норвежско-Гренландской ЭАЗО в период 1992–2011 гг.

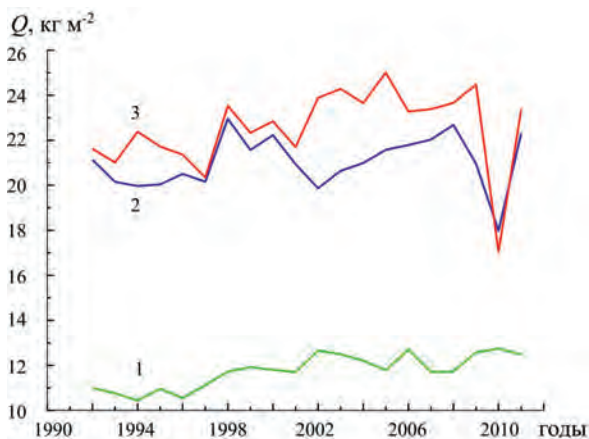


Рис. 8.7. Спутниковые СВЧ-радиометрические оценки изменений значений среднегодового содержания водяного пара в атмосфере в областях М (1), D (2), Н (3) Северной Атлантики в период 1992–2011 гг.

На рисунке отчетливо выделяются участки, характеризующиеся резким снижением водяного пара в 2010 г. (области Н и D Северной Атлантики), когда произошли обильные нефтяные разливы в Мексиканском заливе.

8.3. Яркостная температура как характеристика теплового взаимодействия океана и атмосферы в русле течения Гольфстрим

8.3.1. Анализ сезонной изменчивости яркостной температуры в областях Н и D течения Гольфстрим.

Проведен анализ сезонной изменчивости среднемесячных значений ЯТ, измеренных каналами радиометра AMSR-E в различных областях Северной Атлантики, находящихся в русле течения Гольфстрим и Северо-Атлантического течения. На рис. 8.8 и 8.9 представлены результаты анализа для Гольфстримской (Н) и Ньюфаундлендской (D) ЭАЗО для каналов радиометра 10V (2,82 см) и 23V (1,26 см).

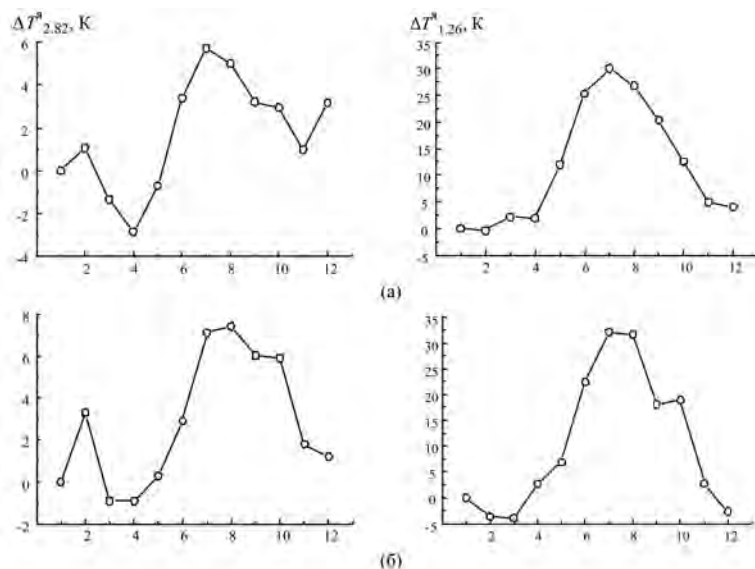


Рис. 8.8. Вариации среднемесячных значений ЯТ на длинах волн 2,82 см и 1,26 см для области Н: 2010 г. (а); 2005 г. (б)

Яркостная температура, измеряемая каналом 10V в области относительной радиопрозрачности атмосферы, тесно связана с величиной температуры поверхности океана, а данные измерений канала 23V в области поглощения (собственного радиоизлучения) в водяном паре атмосферы несут информацию о ее тепловых (температурных и влажностных) характеристиках. Выбор каналов типа V обусловлен тем, что собственное СВЧ-излучение системы океан-атмосфера на вертикальной поляризации по сравнению с каналами типа Н (измеряющими яркостную температуру COA на горизонтальной поляризации) менее критично к ветровому состоянию (степени шероховатости) поверхности океана; здесь лучше проявляются именно тепловые свойства системы на фоне других ее характеристик.

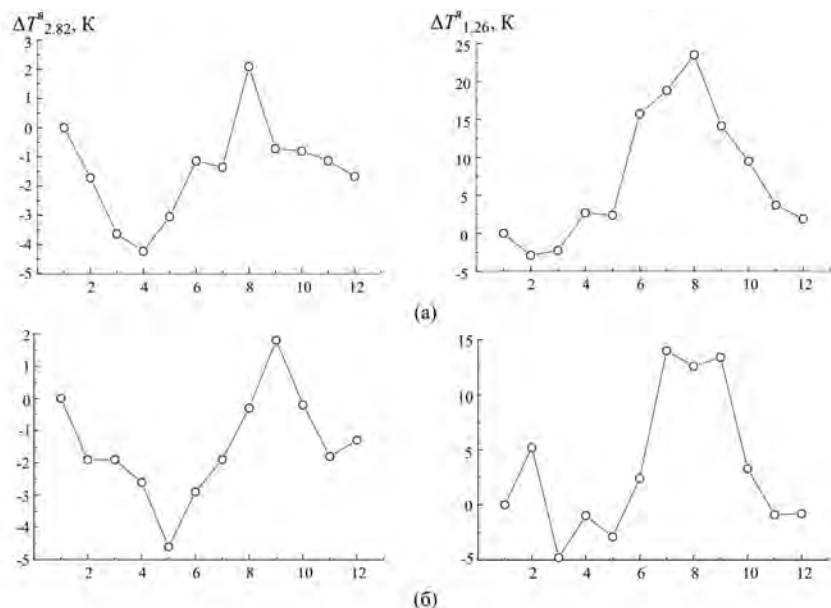


Рис. 8.9. Вариации среднемесячных значений ЯТ на длинах волн 2,82 см и 1,26 см для области D: 2010 г. (а); 2005 г. (б)

Из иллюстраций видно, что максимальные изменения (размах) сезонных вариаций среднемесячных значений яркостной температуры СОА на длине волны 2,82 см варьирует от 7 Кельвинов (в области D) до 9 Кельвинов (в области H) и от 20 ÷ 30 до 30 ÷ 35 Кельвинов, соответственно, на длине волны 1,26 см.

Проведен анализ сезонной изменчивости среднемесячных значений ЯТ, измеренной каналом 6,9V (длина волны 4,35 см, вертикальная поляризация) радиометра AMSR-E в областях H и D в 2010-м году. В апреле этого года произошел аварийный разлив нефти в нефтедобывающих районах Мексиканского залива, послуживший причиной частичной блокады транспорта тепла течения Гольфстрим к побережью Европы. Этот эффект был обнаружен Д. Зангари из Института Фраскати по данным спутниковых ИК-радиометрических измерений.

Как известно, яркостная температура на длине волны 4,35 см еще более тесно связана с величиной ТПО по сравнению с длиной волны 2,82 см: некоторые возмущения в соотношениях между параметрами $T_{3,45}^n$ и t_n наблюдаются в штормовых условиях и при мощной облачности, однако частота таких природных ситуаций невелика [8-17]. На рис. 8.10 представлены вариации среднемесячных значений $\Delta T_{3,45}^n$ и Δt_n в областях Северной Атлантики H и D в 2010 году. В качестве их точек отсчета приняты минимальные значения ЯТ на длине волны 3,45 см и ТПО для области D Северной Атлантики, которые эти параметры достигали в августе 2010 г. Оценки ТПО являются приближенными, полученными из известных регрессионных соотношений между параметрами $T_{3,45}^n$ и t_n [8-17] в интервале их изменений, свойственном областям H и D.

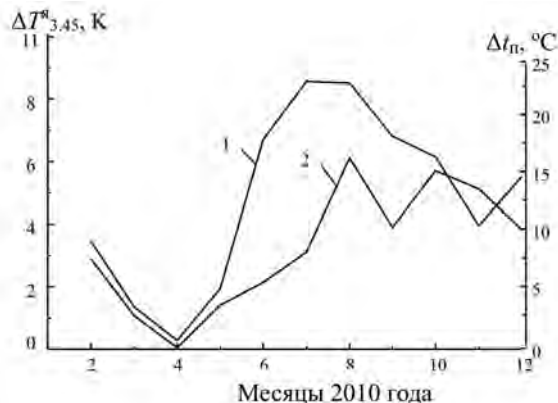


Рис. 8.10. Сезонные вариации среднемесячных значений ЯТ на длине волны 3,45 см и ТПО в областях Н (1) и D (2) в 2010 г.

Из иллюстрации видно, что до апреля изменения параметров $T^a_{3.45}$ и t_p в областях Н и D были сходны, в дальнейшем их поведение сильно различалось; возможной причиной этому может служить разлив нефти в Мексиканском заливе.

На рис. 8.11 представлены совмещенные в едином масштабе вариации среднемесячных значений яркостной температуры СОА в области D: здесь отчетливо наблюдается временная задержка (~ на 1 месяц) отклика ЯТ на длине волны 2,82 см на вариации ТПО по сравнению с ее откликом на длине волны 1,26 см на вариации ОВА.

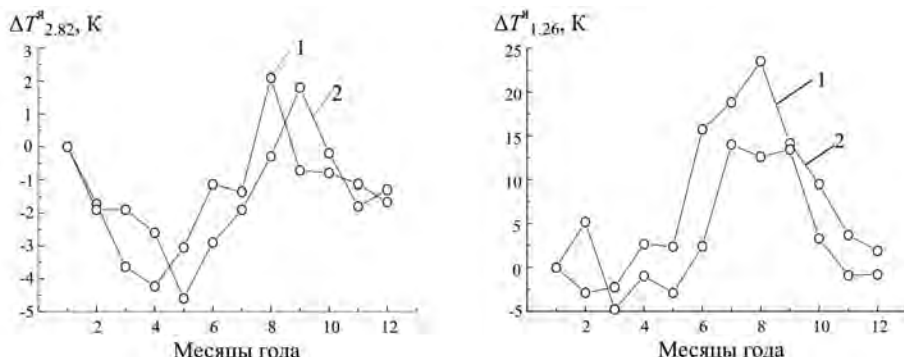


Рис. 8.11. Совмещенные в едином масштабе вариации среднемесячных значений ЯТ на длинах волн 2,82 см и 1,26 см для области D: 1 – 2010 г.; 2 – 2005 г.

Благодаря этому, как показано в [8-18], существует возможность построения СВЧ-радиационных (радиоярких) образов годовой динамики тепло- и влагообмена между океаном и атмосферой в различных ЭАЗО Северной Атлантики в виде фазовых траекторий (петель) яркостной температуры СОА.

8.3.2. Годовые циклы (петли) яркостной температуры в точках Н и D течения Гольфстрим [8-18].

В [8-4] предложена методика расчета широко используемых в климатических исследованиях интегральных (усредненных за год) потоков явного и скрытого тепла на границе раздела океана и атмосферы. Методика основана на важном наблюдении, сделанном авторами, суть которого в том, что величина интегрального теплового потока зависит не только от величин среднемесячной температуры поверхности океана (t_n) и температуры приводной атмосферы (t_a), играющих важную роль в процессах теплообмена, но и от величины опережения (запаздывания) вариаций одной из них по отношению к вариациям другой в течение года. Это обстоятельство связано с тем, что параметры t_n и t_a приспосабливаются друг к другу при периодах осреднения *год и более*. На *сезонных* масштабах, чтобы определить интенсивность теплообмена и его характер (приток тепла из океана в атмосферу либо из атмосферы в океан) необходимо учитывать степень согласования (рассогласования) этих параметров. Данная методика легко реализуется графически, т. к. интенсивность тепло- и влагообмена между океаном и атмосферой можно описать парами величин в виде фазовых траекторий (t_n, t_a -петель), геометрические характеристики которых, такие как площадь, ориентация петли, степень отличия ее формы от прямоугольной позволяют сравнивать среднегодовые потоки в различных районах Мирового океана и оценивать их межгодовую изменчивость [8-4]. Вследствие отзывчивости поля собственного СВЧ-излучения системы океан-атмосфера на вариации температуры поверхности океана и температуры приводной атмосферы существует возможность построения радиационных «образов» годовых t_n, t_a -циклов с помощью значений яркостной температуры COA, например в спектральном интервале 3÷5 см, где максимальна ее чувствительность к изменениям ТПО, и на длине волны 1,35 см, характеризующейся тесной взаимосвязью ЯТ с температурными и влажностными характеристиками атмосферы.

Такой подход рассмотрен и обоснован в [8-18] (см. также раздел 3.4 главы 3); расчетным путем показано, в частности, что площади годовых (среднегодовых) яркостных петель в Гольфстримской, Ньюфаундлендской и Норвежской ЭАЗО энергоактивных зонах Северной Атлантики сильно отличаются, причем их соотношения близки к соотношениям значений среднегодовых годовых потоков тепла на границе океана и атмосферы для этих ЭАЗО. При этом использовались оценки яркостной температуры COA, вычисленные на основе архивных данных об океанографических и метеорологических параметрах с помощью известных радиационных моделей. В настоящее время благодаря созданному глобальному архиву данных спутниковых СВЧ-радиометрических измерений за последние 30 лет появляется возможность решения этих задач экспериментальным путем.

Рис. 8.12 иллюстрирует годовые траектории (петли) среднемесячных значений яркостной температуры COA, измеренных радиометром AMSR-E в Гольфстримской энергоактивной зоне Северной Атлантики в

2005 и 2010 гг. Отмечаются различия формы годовых петель и их площади, что характеризует изменение интенсивности и динамики теплового взаимодействия океана и атмосферы за эти годы.

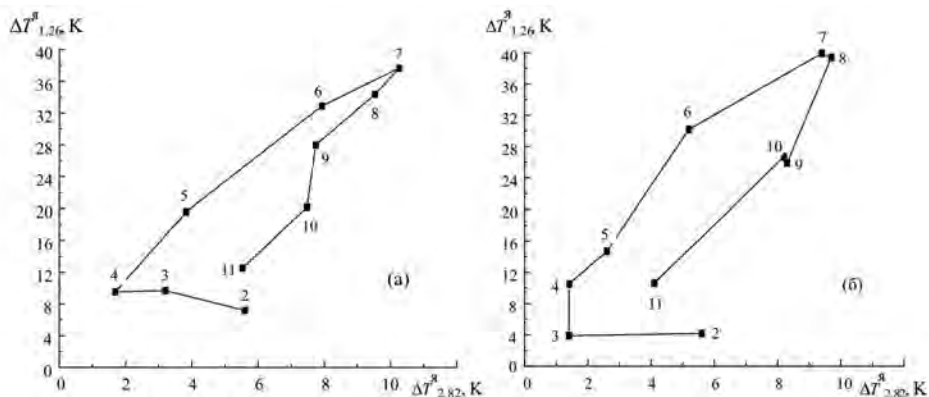


Рис. 8.12. Годовые траектории яркостной температуры на длинах волн 1,26 см и 2,8 см в точке Н Северной Атлантики: а) 2010 г.; б) 2005 г.

Также наблюдаются особенности годового цикла яркостной температуры в 2010-м году и в точке D течения Гольфстрим на пути транзита тепла от южных широт к северным широтам (рис. 8.13).

По нашим оценкам, соотношение площадей радиояркостных петель в этой зоне Северной Атлантики (эквивалентное, на наш взгляд, интегральному (годовому) потоку тепла в системе океан-атмосфера) в 2010-м году по сравнению с 2005 г. снизилось в 1,7 раза. Возможное объяснение этому контрасту тепловых и СВЧ-радиационных характеристик между 2010 г. и 2005 г. в области D – разлив нефти в Мексиканском заливе в апреле 2010 г. Заметим, что этот год заметно отличается от ординарного (близкого к среднеклиматическим нормам) 2005-го года более высокими значениями среднемесячных яркостных контрастов в этой области Северной Атлантики.

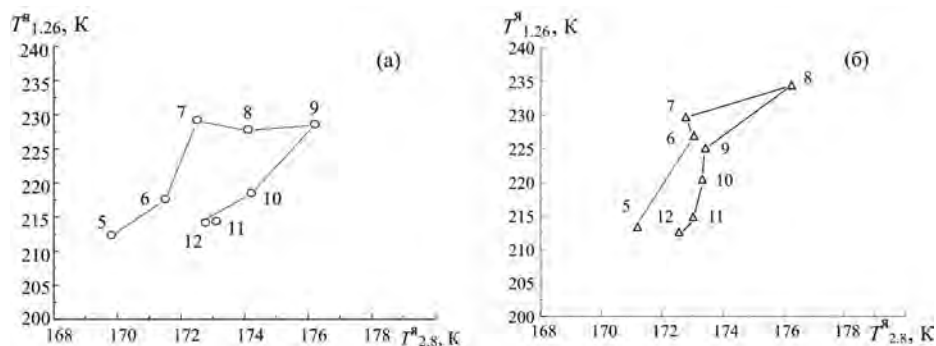


Рис. 8.13. Годовые траектории ЯТ на длинах волн 1,26 и 2,8 см в области D Северной Атлантики: а) 2005 г.; б) 2010 г. Цифры на рисунке – месяцы года

Выводы к главе 8

Получены оценки сезонной динамики среднемесячных потоков явного, скрытого тепла и импульса по всей Северной Атлантике по данным радиометра AMSR-E спутника EOS Aqua в период с ноября 2009 г. по декабрь 2010 г. Результаты сравнительного анализа показывают удовлетворительное согласие спутниковых оценок среднемесячных потоков суммарного тепла с данными архива OAFLux в Гольфстримской, Ньюфаундлендской и Норвежско-Гренландской областях Северной Атлантики в 2010-м году. Установлено, что в поле потока скрытого тепла, восстановленного радиометром AMSR, отчетливо наблюдается течение Гольфстрим и хорошо прослеживается его внутригодовая динамика.

На основе данных 24-летних спутниковых СВЧ-радиометрических измерений выявлено возрастание среднемесячных значений общего содержания водяного пара в атмосфере в Гольфстримской, Ньюфаундлендской и Норвежско-Гренландской областях Северной Атлантики, наиболее заметное в период 1996–2005 гг.

Обнаружено по спутниковым данным резкое снижение общего содержания атмосферного водяного пара после апреля 2010-го года, когда наблюдались интенсивные нефтяные разливы в Мексиканском заливе весной этого года и сильная летняя засушливость на европейской территории России, что можно объяснить уменьшением испарения с поверхности океана в Гольфстримской ЭАЗО и снижением транспорта тепла в другие области Северной Атлантики, находящиеся в русле течения Гольфстрим и Северо-Атлантического течения.

Экспериментально обоснована возможность использования яркостной температуры в качестве прямой характеристики сезонной и межгодовой динамики теплового взаимодействия океана и атмосферы в энергоактивных зонах Северной Атлантики.

Список литературы к главе 8

- 8-1. Гранков А.Г., Мильшин А.А., Солдатов В.Ю., Шелобанова Н.К. Архивы микроволновых, океанографических и метеорологических данных в зонах возникновения тропических ураганов // Проблемы окружающей среды и природных ресурсов. 2012. № 5. С. 107–124.
- 8-2. Барсуков И.Д., Никитин О.В., Стрельцов А.М., Черный И.В., Чернявский Г.М. Предварительная обработка данных СВЧ-радиометра МТВЗА-ГЯ КА «Метер-М» № 1 // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т. 8. № 2. С. 257–263.
- 8-3. Гранков А.Г., Мильшин А.А., Шелобанова Н.К. Анализ изменчивости потоков явного и скрытого тепла и импульса в Северной Атлантике по спутниковым данным // Метеорология и гидрология. 2017, № 8, 110–117.
- 8-4. Ланно С.С., Гулев С.К., Рождественский А.Е. Крупномасштабное тепловое взаимодействие в системе океан атмосфера и энергоактивные области Мирового океана. – Л.: Гидрометеиздат. 1990. 336 с.
- 8-5. Kubota M, Hihara T. Retrieval of Surface Air Specific Humidity Over the Ocean Using AMSR-E Measurements // Sensors. 2008. 8. P. 8016–8026.
- 8-6. Andersson A., Fennig K., Klepp C. et al. The Hamburg Ocean Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite Data – HOAPS-3 // Earth Syst. Sci. Data, 2. 2010. .P. 215–234.
- 8-7. Репина И.А. Методы определения турбулентных потоков над морской поверхностью. – М.: ИКИ РАН. 2007. С. 1-36.
- 8-8. Панин Г.Н. Испарение и теплообмен Каспийского моря. – М.: Наука. 1987. 88 с.
- 8-9. Панин Г.Н., Кривитский С.В. Аэродинамическая шероховатость поверхности водоема. – М.: Наука. 1992. 135 с.
- 8-10. Wentz F.J., Meissner T. Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD). Version 2. AMSR Ocean Algorithm // RSS Tech. Proposal 121599A-1. November 2, 2000. Remote Sensing Systems. Santa Rosa. 58 p.
- 8-11. Гранков А.Г., Мильшин А.А. Анализ роли водяного пара как характеристики теплового взаимодействия океана и атмосферы. /В сб.: Современные проблемы дистанционного зондирования земли из космоса: Физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов. – М.: ООО Азбука-2000, 2008. Вып. 5. Т. 1. С. 465–471.
- 8-12. Гранков А.Г., Мильшин А.А. О чем говорит собственное радиотепловое излучение океана. // «Земля и Вселенная», 2019, № 1, 48–61.
- 8-13. Мильшин А.А., Шелобанова Н.К., Гранков А.Г. Межгодовые и внутригодовые вариации водяного пара в Северной Атлантике по данным спутниковых микроволновых измерений // Метеорология и гидрология. 2016. № 8. С. 18–25.
- 8-14. Гранков А.Г., Мильшин А.А., Шелобанова Н.К. и др. Многолетние вариации водяного пара в Северной Атлантике по данным спутниковых микроволновых измерений / В сб.: Ракетно-космическое приборостроение и информационные системы. 2015. Т. 2. Вып. 2. С. 47–52.
- 8-15. Гранков А. Г., Мильшин А. А., Новичихин Е. П., Шелобанова Н. К. Спутниковая диагностика теплового взаимодействия океана и атмосферы по их собственному СВЧ-излучению // «Education». 2015. № 3 (10). С. 90–93.
- 8-16. Mieruch S, Schroder I M, Noltz S, Schulz J.S. Comparison of decadal global water vapor changes derived from independent satellite time series // J. Geophys. Res. 2014. No. 10. P. 1-11.

Спутниковая СВЧ-радиометрия тепловых и динамических процессов на поверхности океана и в атмосфере

8-17. *Шутко А.М.* СВЧ-радиометрия водной поверхности и почвогрунтов. – М.: Наука. 1986. 190 с.

8-18. *Гранков А.Г., Мильшин А.А., Новичихин Е.П.* Яркостная температура собственного СВЧ-излучения как прямая характеристика теплового и динамического взаимодействия океана и атмосферы // Радиотехника и электроника. 2017. Т. 62. № 1. С. 17–25.

Глава 9

Анализ динамики параметров СОА в районах активности тропических ураганов

Проведен анализ реакции характеристик СОА в районе станции SMKF1 Флоридского пролива на прохождение мощного тропического урагана Katrina в августе 2005 г., а также поведения системы в период, предшествующий зарождению и развитию урагана Humberto в сентябре 2007 г. в Мексиканском заливе в районе станции 42019. На основе данных буйковых и СВЧ-радиометрических измерений со спутников DMSP и EOS Aqua в этих районах исследована динамика таких характеристик как температура, влажность, давление воздуха в приводном слое воздуха, потоки явного, скрытого тепла и импульса на границе раздела воды и воздуха, общее влагосодержание атмосферы и ее энтальпия.

9.1. Динамика параметров поверхности океана и приводной атмосферы в Мексиканском заливе в периоды циклонической активности (на примере ТУ Katrina и Humberto)

9.1.1. Содержание и задачи исследования.

Проведено исследование реакции СОА на *прохождение* мощного ТУ Katrina [9-1] в августе 2005 г. во Флоридском проливе в районе буйковой станции SMKF1 (Sombrego Key), а также анализ поведения системы в период времени, предшествующий *зарождению, развитию* ТУ Humberto и *угасанию* его последствий в этой области в сентябре 2007 г. в Мексиканском заливе в районе буйковой станции 42019.

Проведен анализ синоптических вариаций следующих характеристик океана и атмосферы в эти периоды времени:

1. Температура поверхности океана (ТПО), температура, влажность и давление воздуха, скорость ветра в приводном 10-метровом слое в районах станций SMKF1 и 42019.

2. Вертикальные турбулентные потоки явного, скрытого тепла и импульса на границе раздела воды и воздуха, рассчитанные по данным измерений со станций SMKF1 и 42019.

3. Общее влагосодержание атмосферы и ее энтальпия, рассчитанные путем послойного интегрирования влажности воздуха в диапазоне высот от 10 до 10000 метров.

9.1.2. Динамика метеопараметров, измеряемых со станций SMKF1 и 42019

Станция SMKF1 (ТУ Katrina)

В качестве опорной точки при анализе влияния ТУ Катрина на параметры атмосферы используется станция SMKF1 во Флоридском проливе (24,38° с. ш., 81,07° з. д.) из арсенала данных NDBC (National Data Buoy Center) NOAA. Ближайшее расстояние между траекторией ТУ Katrina и этой станцией составило ~120 км 26 августа 2005 г. в 12 часов дня, к этому моменту ураган прошел от места зарождения в районе Багамских островов расстояние около 800 км.

На рис. 9.1 представлены вариации температуры t_a и давления P воздуха в приводном слое атмосферы в период с 21 по 31 августа 2005 г., зарегистрированные датчиками станции SMKF1, а также расчетные оценки влажности (упругости водяного пара) e приводного воздуха, которые получены на основе данных обширных экспериментальных исследований в различных частях Мирового океана связи этого параметра с разностью температур воды и воздуха [9-2] – прямые измерения влажности воздуха на буйковых станциях NOAA не предусмотрены.

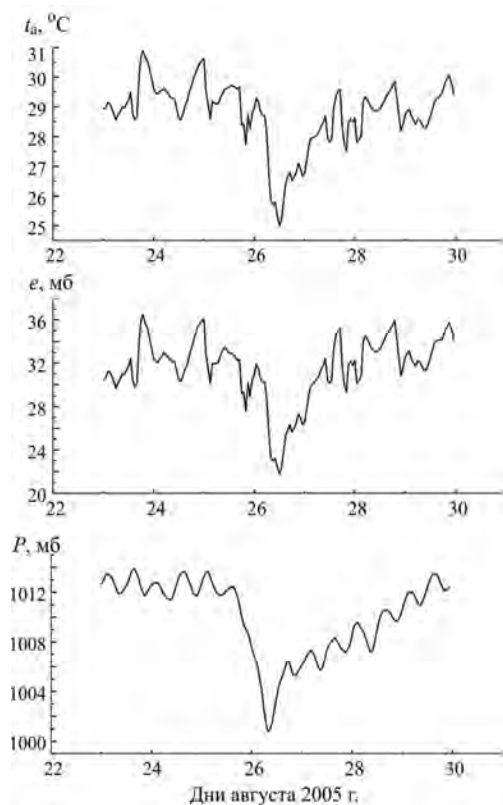


Рис. 9.1. Вариации температуры, влажности и давления приводного воздуха в районе местоположения станции SMKF1 во Флоридском проливе на прохождении ТУ Katrina в августе 2005 г.

Рис. 9.1 иллюстрирует сглаженные результаты стационарных измерений параметров t_a , P и расчетных оценок параметра e ; сглаживание выполнено с помощью штатной программы ORIGIN – Adjacent Averaging (скользящее среднее) с интервалом усреднения ежечасных выборок в 3 часа. Объем исходных данных, полученных с помощью датчиков станции SMKF1, составил 240 ежечасных выборок для каждого из параметров t_a , e и P , характеризующих стадию, предшествующую появлению ТУ Katrina в районе станции SMKF1 (21–24 августа), стадию его прохождения (25–29 августа), а также на стадии релаксации СОА (30–31 августа).

Из иллюстрации видно, что при прохождении ТУ Katrina в районе станции SMKF1 наблюдаются значительные вариации параметров приводного слоя атмосферы по отношению к их невозмущенным (фоновым) значениям, наблюдаемым до прихода циклона и после его удаления: контрасты температуры, влажности и давления воздуха, составляют около -6°C , -15 мб и -13 мб, соответственно, причем продолжительность реакции параметров t_a , e и P на прохождение урагана составляет 3–4 суток.

Результаты линейного регрессионного анализа указывают на тесную связь между вариациями температуры и влажности приводного воздуха за весь наблюдаемый период (21–31 августа) – коэффициент корреляции параметров t_a , e и P составляет 0,94.

На основе данных буйковых метеорологических измерений с помощью методики [9-3] рассчитаны значения внутренней энергии (энтальпии) приводного слоя атмосферы в период с 21 по 31 августа 2005 г. Установлено, что ТУ Katrina при прохождении точки SMKF1 отбирает тепловую энергию у приводного слоя атмосферы, которая снижается по нашим оценкам примерно на 32500 Дж/м² в этот период.

Станция 42019 (ТУ Humberto)

ТУ Humberto, зародившийся в середине сентября 2007 г. в Мексиканском заливе [9-4], не был столь интенсивным как ураган Katrina, но он привлекателен в наших исследованиях тем, что область его зарождения совпала с местоположением буйковой станции 42019, расположенной в точке с координатами $27,91^\circ\text{с. ш.}, 95,35^\circ\text{з. д.}$ Это позволяет контролировать параметры приводного слоя атмосферы, используя данные одновременных спутниковых СВЧ-радиометрических измерений, и в вышележащих ее слоях на различных стадиях формирования циклона Humberto. Данный район Мексиканского залива в период формирования ТУ Humberto согласно данным измерений станции 42019 характеризуется сильной изменчивостью параметров приводного слоя атмосферы: вариации температуры, влажности, давления воздуха и скорости ветра составляют 3°C , 8 мб, 5 мб и 7 м/с, соответственно.

Рис. 9.2 иллюстрирует вариации параметров t_a , e , P и V СОА в период 9–14 сентября 2007 г. со скользящим 3-часовым усреднением исходных данных (144 ежечасные выборки для каждого из параметров) на стадии, предшествующей зарождению ТУ Humberto (9–11 сентября), на стадии его возникновения (12 сентября), а также на стадии релаксации СОА после ухода данного тропического образования из района местоположения станции 42019 (13–14 сентября).

Спутниковая СВЧ-радиометрия тепловых и динамических процессов на поверхности океана и в атмосфере

С помощью данных буйковых метеорологических измерений с помощью методики [9-3] рассчитаны значения энтальпии приводного слоя атмосферы в период с 9 по 14 сентября 2007 г.: из результатов расчетов следует, что в процессе возникновения ТУ Humberto внутренняя энергия приводного слоя.

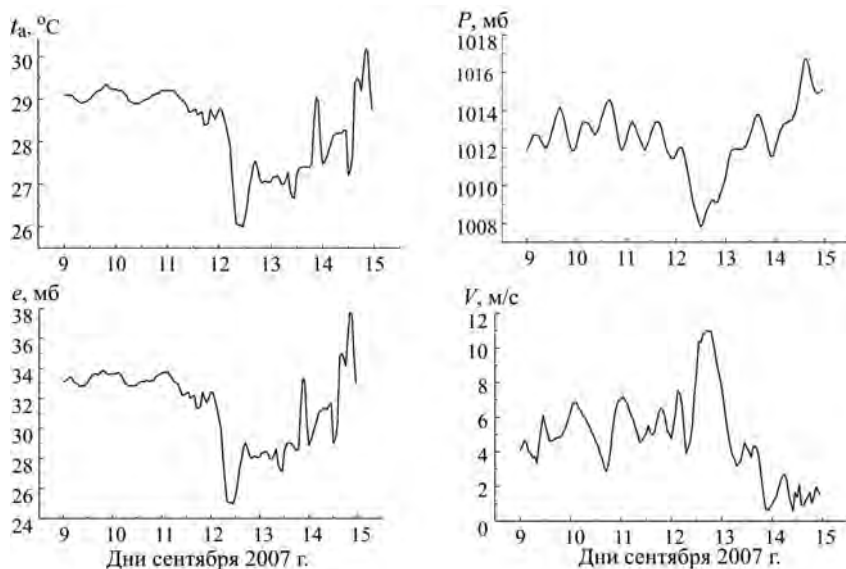


Рис. 9.2. Вариации температуры, влажности, давления приводного воздуха и скорости приводного ветра по данным измерений на станции 42019 в Мексиканском заливе во время зарождения ТУ Humberto в сентябре 2007 г.

9.1.3. Динамика ТПО, поверхностных потоков тепла, влаги и импульса в районах деятельности ТУ Katrina и Humberto.

Выполнен анализ вариаций температуры поверхности океана во время прохождения ТУ Katrina станции SMKF1 (22–31 августа 2005 г.) и в период формирования и развития ТУ Humberto (8–16 сентября 2007 г.), а результаты представлены на рис. 9.3. Чтобы подчеркнуть характер поведения ТПО, данные буйковых измерений аппроксимированы с помощью штатного средства программы Origin – Sigmoidal (аппроксимация графиков скачкообразными функциями).

Из рис. 9.3 следует, что скачок ТПО в районе станции SMKF1, обусловленный прохождением ТУ Katrina, в несколько раз больше по сравнению со скачком ТПО, наблюдаемым при зарождении ТУ Humberto, который характеризуется более слабой интенсивностью. Интересно, что в последнем случае переход от одного температурного режима к другому протекает значительно быстрее по сравнению со случаем ТУ Katrina. В обоих случаях происходит отбор атмосферой тепловой энергии у поверхности океана, т. к. скачок ТПО отрицательный.

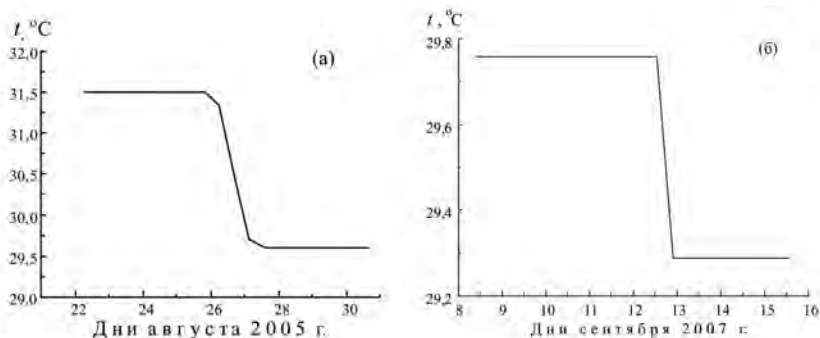


Рис. 9.3. Характер изменений ТПО в районах станции SMKF1 во время прохождения ТУ Katrina (а) и станции 42019 в период формирования ТУ Humberto (б)

С помощью данных буйковых измерений температуры поверхности океана, температуры, давления воздуха и оценок его влажности, а также скорости ветра в приводном слое атмосферы рассчитаны значения потоков явного q_h , скрытого q_c тепла и импульса q_v на границе раздела воды и воздуха с помощью формул Глобального Аэродинамического метода (балк-формул) [9-5]. Ниже приведены результаты расчетов потоков для станций SMKF1 и 42019 на основе данных буйковых измерений в этих районах Мексиканского залива.

Станция SMKF1

Результаты расчетов (с 3-часовым сглаживанием) иллюстрируются на рис. 9.4, откуда видно, что в результате прохождения ТУ Katrina через район станции SMKF1 происходит заметное снижение средних значений тепловых потоков – примерно на 20 Вт/м^2 (с 30 до 10 Вт/м^2) для потоков явного тепла и на 150 Вт/м^2 (с 350 до 200 Вт/м^2) для потоков скрытого тепла, что свидетельствует о *сглаживании* проходящим ураганом тепловых контрастов между поверхностью океана и приводным слоем атмосферы.

Сам момент прохождения урагана мимо станции SMKF1 (полдень 26 августа) сопровождается положительным всплеском параметров q_h и q_c , величина которых достигает 80 и 500 Вт/м^2 , соответственно, и совпадает по времени с минимальными значениями параметров t_a , e и P (см. рис. 9.1).

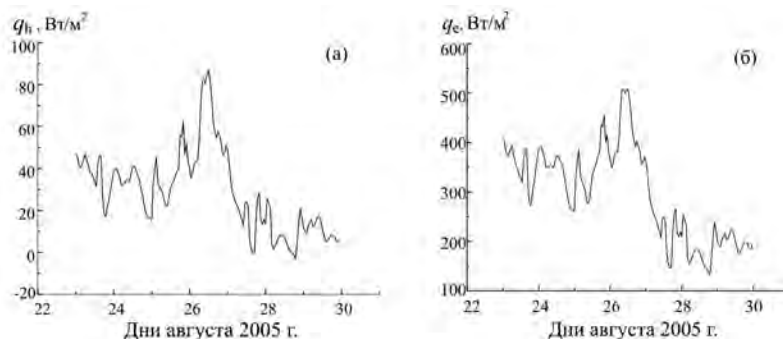


Рис. 9.4. Вариации потоков явного (а) и скрытого (б) тепла на поверхности океана в районе расположения станции SMKF1 в период прохождения ТУ Katrina в сентябре 2005 г.

Станция 42019

Результаты расчетов для потоков явного, скрытого тепла и импульса (с 3-часовым сглаживанием) представлены на рис. 9.5.

На рис. 9.5 наблюдается отчетливый максимум одновременно для величин q_h , q_c и q_v , который приходится на полдень 12-го сентября 2007 г., что совпадает с данными наблюдений за развитием ТУ Humberto наземными средствами.

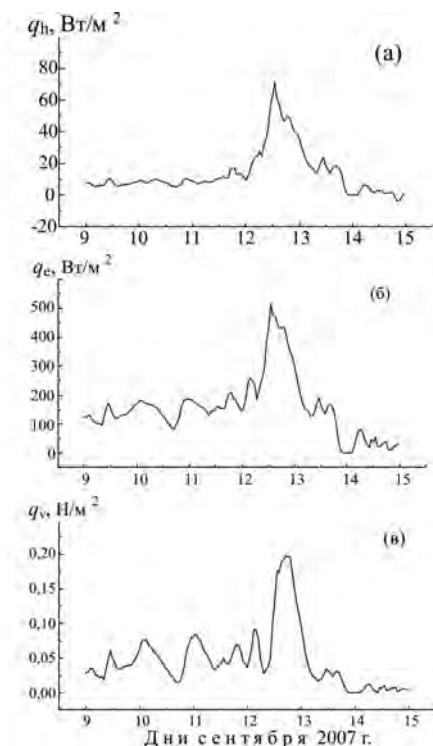


Рис. 9.5. Вариации потоков явного, скрытого тепла и импульса на поверхности океана в районе расположения станции 42019 в период зарождения ТУ Humberto в сентябре 2007 г.

Средние значения потоков тепла и влаги на стадии, предшествующей появлению ТУ Humberto (9–12 сентября), составляют 5 Вт/м^2 , 150 Вт/м^2 и $0,05 \text{ Н/м}^2$, соответственно, а максимальные значения этих параметров во время его развития в полдень 12-го сентября достигают 75 Вт/м^2 , 530 Вт/м^2 и $0,2 \text{ Н/м}^2$.

Интересно отметить, что максимальная величина потоков суммарного (явного + скрытого) тепла в районе станции 42019 ($\sim 600 \text{ Вт/м}^2$) близка к оценке, приводимой ак. Г.С. Голицыным для тропических широт [9-6]. Эта величина также сравнима с потоками суммарного тепла в Ньюфаундлендской ЭАЗО Северной Атлантики, подвергаемой регулярному воздействию мощных среднеширотных циклонов, которые по данным экспериментов НЬЮФАЭКС-88 и АТЛАНТЭКС-90 достигали 800 Вт/м^2 в марте 1988 г. и апреле 1990 г. [9-5].

Рис. 9.6 иллюстрирует вариации потоков тепла и влаги в период 17–20 сентября на стадии релаксации параметров СОА в районе станции 42019 после возникновения урагана Humberto и его ухода из этого района.

Из иллюстрации видно, что средние значения параметров q_h и q_c в несколько раз меньше их предельных значений, наблюдаемых в полдень 12-го сентября. Отмечается также интересная особенность – колебательный характер вариаций потоков тепла и влаги в этот промежуток времени с периодом колебаний близким к суточному циклу. При этом потоки явного тепла знакопеременны, т. е. процессы отдачи тепла поверхностью океана атмосфере чередуются с процессами отдачи тепла атмосферой поверхности океана, чего не наблюдается в период времени 9–12 сентября, предшествующий возникновению ТУ Humberto (см. рис. 9.5). Этот эффект похож на эффект возбуждения колебаний в высокооборотных резонансных системах, таких, например, как контуры ударного возбуждения в радиотехнике [9-7].

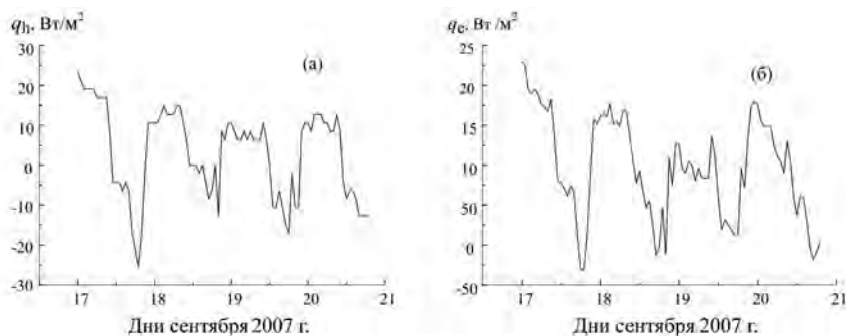


Рис. 9.6. Поведение потоков явного (а) и скрытого (б) тепла на поверхности океана в районе расположения станции 42019 после зарождения ТУ Humberto

9.2. Динамика метеорологических характеристик атмосферы при зарождении и прохождении тропических ураганов

9.2.1. Комбинированный метод определения температуры и влажности атмосферы с помощью спутниковых и буйковых средств.

Важной задачей при изучении атмосферных процессов в районах зарождения и прохождения тропических ураганов является контроль температуры и влажности атмосферы не только в ее *приводном* 10-метровом слое, контролируемом стационарными (буйковыми) средствами, но и в *вышележащих* слоях.

Эта задача может быть решена, например, с использованием данных измерений многоканального СВЧ-радиометра SSMIS (Special Sensor Microwave Imager/Sounder) спутников DMSP F16 и F17 [9-8]. Помимо функции сканера этот прибор несет и функцию зондировщика, позволяющего опре-

делять температуру и влажность атмосферы на различных высотах. Однако периодичность зондирования этих характеристик атмосферы (~1 раз в сутки) недостаточна для изучения таких быстропеременных процессов как формирование тропических ураганов, характеристики которых могут существенно изменяться в течение нескольких часов.

Нами развита методика, основанная на сочетании (комбинировании) данных буйковых измерений параметров приводного слоя атмосферы и поверхности океана с данными спутниковых СВЧ-радиометрических измерений, которые несут информацию о температуре и влажности воздуха не только в приводном, но и в вышележащих слоях атмосферы, что позволяет определять значения температуры и влажности атмосферы на различных ее горизонтах (свойство спутниковых СВЧ-радиометрических измерений) и ежечасно (свойство буйковых метеорологических измерений) [9-9].

В основе этого метода лежит предположение о монотонно убывающих с высотой h значениях температуры t_a и влажности атмосферы ρ , описывающихся экспоненциальными функциями $t_a(h) = t_a(0) \exp(-\kappa_t h)$; $\rho(h) = \rho(0) \exp(-\kappa_\rho h)$, обеспечивающих минимальную среднеквадратичную разность (невязку) между измеренными спутниковыми СВЧ-радиометрами значениями яркостной температуры СОА и их модельными оценками. Параметр ρ характеризует объемную влажность воздуха, которая обычно используется в расчетах поглощения радиоволн в атмосфере и которая однозначно связана с упругостью водяного пара e , чаще всего используемой как метеорологическая характеристика атмосферы. Величины $t_a(0)$ и $\rho(0)$ являются условными обозначениями температуры и объемной влажности приводного 10-метрового слоя атмосферы.

Так как современные спутниковые СВЧ-радиометры (SSM/I, AMSR-E, МТВЗА-ГЯ и др.) являются многоканальными измерительными системами, то данные их измерений достаточны для определения коэффициентов κ_t и κ_ρ , необходимых для восстановления зависимостей $t_a(h)$ и $\rho(h)$ над океаном.

Поскольку частота спутниковых СВЧ-радиометрических измерений значительно меньше частоты буйковых измерений, то при вычислении невязки между ними применяется линейная интерполяция данных радиометров SSM/I и AMSR-E.

С помощью зависимостей $t_a(h)$ и $\rho(h)$ рассчитывается погонное (послойное) и интегральное (полное) поглощение СВЧ-излучения в различных слоях атмосферы для всех спутниковых СВЧ-радиометрических каналов. По этим данным вычисляются значения яркостной температуры СОА на основе модели собственного СВЧ-излучения системы, описанной в разделе 2.1 гл. 2.

Величина невязки между модельными и измеренными оценками ЯТ оценивается для спутниковых восходящих и нисходящих витков, попадающих в ячейки размером $0,25^\circ \times 0,25^\circ$, центрированных относительно станций SMKF1, и 42019 для следующих спектральных и поляризационных каналов радиометров SSM/I и AMSR-E:

- а) 37 ГГц (0,81 см), 19 ГГц (1,58 см), вертикальная и горизонтальная поляризации; 22,235 ГГц (1,35 см), вертикальная поляризация (радиометр SSM/I);
- б) 36,5 ГГц (0,82 см), 18,7 ГГц (1,6 см), 23,8 ГГц, (1,26 см) вертикальная и горизонтальная поляризации (радиометр AMSR-E).

Каналы 85 ГГц (SSM/I) и 89 ГГц (AMSR-E) при совместном анализе данных спутниковых и буйковых измерений на этом этапе не принимались во внимание, т. к. результаты их измерений сильно зависят от интенсивности осадков, которые не учитывались в модельных расчетах ЯТ. Также были исключены из рассмотрения данные измерений каналов 6,9 ГГц (4,35 см) и 10,65 ГГц (2,82 см) радиометра AMSR-E, несущих информацию преимущественно о характеристиках подстилающей поверхности, поскольку на данном этапе исследования упор сделан на поведение метеорологических параметров СОА в периоды циклонической деятельности атмосферы.

Данный метод, сочетающий преимущества спутниковых средств (глобальность и регулярность обзора) и высокую частоту буйковых (станционных измерений), позволяет рассчитывать приближенно значения температуры и влажности атмосферы на различных горизонтах для оценки ее интегральных характеристик, таких, например, как общее влагосодержание атмосферы и ее энтальпия (теплосодержание). Представляется, что именно эти *интегральные* характеристики атмосферы, измеряемые спутниковыми СВЧ-радиометрическими средствами, могут быть полезными при анализе динамики СОА в зонах деятельности тропических ураганов, несмотря на то, что реальные вертикальные профили температуры и влажности воздуха в атмосфере могут заметно отличаться от удобных для моделирования конечных результатов экспоненциальных *аппроксимаций* этих характеристик.

Задача восстановления *именно* высотных профилей температуры и влажности воздуха здесь нами не ставится – эти задачи решались и решаются с помощью современных спутниковых СВЧ-спектрометрических средств, таких как SSM/T-1 (Atmospheric Temperature Profiler), SSM/T-2 (Atmospheric Water Vapor Profiler), SSMIS (Special Sensor Microwave Imager/Sounder), МТВ3А (модуль температурного и влажностного зондирования атмосферы). Для нас представляет наибольший интерес динамика температурных и влажностных характеристик атмосферы лишь в определенных слоях атмосферы – приводном (контактном с поверхностью океана 10-метровом слое атмосферы), пограничном (турбулентном) и тропосферном (непосредственно зондируемым спутниковыми СВЧ-радиометрами). Заметим, что для акцентирования (выделения) роли атмосферного пограничного слоя в тепловом взаимодействии океана и атмосферы специально привлекались данные измерений радиометра AVHRR спутников серии NOAA в ближнем (тепловом) ИК-диапазоне [9-10].

С помощью данного метода исследована динамика температурных и влажностных характеристик атмосферы в районе станции SMKFI (Sombrero Key) Флоридского пролива во время прохождения ТУ Katrina в августе 2005 г., а также их поведение в период, предшествующий зарождению и развитию урагана Humberto в сентябре 2007 г. в Мексиканском заливе в районе станции 42019. На основе данных станционных (буйковых) метеорологических и одновременных СВЧ-радиометрических измерений со спутников DMSP и EOS Aqua в этих районах анализируется динамика общего тепло- и влагосодержания атмосферы в данных районах.

9.2.2. Результаты анализа динамики температуры и влажности атмосферы на различных горизонтах [9-11, 9-12].

На основе разработанного алгоритма нами получены оценки влияния воздействия ТУ Katrina (август 2005 г.) на характеристики СОА в районе станции SMKФ1 Флоридского пролива.

Рис. 9.7 и 9.8 иллюстрируют результаты использования алгоритма для анализа динамики температуры и влажности воздуха на различных горизонтах в период 21–31 августа. На рис. 9.7а и 9.7б приведены зависимости упругости водяного пара воздуха e и температуры T (в градусах Кельвина) в районе расположения станции SMKФ1: до прихода в эту точку ТУ Katrina (21 августа) и после его прохождения (28 августа).

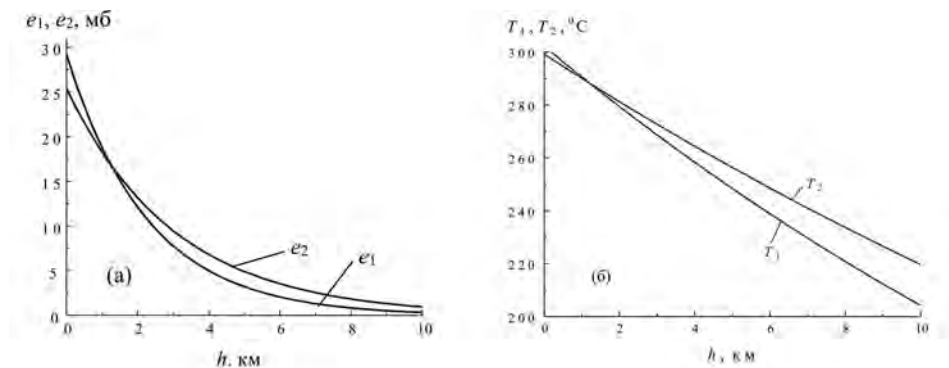


Рис. 9.7. Вертикальное распределение влажности (а) и температуры (б) воздуха в тропосфере в районе станции SMKФ1: e_1 , T_1 – до прихода ТУ Katrina (21 августа 2005 г.); e_2 , T_2 – после прохождения ТУ Katrina (28 августа 2005 г.)

Здесь наблюдаются отчетливые изменения температуры и влажности атмосферы во время прохождения ТУ Katrina на различных уровнях h в рамках принятой экспоненциальной зависимости температуры и влажности воздуха от высоты в тропосфере. Из рис. 9.7а видно, что вариации параметра T составляют около десяти градусов Кельвина (Цельсия) и достигают максимума на верхней границе тропосферы (10000 м), а вариации параметра e достигают 2 мб на высотах 3 ÷ 6 км. Эти значения нами определены как наиболее контрастные, т. е. *наибольшие* по сравнению с периодом времени, предшествующим возникновению ТУ Katrina (21–25 августа 2005 г.), и на промежутке времени после его прохождения (26–31 августа 2005 г.). Такой выбор сделан в результате сравнительного анализа зависимостей $T(h)$, $e(h)$ для их ежесуточных полуденных отсчетов в период 21–31 августа.

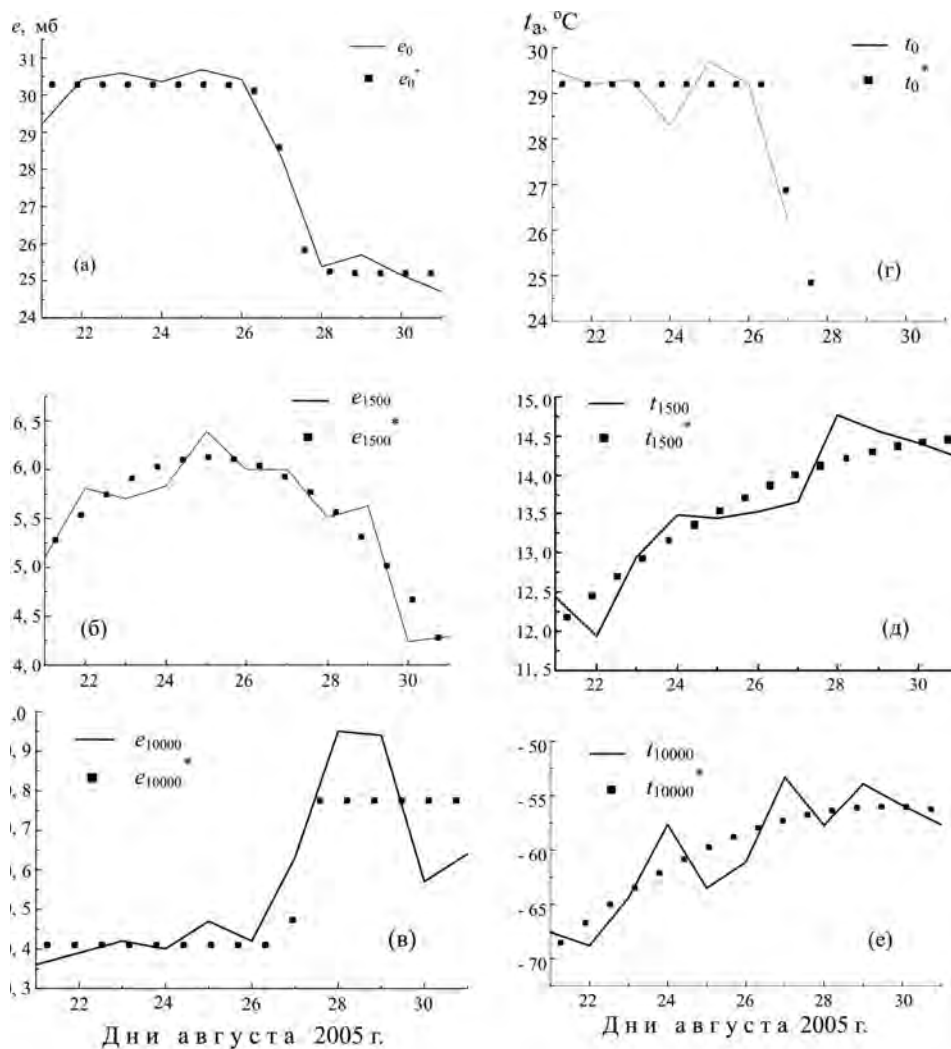


Рис. 9.8. Вариации влажности e и температуры t приводного слоя атмосферы, на верхней границе АПС, на верхней границе тропосферы и их аппроксимации (e^* , t^*) за период 21–31 августа 2005 г. на высотах 10 м (а, г), 1000 м (б, д), и 10000 м (в, е). Сплошные линии – данные алгоритма; точечные данные – результаты их аппроксимации

На рис. 9.8 (а-е) представлены оценки влажности e и температуры воздуха t_a (в градусах Цельсия) на различных атмосферных горизонтах в период 21–31 августа 2005 г., а также результаты их аппроксимации, подчеркивающие поведение параметров t_a и e в эти дни. Здесь использованы штатные средства программы ORIGIN – Polynomial (аппроксимация плавных графиков (рис. 9.8а, в, г), и Sigmoidal – аппроксимации скачкообразных графиков (рис. 9.8б, д, е).

9.2.3. Результаты анализа динамики интегральных характеристик атмосферы.

Динамика ОВА в районе станции SMKF1

На основе буйковых данных о влажности воздуха в приводном слое воздуха и расчетных данных об этих параметрах в вышележащих слоях атмосферы рассчитана величина ОВА в слое $10 \div 10000$ м (параметр Q), а также проведено сопоставление результатов расчетов этого параметра с его спутниковыми оценками, полученными с помощью радиометра SSM/I в районе станции SMKF1 с помощью известной методики [9-13], а результаты приведены на рис. 9.9.

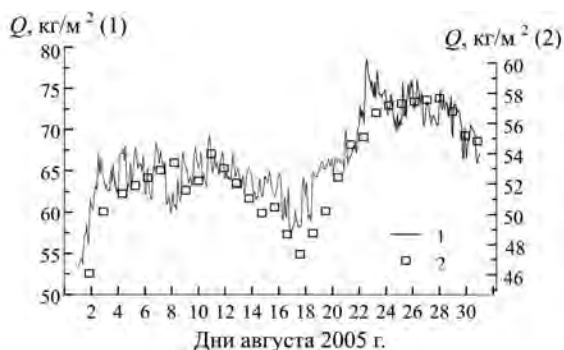


Рис. 9.9. Сопоставление оценок ОВА в районе станции SMKF1: 1 – по данным расчета для слоя атмосферы $10 \div 10000$ м; 2 – по данным измерений спутникового радиометра SSM/I спутника DMSP F15

Различия между абсолютными значениями расчетных и спутниковых оценок параметра Q можно объяснить тем, что при моделировании яркостной температуры COA не учитывались ее приращения, вызванные облачностью и осадками, фиксируемые спутниковым радиометром SSM/I. Немаловажную роль играют также нерегулярность зондирования района станции SMKF1 и наличие заметных пропусков (лакун) в спутниковых измерениях (см. Приложение 1), что приводит к необходимости оперировать не только с данными фактических измерений радиометра AMSR-E, но и с результатами их интерполяции. Несмотря на это, отмечается хорошее согласие между относительными изменениями (вариациями) тех и других оценок, что существенно для обоснования разработанной методики определения температуры и влажности воздуха и, особенно, их изменчивости на различных горизонтах атмосферы в условиях зарождения (прохождения) тропических ураганов.

Динамика ОВА в районе станции 42019

Получены расчетные оценки ОВА в районе станции 42019 в период 6–15 сентября 2007 г., включающий этапы зарождения ТУ Humberto и его возникновения, а также спутниковые оценки параметра Q (по данным измерений радиометра AMSR-E), а результаты представлены на рис. 9.10.

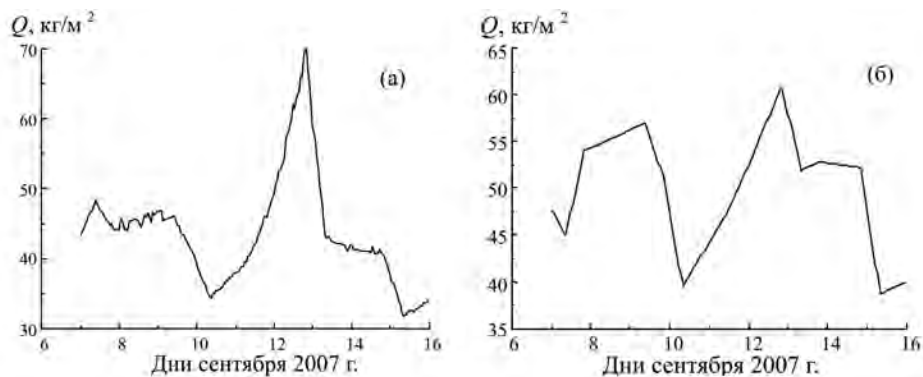


Рис. 9.10. Сопоставление спутниковых (1) и модельных (2) оценок общего влагосодержания атмосферы в районе станции 42019 после прохождения ТУ Humberto

Из иллюстрации видно, что зарождение ТУ Humberto сопровождается увеличением величины ОВА: максимум величины Q (в полдень 12 сентября) совпадает по времени с минимумами температуры, влажности и давления приводного воздуха, максимумом скорости ветра (рис. 9.2) и максимумами потоков явного, скрытого тепла и импульса (рис. 9.5). Пик значений Q 12–13 сентября предшествует снижению общего влагосодержания атмосферы за несколько суток до зарождения ТУ Humberto.

Получены спутниковые и расчетные (модельные) оценки параметра Q после ухода ТУ Humberto из района станции 42019, результаты их сопоставления для промежутка времени 13–20 сентября представлены на рис. 9.11.

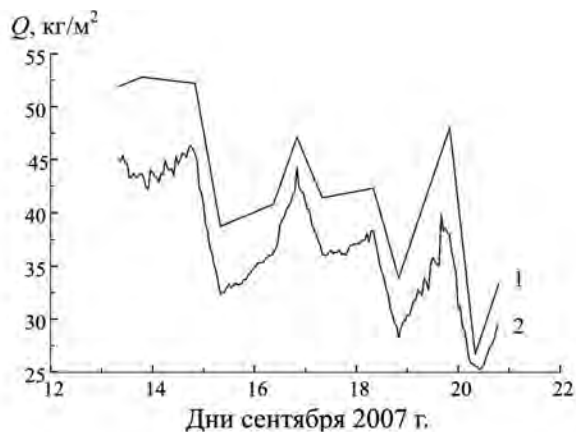


Рис. 9.11. Сопоставление спутниковых (1) и модельных (2) оценок ОВА в районе станции 42019 после прохождения ТУ Humberto

Из иллюстрации следует, что в этот период происходит снижение величины ОВА, которое, как и в случае поверхностных потоков тепла и влаги, носит колебательный характер.

Динамика энтальпии атмосферы в районах станций SMKF1 и 42019

Получены оценки вариаций энтальпии различных слоев атмосферы в районах станций SMKF1 и 42019 в периоды активности ТУ Katrina и Humberto. Расчеты выполнены с помощью методики [9-3] путем послойного интегрирования значений температуры и влажности воздуха, вычисленных с помощью экспоненциальной модели вертикального распределения параметров t_a и ρ на основе данных метеорологических измерений на станциях SMKF1 и 42019 и измерений радиометра SSM/I спутника DMSP F15 и радиометра AMSR-E спутника EOS Aqua.

На рис. 9.12 приведены результаты расчетов внутренней энергии (энтальпии) J_{10000} для слоя атмосферы $10 \div 10000$ м, которые показывают, что во время прохождения ТУ Katrina станции SMKF1 и зарождения ТУ Humberto в районе станции 42019 происходит резкое снижение величины J_{10000} , сопровождаемое сильным увеличением вертикальных турбулентных потоков тепла и влаги на границе раздела океана и атмосферы (см. рис. 9.4 и 9.5).

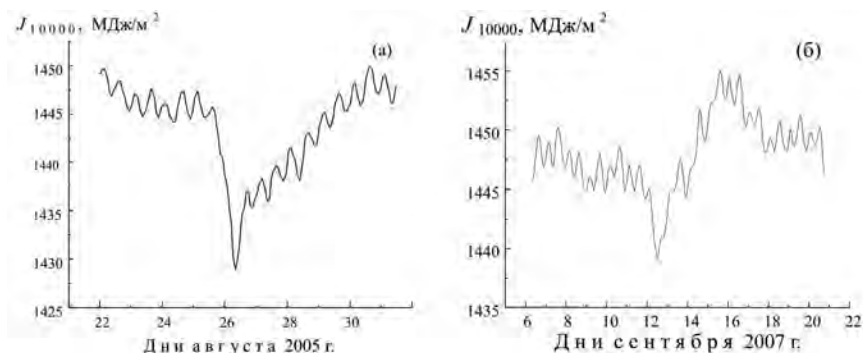


Рис. 9.12. Вариации энтальпии тропосферы во время прохождения ТУ Katrina в районе станции SMKF1 (а) и зарождения ТУ Humberto в районе станции 42019 (б)

Таким образом, в этих районах происходит отбор циклонами тепловой энергии у атмосферы; точно такой же эффект наблюдался и для среднеширотных циклонов в Ньюфаундлендской ЭАЗО Северной Атлантики в экспериментах НЬЮФАЭКС-88 и АТЛАНТЭКС-90 [9-14].

Выводы к главе 9

1. Анализ динамики различных характеристик атмосферы в периоды деятельности ТУ Katrina и Humberto показывает, что в обоих случаях происходит отбор ураганами тепловой энергии от атмосферы и поверхности океана, что приводит к сильным возмущениям температуры, влажности, давления воздуха и скорости ветра в приводном слое атмосферы и сопровождается резким снижением энтальпии атмосферы и значительным ростом вертикальных турбулентных потоков тепла и влаги у поверхности океана.

2. Отмечаются следующие особенности при анализе динамики параметров СОА в процессе зарождения ТУ Humberto:

а) колебательный характер потоков явного и скрытого тепла, а также общего влагосодержания атмосферы после ухода урагана из области его зарождения, контролируемой станцией 42019, т. е. на стадии релаксации СОА;

б) снижение общего влагосодержания атмосферы за 4–5 суток до зарождения ТУ Humberto.

3. На примере ТУ Katrina и Humberto показано, что экспоненциальная модель вертикального распределения температуры и влажности воздуха позволяет приблизительно определять значения температуры и влажности атмосферы на различных ее горизонтах (свойство спутниковых СВЧ-радиометрических измерений) и ежечасно (свойство буйковых метеорологических измерений) в циклонических зонах атмосферы.

Список литературы к главе 9

- 9-1. *Knabb R.D., Rhone J.R., Brown D.P.* Tropical cyclone report: Hurricane Katrina 23-30 August 2005. National Hurricane Center, 20 December 2005, 43 p.
- 9-2. *Снопков В.Г.* Расчет влажности воздуха над морем по разности температуры вода-воздух // Метеорология и гидрология. 1980. № 2. С. 109–111.
- 9-3. *Хржан А.Х.* Физика атмосферы. Т.1. – Л.: Гидрометеоиздат, 1978. 247 с.
- 9-4. *Blake E.S.* Tropical Cyclone Report: Hurricane Humberto, 12-14 September 2007. National Hurricane Center, 28 November 2007, 16 p.
- 9-5. *Гулев С.К., А.В. Колинко А.В., Ланно С.С.* Синоптическое взаимодействие океана и атмосферы в средних широтах. – СПб: Гидрометеоиздат, 1994. 320 с.
- 9-6. *Голицын Г.С.* Ураганы, полярные и тропические, их энергия и размеры, количественный критерий возникновения // Изв. РАН. Физика океана и атмосферы. 2008. Т.44. № 5. С. 579-590.
- 9-7. *Харкевич А.А.* Основы радиотехники (3-е издание). – М.: Физматлит, 2007. 512 с.
- 9-8. *Kunkee D., Boucher D., Poe G., Swadley S.* Evaluation of the Defense Meteorological Satellite Program (DMSP) Special Microwave Imager Sounder (SSMIS) // Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS). 2006. P. 101–104.
- 9-9. *Гранков А.Г., Мильшин А.А., Новичихин Е.П., Шелобанова Н.К.* Алгоритм определения вертикального распределения температуры и влажности атмосферы и результаты его использования на примере ТЦ Катрина // Современные проблемы дистанционного зондирования земли из космоса. – М.: ООО «Домира», 2010, т.7, № 4, С. 72–78.
- 9-10. *Schulz J, Meiwert J, Ewald S, Schlüssel P.* Evaluation of satellite-derived latent heat fluxes // J. of Climate. Nov. 1997. V.10. P. 2782–2795.
- 9-11. *Гранков А.Г., Маречек С.В., Мильшин А.А. и др.* Исследование поведения океана и атмосферы в зонах деятельности циклонов с помощью спутниковых СВЧ-радиометрических средств, Журнал радиоэлектроники, 2013, № 1, 47 с.
- 9-12. *Гранков А.Г., Маречек С.В., Мильшин А.А. и др.* Исследование динамики системы «океан-атмосфера» в зонах деятельности циклонов с помощью спутниковых СВЧ-радиометрических и наземных измерений // Проблемы окружающей среды и природных ресурсов, 2013, № 4, С. 3–39.
- 9-13. *Alishouse J.C., Snyder S.A., Vongsatorn J., Ferrado R.R.* Determination of oceanic total precipitate water from the SSM/I. J. Geophys. Res. // 1990. V. 28. No. 5, P. 811–816.
- 9-14. *Гранков А.Г., Мильшин А.А.* Взаимосвязь СВЧ-излучения системы океан-атмосфера с потоками тепла и импульса на границе раздела // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. 1999. Т. 35. № 5. С. 629–637.

Глава 10

Сравнительный анализ предштормовых ситуаций во Флоридском заливе и в Голубой Бухте Черного моря

Приведены результаты сравнительного анализа динамики температуры и влажности приводного воздуха, приповерхностных потоков явного и скрытого тепла, общего влагосодержания и энтальпии атмосферы, а также СВЧ-излучательных характеристик СОА в периоды времени, предшествующие приближению ТУ Katrina к району станции SMKF1 во Флоридском проливе (конец августа 2005 г.) и приходу морского шторма в район Голубой бухты в Черном море (конец сентября 2010 г.). Оценивается роль общего содержания водяного пара в атмосфере в процессах возникновения и развития штормовых ситуаций в океане и на море.

10.1. Содержание и задачи исследования

В этой главе рассмотрены особенности поведения тепловых и СВЧ-излучательных характеристик атмосферы в акваториях, контролируемых контактными и дистанционными средствами в предштормовых ситуациях в двух различных физико-географических районах. Основные результаты данного исследования опубликованы в [10-1], а также в [10-2, 10-3].

В одном случае исследовалась реакция СОА в период деятельности ТУ Katrina в августе 2005 г. во Флоридском проливе в районе станции SMKF1. Заметим, что, согласно классификации, принятой в NOAA, тропические ураганы до момента их прихода на территорию побережья США рассматриваются как океанские штормы.

Проведен анализ синоптических вариаций следующих характеристик СОА в период времени 19–24 августа, предшествующий приходу ТУ Katrina:

- а) температура и влажность воздуха в приводном 10-метровом слое в районе станции SMKF1 – результатов прямых метеорологических измерений;
- б) общее влагосодержание атмосферы и энтальпия – результатов обработки спутниковых СВЧ-радиометрических измерений;
- в) вертикальные турбулентные потоки явного, скрытого и суммарного тепла на границе раздела воды и воздуха;
- г) интенсивность яркостной температуры СОА, измеренной радиометром AMSR-E со спутника EOS Aqua в линии излучения (поглощения) водяного пара атмосферы на длине волны 1,26 см.

В другом случае, в Голубой бухте на Черном море (г. Геленджик, территория филиала Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН) проведены одновременные метеорологические и СВЧ-радиометрические исследования характеристик параметров атмосферы в период времени, предшествующий появлению интенсивного шторма. Измерения проводились в сентябре –

октябре 2010 г. с помощью установленных на конце пирса метеорологических датчиков и ориентированного вверх, сканирующего по углу места и азимута радиометра, измеряющего интенсивность собственного СВЧ-излучения атмосферы на длине волны 1,35 см. Цели СВЧ-радиометрических измерений заключались в исследовании изменчивости параметров атмосферы в различных погодных условиях (в том числе и в предштормовых условиях) и в отработке методики оценивания распределения водяного пара в атмосфере по высоте.

Одновременно сотрудниками Института космических исследований РАН, Института физики атмосферы РАН и Южного отделения Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН с помощью приборов оптического, инфракрасного, миллиметрового и сантиметрового диапазонов и метеостанции исследовались параметры водной поверхности, а также характеристики приводного воздуха.

Из материалов черноморского эксперимента нами выделены данные наземных измерений температуры и влажности приводного воздуха, а также ЯТ атмосферы в период времени 23–31 сентября, предшествующий приходу шторма.

Позже эти ряды данных были дополнены результатами измерений радиометром AMSR-E спутника EOS Aqua на длине волны 1,26 см (23,8 ГГц) в области моря, примыкающей непосредственно к Голубой бухте.

С помощью этих данных проведено изучение общих и отличительных признаков в поведении температуры и влажности приводного воздуха, поверхностных потоков явного и скрытого тепла, общего влагосодержания и энтальпии атмосферы, а также СВЧ-излучательных характеристик СОА в периоды времени, предшествующие приближению ТУ Katrina к району станции SMKf1 и приходу морского шторма в район Голубой бухты.

10.2. Динамика характеристик приводного и верхних слоев атмосферы в районе станции SMKf1 накануне прихода ТУ Katrina

В качестве опорной точки при анализе влияния ТУ Катрина на параметры атмосферы используется станция SMKf1 (Sombrero Key) во Флоридском проливе (24,38°с. ш., 81,07°з. д.) из арсенала данных NDBC (National Data Buoy Center).

Объем исходных данных, полученных с помощью датчиков станции SMKf1 на стадии, предшествующей появлению ТУ Katrina в районе станции SMKf1, составил 144 ежечасных выборки для температуры и влажности приводного слоя атмосферы.

Обнаружен эффект тепловой «накачки» атмосферы (т. е. аккумуляции скрытого тепла) в атмосферном водяном паре в период времени, предшествующий приближению урагана Katrina к станции SMKf1, который выражается в *постоянном* нарастании значений термодинамических параметров атмосферы – температуры и влажностью приводного воздуха, а также яркостной температуры СОА в линии резонансного поглощения радиоволн 1,35 см (22,235 ГГц) (см. рис. 10.1 и 10.2).

На рис. 10.1 представлены вариации температуры приводной температуры и давления воздуха в период с 19 по 24 августа 2005 г., зарегистрированные метеорологическими датчиками станции SMKF1.

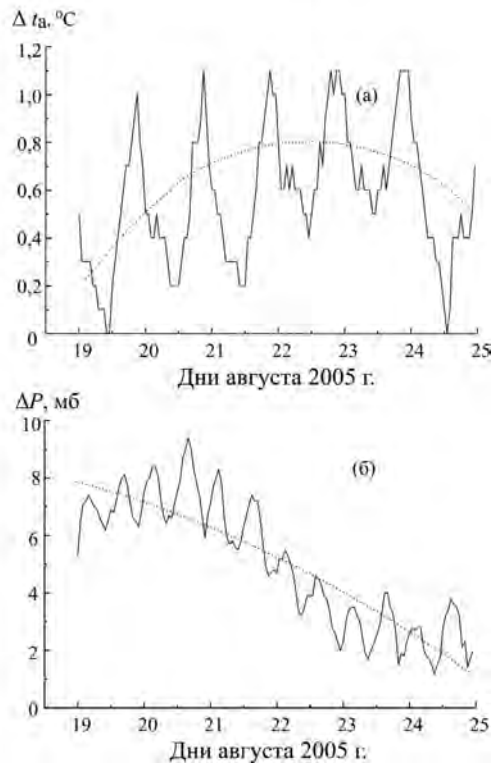


Рис. 10.1. Вариации температуры и давления приводного воздуха перед приходом ТУ Katrina в район станции SMKF1 во Флоридском проливе. Пунктирная линия – аппроксимация оригинальных результатов полиномом 2-й степени

Чередующиеся пики (максимумы и минимумы) этих параметров отражают его *суточные* колебания. Из иллюстрации видно, что по мере приближения ТУ Katrina к району станции SMKF1 наблюдается монотонное нарастание температуры приводного воздуха и снижение его барометрического давления: величина вариаций средних (аппроксимированных) значений параметра t_a и P в период с 19 по 23 сентября достигает $0,5^\circ\text{C}$ и 6 мб, а суточный размах изменений этих параметров – около 1°C и 7 мб, соответственно.

Рисунки 10.2а,б,в иллюстрируют вариации метеорологических и радиационных характеристик СОА в период времени, предшествующий приходу ТУ Katrina. На рис. 10.2а представлены расчетные оценки вариаций абсолютной влажности a приводного воздуха, которые получены на основе результатов экспериментальных исследований связи упругости водяного пара с разностью температур воды и воздуха [10-4] в различных частях Мирового океана. На рис 10.2б и 10.2в приведены оценки вариаций ОВА – величины Q (10.2б), полученные по данным измерений радиометра AMSR-E

Спутниковая СВЧ-радиометрия тепловых и динамических процессов на поверхности океана и в атмосфере

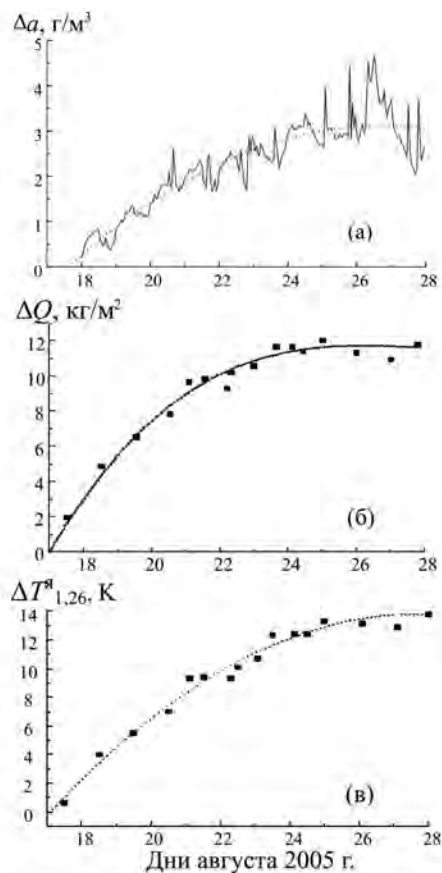


Рис. 10.2. Вариации абсолютной влажности приводного воздуха (а), общего влагосодержания атмосферы (б) и яркостной температуры СОА, измеренной радиометром AMSR-E на длине 1,26 см (вертикальная поляризация), в период приближения ТУ Katrina к станции SMKFI. Пунктирные линии – аппроксимации оригинальных результатов полиномами 2-й степени

спутника EOS Aqua с помощью известной методики [10-5], а также вариации яркостной температуры T^x (10.2в), измеренной данным радиометром в области резонансного поглощения водяного пара атмосферы 1,26 см.

Из рис. 10.2 видно, что в период времени, предшествующий приходу ТУ Katrina в район станции SMKFI, наблюдается монотонное возрастание абсолютной влажности приводного воздуха (а) на 3 г/м^3 , параметра Q на 11 кг/м^2 (б), а также величины T^x на длине волны 1,26 см (в) на 13 градусов Кельвина. Сравнение рис. 10.2б и 10.2в подтверждает и в данном случае широко известный факт о тесной связи между яркостной температурой СОА в области резонансного поглощения радиоволн в водяном паре атмосферы и ОВА. Величина чувствительности интенсивности собственного СВЧ-излучения СОА $T^x_{1,26}$ к вариациям параметра Q $\Delta T^x_{1,26}/\Delta Q$ близка к ее теоретическому значению, которое составляет на длине волны 1,35 см (центральная линия резонансного поглощения радиоволн в водяном паре) в тропических широтах океана $1,1 \div 1,2 \text{ К}/(\text{кг/м}^2)$.

10.3. Динамика характеристик приводного и верхних слоев атмосферы в Голубой бухте накануне прихода черноморского шторма

10.3.1. Описание черноморского эксперимента.

В сентябре 2010 г. в Голубой бухте в районе Геленджика на экспериментальной базе южного филиала Института Океанологии им. П.П. Ширшова РАН были проведены комплексные измерения метеорологических и СВЧ-излучательных характеристик атмосферы как при безоблачном состоянии атмосферы и штиле на море, так и в условиях, предшествующих и развитию интенсивного шторма.

Такие исследования проводятся ежегодно при участии различных организаций РАН (Институт физики атмосферы, Институт космических исследований, Институт им. В.А. Котельникова, Южное отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова) с использованием разнообразных измерительных средств, включающих следующие группы приборов:

1. Метеорологические приборы, закрепленные непосредственно на пирсе.
2. СВЧ- и ИК-радиометрические приборы миллиметрового, сантиметрового и дециметрового диапазонов, закрепленные на сканирующей платформе.
3. Приборы для исследования характеристик воды.

В 2010 г. по нашей инициативе в состав измерительных средств был впервые включен сканирующий СВЧ-радиометр, действующий в линии поглощения радиоволн 1,35 см (частота 22,235 ГГц), разработанный и изготовленный в концерне радиостроения «Вега» (г. Москва) по техническому заданию ИРЭ РАН в рамках гранта МНТЦ № 3827 (2008–2011 гг.) «Разработка технологий диагностики зарождения тропических ураганов в океане на основе методов дистанционного зондирования».

Внешний вид измерительного комплекса и поворотной платформы с установленными на ней СВЧ-радиометрами, расположенными на конце пирса, приведен на рис. 10.3.



Рис. 10.3. Общий вид измерительного комплекса (слева) и внешний вид сканирующей платформы (справа)

Поворотная платформа для установки СВЧ-радиометров была закреплена на металлической ферме длиной 5 м. Обзор верхней полусферы осуществлялся путем ее сканирования с плавным изменением угла места от зенита до надира и обратно в пяти фиксированных направлениях по азимуту через 30 градусов.

Цели СВЧ-радиометрических измерений заключались в исследовании изменчивости общего влагосодержания атмосферы в различных погодных условиях (в том числе и в предштормовых условиях).

Из материалов черноморского эксперимента нами выделены данные наземных измерений температуры атмосферы и влажности приводного воздуха, а также результаты измерений ЯТ атмосферы на длине волны 1,35 см в период времени 23–31 сентября, предшествующий приходу шторма.

Позже эти ряды данных были дополнены результатами измерений радиометром AMSR-E спутника EOS Aqua на длине волны 1,26 см в области моря, примыкающей непосредственно к Голубой бухте. Использование спутниковых данных для акватории самой бухты не представляется возможным, т. к. ее размеры в несколько раз меньше величины пространственного разрешения этого канала радиометра AMSR-E.

10.3.2. Результаты измерений и их интерпретация

Изменчивость яркостной температуры атмосферы

На рис. 10.4 приведены измеренные значения яркостной температуры атмосферы на длине волны 1,35 см для сканов полупространства по азимуту и углу места в вертикальной плоскости, выполненных в одно и тоже время (10 часов утра) в период 23–30 сентября, предшествующий появлению шторма в Голубой бухте (его эпицентр прошел над измерительным комплексом 1 октября 2010 г.).

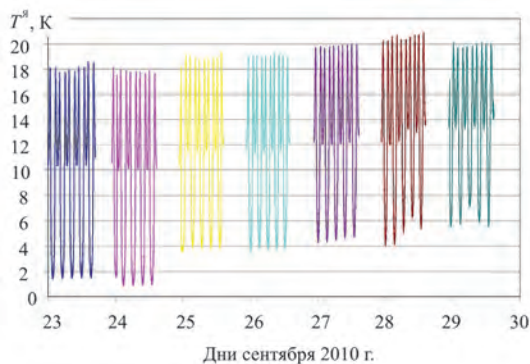


Рис. 10.4. Вариации яркостной температуры сканов полупространства на длине волны 1,35 см в дни, предшествующие шторму в Голубой бухте

Как видно из иллюстрации, в этот период наблюдалось нарастание минимальных, максимальных и средних значений ЯТ, зарегистрированных при положениях поворотной платформы 0 и 90 градусов, соответственно.

Рисунок 10.5 иллюстрирует зависимости ЯТ на длине волны 1,35 см от величины отклонения угла от зенита в разные сутки, предшествующие приходу шторма. Эта величина тесно связана с общим влагосодержанием атмосферы и, также как и рис. 10.4, отчетливо демонстрирует эффект накопления водяного пара в атмосфере в предштормовой период.

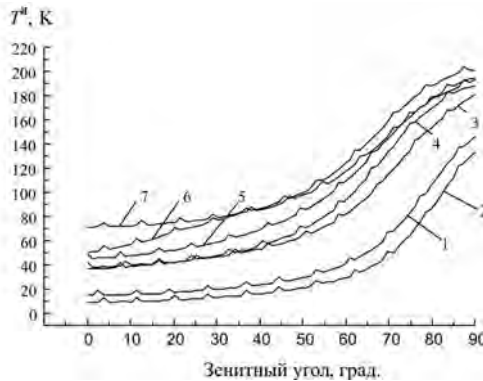


Рис. 10.5. Зависимость яркостной температуры атмосферы на длине волны 1,35 см от зенитного угла для дней сентября в предштормовой период в Голубой бухте. Кривые с номерами от 1 до 7 соответствуют датам от 23 до 30 сентября

Отметим, что приведенные на рис. 10.4 и рис. 10.5 результаты хорошо соответствуют классическим представлениям об угловых зависимостях ЯТ атмосферы.

Тепловые характеристики приводного воздуха

Результаты метеорологических измерений на пирсе показали, что в течение нескольких суток, предшествующих приходу шторма в район Голубой бухты, наблюдалось повышение температуры и влажности приводного воздуха.

С помощью формул Глобального Аэродинамического метода (балк-формулы) на основе данных контактных измерений температуры воды и приводного воздуха, а также скорости приводного ветра рассчитаны вертикальные турбулентные потоки явного, скрытого и суммарного тепла, а результаты приведены на рис. 10.6.

Из иллюстрации видно, что по мере приближения шторма происходило снижение величины потока явного тепла с 40 до -100 Вт/м^2 и скрытого тепла с 225 до 10 Вт/м^2 . В предштормовой период водная поверхность отдавала явное и суммарное тепло приводному воздуху, а примерно за сутки до прихода шторма в Голубую бухту характер теплообмена между водой и воздухом сменился на противоположный.

Величина перепада потока суммарного тепла в предштормовой период в Голубой бухте близка к соответствующей величине, зафиксированной во Флоридском проливе во время приближения ТУ Katrina к станции SMKF1 в августе 2005 г. ($330 \div 350 \text{ Вт/м}^2$), но противоположна по знаку. Это означает, что в этот период происходило усиление передачи тепла от атмосферы к водной поверхности Голубой бухты в результате прихода теплых и влажных

Спутниковая СВЧ-радиометрия тепловых и динамических процессов на поверхности океана и в атмосфере

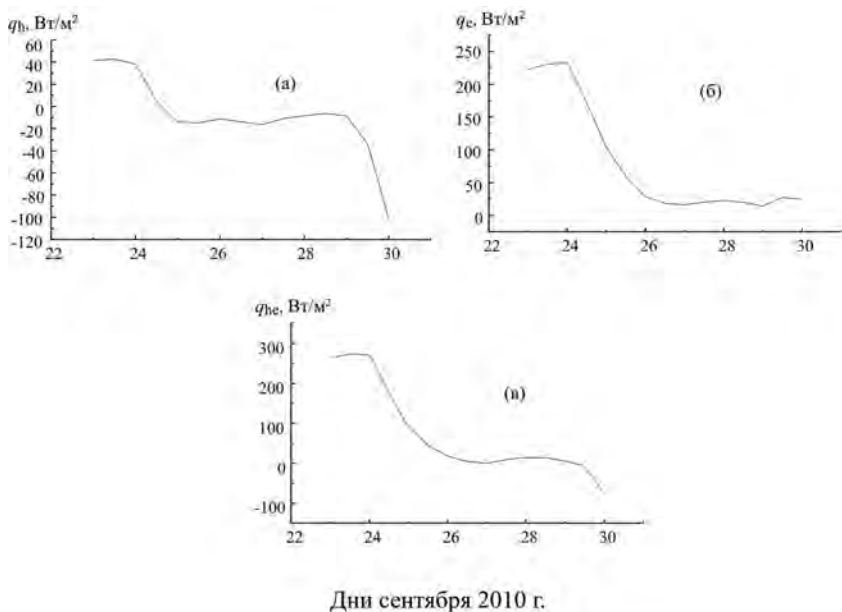


Рис. 10.6. Вариации потоков явного (а), скрытого (б) и суммарного (в) тепла в предштормовой период в Голубой бухте

масс воздуха в отличие от ситуации в районе станции SMKF1, где по мере приближения ТУ Katrina наблюдалось снижение параметров температуры и влажности приводного воздуха. Согласно результатам расчетов, в Голубой бухте в предштормовой период также происходило накопление тепла в водяном паре приводного слоя атмосферы, величина теплосодержания которого возросла с 23 по 30 сентября примерно на 61 КДж/м^2 . Столь сильное приращение теплосодержания водяного пара приводной атмосферы по сравнению с предштормовой ситуацией во Флоридском проливе в августе 2005 г. ($14,7 \text{ КДж/м}^2$) объясняется тем, что вариации температуры и влажности приводного воздуха в Голубой бухте в период приближения шторма значительно превышали вариации этих параметров в районе станции SMKF1 во время приближения ТУ Katrina.

Результаты комплексных наблюдений в районе Голубой бухты

Проведено сопоставление динамики температуры и влажности приводного воздуха, измеренных метеорологическими датчиками на пирсе, с результатами одновременных измерений радиометром AMSR-E спутника EOS Aqua на длине волны 1,26 см в области моря, примыкающей непосредственно к Голубой бухте со стороны моря. Сравнение данных спутниковых измерений яркостной температуры COA над самой Голубой бухтой было бы некорректным, т. к. размеры бухты в несколько раз меньше величины пространственного разрешения канала 1,26 см радиометра AMSR-E. Размеры выбранной области соответствуют спутниковому «пятну», линейные размеры которого на длине волны 1,26 см составляют $40 \times 60 \text{ км}$; координаты центра области – $44^\circ \text{ с. ш.}, 38^\circ \text{ в. д.}$

На рис. 10.7 иллюстрируются результаты сопоставления температуры (1) и влажности (2) приводного воздуха (а), яркостной температуры СОА, измеренной радиометром AMSR-E на длине волны 1,26 см (б) и яркостной температуры атмосферы, измеренной с пирса сканирующим СВЧ-радиометром на длине волны 1,35 см (в). В последнем случае из всех сканов используются выборки, соответствующие только измерениям в надир.

Из иллюстрации видно сходство характера реакции температуры и влажности приводного воздуха на пирсе, а также яркостных температур СОА в резонансной области поглощения радиоволн в водяном паре атмосферы, независимо от способа спутниковых СВЧ-радиометрических измерений (сверху или снизу).

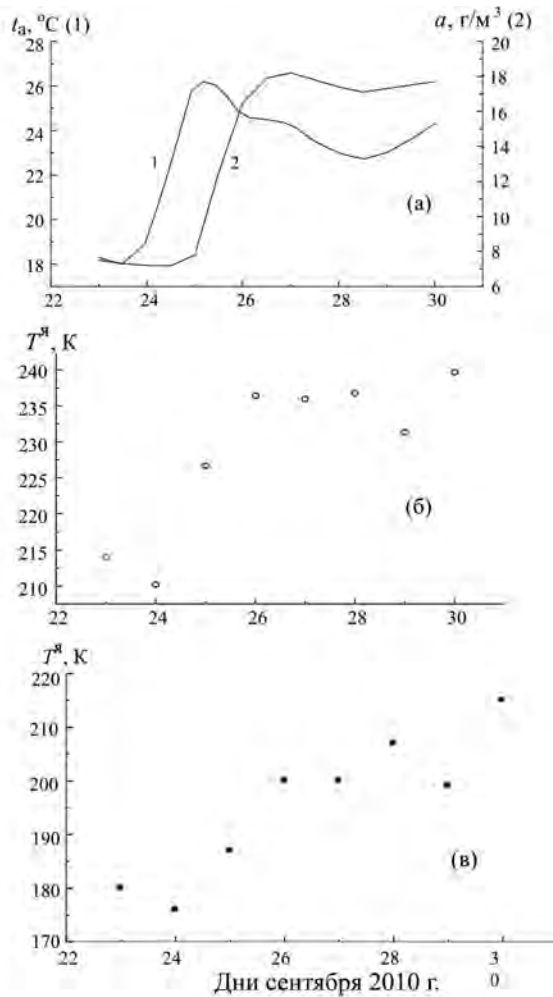


Рис. 10.7. Вариации температуры (1) и абсолютной влажности (2) приводного воздуха в период, предшествующий шторму в Голубой бухте (а, яркостной температуры СОА на длине волны 1,26 см, измеренной спутниковым радиометром AMSR-E (б) и яркостной температуры СОА, измеренной с пирса СВЧ-радиометром на длине волны 1,35 см (в))

Выводы к главе 10

1. Наблюдаются сходные признаки в поведении характеристик СОА – монотонное возрастание температуры и влажности приводного воздуха, полного влагосодержания и энтальпии атмосферы, а также яркостной температуры СОА и снижение интенсивности тепло- и влагообмена между водной поверхностью и атмосферой в периоды времени, предшествующие приближению ТУ Katrina к району станции SMKF1 и приходу морского шторма в район Голубой бухты.

2. В обоих случаях в предштормовой период времени (в течение нескольких суток) наблюдается эффект «накачки» атмосферы энергией в виде скрытого тепла, содержащегося в водяном паре, который отчетливо регистрируется как метеорологическими датчиками, так и спутниковыми СВЧ-радиометрическими средствами.

3. Полученные в черноморском эксперименте данные СВЧ-радиометрических измерений в области резонансного поглощения радиоволн в водяном паре атмосферы – наземные и спутниковые – хорошо согласуются между собой и могут в равной степени служить полезным инструментом для контроля изменчивости полного влагосодержания атмосферы в предштормовых ситуациях.

Подтверждается роль общего содержания водяного пара в атмосфере на стадиях, предшествующих развитию штормовых ситуаций в океане и на море. Последние исследования [10-6, 10-7, 10-8, 10-9, 10-10] показывают, что регулярный контроль именно этой характеристики является важным и необходимым условием при изучении проблемы динамики тропических ураганов и среднеширотных циклонов.

Список литературы к главе 10

10-1. Гранков А.Г., Маречек С.В., Мильшин А.А и др. Анализ предштормовых ситуаций во Флоридском проливе и в Голубой бухте Чёрного моря // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 51. № 1. С. 97–104.

10-2. Гранков А.Г., Маречек С.В., Мильшин А.А и др. Исследование поведения океана и атмосферы в зонах деятельности циклонов с помощью спутниковых СВЧ-радиометрических и наземных средств // Журнал радиоэлектроники. 2013. № 1. С. 1–47.

10-3. Grankov A.G., Marechek S.V., Milshin A.A. et al. Elaboration of technologies for diagnosis of tropical hurricanes beginning in oceans with remote sensing methods, Chapter in collective monograph «Hurricane Researches», InTech Publ. House, 2012, 23–41.

10-4. Снопков В.Г. Расчет влажности воздуха над морем по разности температуры вода-воздух // Метеорология и гидрология. 1980. № 2. С. 109–111.

10-5. Alishouse J.C., Snyder S.A., Vongsatorn J., Ferrado R.R. Determination of oceanic total precipitate water from the SSM/I. J. Geophys. Res. // 1990. V. 28. No. 5, P. 811–816.

10-6. 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.

10-7. 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.

10-8. Ермаков Д.М., Шарков Е.А., Покровская И.В., Чернушич А.П. Обнаружение энергетических источников в перемежаемых режимах интенсивности ТЦ Alberto при его эволюции поданным спутникового микроволнового зондирования // Исслед. Земли из космоса. 2013. № 4. С.39-49.

10-9. Ермаков Д.М., Раев М.Д., Чернушич А.П., Шарков Е.А. Алгоритм построения глобальных радиотепловых полей системы океан-атмосфера высокой пространственно-временной дискретизации по спутниковым микроволновым измерениям // Исслед. Земли из космоса. 2013. № 4. С.72–82.

10-10. Гранков А.Г., Мильшин А.А., Новичихин Е.П. Поведение радиояркостной температуры системы «океан-атмосфера» в условиях активности среднеширотных и тропических циклонов // Изв. Вузов. Радиофизика. 2013. № 10. С. 711–725.

Глава 11

Использование спутниковых СВЧ-радиометрических измерений для анализа влагосодержания атмосферы при развитии тропических ураганов

Приведены примеры использования данных спутниковых СВЧ-радиометрических измерений для анализа влагосодержания атмосферы при развитии тропических ураганов на начальных стадиях и распространении от зарождения, реакции системы океан-атмосфера на их приближение. Иллюстрируется роль водяного пара атмосферы как количественного индикатора этих процессов.

11.1. Описание задачи

Благодаря наличию сильной спектральной линии 1,35 см (22,235 ГГц) резонансного поглощения радиоволн в водяном паре атмосферы ее общее влагосодержание относится к числу параметров, жестко связанных с измеряемой с ИСЗ яркостной температурой системы океан-атмосфера. Эффективность использования данного участка СВЧ-диапазона для оценки динамики ОВА и ее связи с тепловыми и СВЧ-излучательными характеристиками СОА подтверждена результатами совместного анализа данных метеорологических и аэрологических измерений в циклонических зонах Северной Атлантики, полученными в ходе судовых экспериментов НЬЮФАЭКС-88 и АТ-ЛАНТЭКС-90 и данных синхронных измерений радиометра SSM/I спутника DMSP F08 [11-1, 11-2]. Выявлена чувствительность ОВА и яркостной температуры СОА на длине волны 1,35 см к появлению и развитию среднеширотных атлантических циклонов и четкая взаимосвязь с их важными энергетическими характеристиками – вертикальными турбулентными потоками явного и скрытого (латентного) тепла на поверхности океана и теплосодержанием (энтальпией) атмосферного пограничного слоя.

Существует немало публикаций, свидетельствующих об актуализации темы использования спутниковых СВЧ-радиометрических методов для анализа роли атмосферного водяного пара в генезисе и развитии циклонов в тропических широтах океана – тропических ураганов [11-3, 11-4, 11-5, 11-6, 11-7]. Так, в [11-3, 11-4] исследована связь спутниковых СВЧ-радиометрических оценок ОВА с тропическим циклогенезом в акваториях Мирового океана, в [11-5] рассмотрена роль тропосферных адвективных потоков скрытого тепла, сосредоточенного в водяном паре, в интенсификации ТУ, в [11-6, 11-7] показана возможность оценивания скорости переноса водяного пара и локализации источников тепловой энергии с помощью СВЧ-радиометрических методов.

В данном разделе рассмотрены возможности использования данных спутниковых измерений яркостной температуры СОА в спектральной области поглощения радиоволн в водяном паре атмосферы для оценки динамики ОВА в зонах активности тропических ураганов. Приведены примеры, иллюстрирующие роль водяного пара атмосферы как количественного индикатора разви-

тия тропических образований на начальных стадиях (тропическая депрессия, тропический шторм), пространственно-временной динамики распространения ураганов в океане и их трансформации, а также реакции СОА на приближение ТУ. Полученные результаты могут служить основой для построения простых методов, позволяющих проводить экспресс-анализ динамики тропических ураганов, не требующих привлечения трудоемких вычислительных процедур и больших массивов спутниковых данных.

Здесь получила дальнейшее развитие тематика исследований, начатых в ИРЭ РАН в 2008 г. в рамках гранта МНТЦ 03827 «Разработка технологий диагностики зарождения тропических ураганов в океане на основе методов дистанционного зондирования».

Источниками информации об СВЧ-излучательных характеристиках поверхности океана и атмосферы в сантиметровом и миллиметровом диапазонах длин волн являются данные многолетних измерений радиометром SSM/I [11-8] метеорологических спутников DMSP и радиометром AMSR-E [11-9] океанографического спутника EOS Aqua.

Нами использованы современные глобальные архивы данных спутниковых измерений над океаном, представленные в виде сеточных значений для квадратов $0,25 \times 0,25^\circ$ с суточным разрешением, включающие:

- NSIDC (National Snow & Ice Data Center) – значения яркостной температуры и результаты тематической обработки данных измерений радиометра AMSR-E спутника EOS Aqua;

- RSS (Remote Sensing Systems) – значения яркостной температуры и результаты тематической обработки данных измерений радиометров SSM/I и SSMIS спутников DMSP, радиометра AMSR-E спутника EOS Aqua;

- HURSAT (National Climatic Data Center) – значения яркостной температуры, измеренные радиометрами SSM/I спутников DMSP в циклонически активных областях океана.

Привлечены архивные материалы для ряда наиболее сильных в истории наблюдений ураганов Katrina, Wilma, Rita, достигших наивысших 4-й и 5-й категорий по шкале Саффира-Симпсона (Saffir-Simpson), что позволило получить отчетливые представления о динамике и взаимосвязи их метеорологических и СВЧ-излучательных характеристик на различных стадиях развития.

11.2. Развитие тропических ураганов на начальных стадиях

Исходным материалом здесь послужили синоптические истории возникновения и развития ТУ Charley и Katrina [11-10, 11-11].

Ураган Charley зародился в августе 2004 г. в Атлантике, набрал силу в Карибском море и Мексиканском заливе, и впоследствии обрушился на полуостров Флорида [11-10].

Выполнен анализ временной изменчивости общего влагосодержания атмосферы на начальных стадиях развития урагана Charley. На основе ежесуточных, усредненных по квадратам $0,25 \times 0,25^\circ$ данных об ОВА из архива NSIDC, полученных по данным измерений радиометра AMSR-E спутника EOS Aqua, построены его зависимости от времени для различных точек траектории урагана Charley на ранних стадиях развития урагана в Карибском море – тропической депрессии и морского шторма (рис. 11.1).

Спутниковая СВЧ-радиометрия тепловых и динамических процессов на поверхности океана и в атмосфере

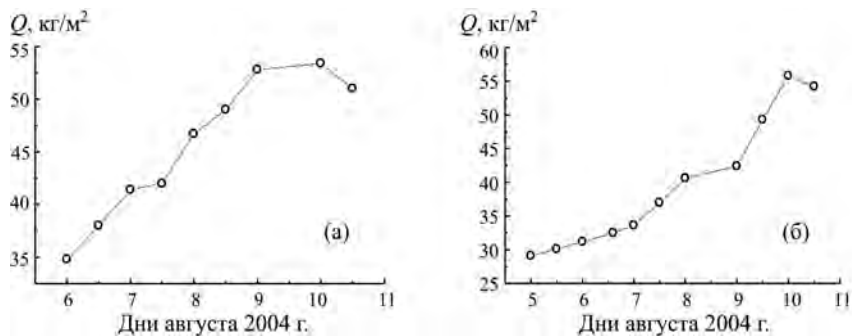


Рис. 11.1. Рост величины ОВА при развитии урагана Charley по данным радиометра AMSR-E: (а) – на стадии тропической депрессии (в точке траектории урагана 12,2° с. ш., 63,2° з. д.); (б) – на стадии морского шторма (в точке 15,6° с. ш., 71,8° з. д.).

Из иллюстрации видно, что на каждой из этих стадий развитие урагана Charley сопровождается нарастанием общего содержания водяного пара.

Сами значения яркостной температуры, измеряемые со спутников в области поглощения излучения в водяном паре атмосферы, благодаря их тесной связи с влажностными характеристиками атмосферы также могут служить количественными характеристиками тропических образований на начальных стадиях.

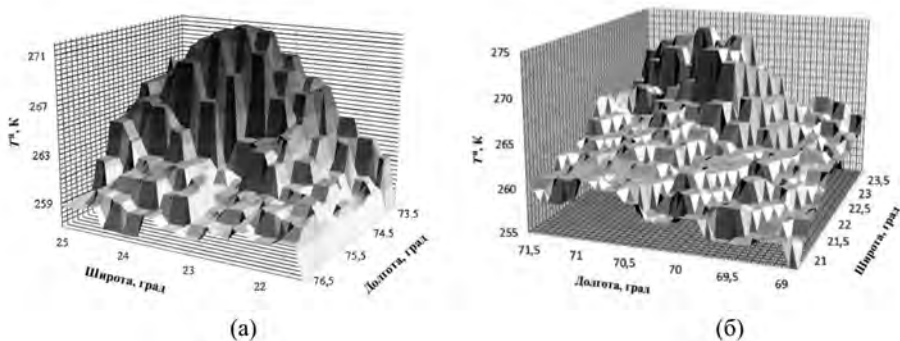


Рис. 11.2. Пространственное распределение яркостной температуры COA канала 22V (22,235 Гц, вертикальная поляризация) радиометра SSM/I (в Кельвинах) в области зарождения ТУ Katrina (а) и Rita (б) на стадии тропической депрессии 23 августа и 18 сентября 2005 г. соответственно

На рис. 11.2 иллюстрируются примеры прямого использования спутниковых измерений на длине волны 1,35 см для обнаружения (локализации) тропических образований на стадиях зарождения: Katrina в районе Багамских островов (21,5 ÷ 25° с. ш., 73,5 ÷ 76° з. д. в августе 2005 г.) [11-11] и Rita в Карибском море (20,5 ÷ 23,5° с. ш., 69 ÷ 71,5° з. д. в сентябре 2005 г. [11-12].

Представленные результаты получены на основе данных глобального обзора Мирового океана радиометрами SSM/I спутников DMSP F13, F14, F15 (архив HURSAT).

11.3. Распространение и трансформация тропических ураганов [11-13]

Исследована связь динамики распространения и трансформации ТУ с пространственно-временной изменчивостью таких характеристик СОА как:

– яркостная температура в спектральной области поглощения радиоволн в водяном паре атмосферы на длинах волн 1,26 см (23,8 ГГц) и 1,6 см (18,7 ГГц) на вертикальной (V) и горизонтальной (H) поляризациях (соответствуют каналам 18V и 18H радиометра AMSR-E спутника EOS Aqua);

– общее содержание водяного пара в атмосфере (результаты обработки данных измерений радиометра AMSR-E).

Каналы радиометра AMSR-E 18V и 18H обладают высокой чувствительностью не только к общему влагосодержанию атмосферы, но и к скорости приводного ветра, величина которого кратно увеличивается в процессе формирования ураганов.

На рис. 11.3 в качестве примера представлены результаты анализа пространственно-временной изменчивости ЯТ, измеренной каналом 18H радиометра AMSR-E в Мексиканском заливе вдоль трассы распространения урагана Katrina от района его зарождения (Багамские острова) к южному побережью США (штат Луизиана) в период 24–30 августа 2005 г.



Рис. 11.3а. Траектория распространения ТУ Katrina от района его зарождения: цифры – дни августа 2005 г. [11-11]. Светлые точки – полуденные час суток. Цифры у стрелок – атмосферное давление в миллибарах. Цифры по горизонтальной оси – градусы западной долготы, по вертикальной – градусы северной широты

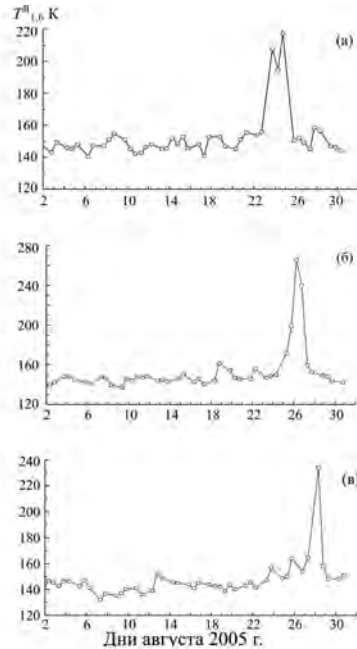


Рис. 11.3б. Вариации ЯТ на длине волны 1,6 см на горизонтальной поляризации в различных точках траектории урагана Katrina (архив NSIDC): а) 26°с. ш., 78°з. д.; б) 25°с. ш., 83°з. д.; в) 27°с. ш., 89°з. д.

Появление урагана Katrina в той или иной области Мексиканского залива сопровождается резким всплеском ЯТ на длине волны 1,6 см на горизонтальной поляризации (до $100 \div 120$ К 27–28 августа), природа которых объясняется нарастанием водяного пара в атмосфере в моменты времени прихода циклона, а также усилением скорости приводного ветра. На длине волны 1,26 см, где яркостные контрасты СОА меньше зависят от состояния поверхности океана и обусловлены преимущественно вариациями ОВА, пиковые значения ЯТ вдвое меньше.

Аналогичные результаты демонстрирует рис. 11.4 на примере урагана Wilma [11-14], сформировавшегося в октябре 2005 г. над Карибским морем, развернувшегося у юго-восточного побережья Южной Америки в сторону Мексиканского залива, пересекшего полуостров Флорида, продолжившего свой путь в водах Северной Атлантики вдоль восточного побережья США и потерявшего свою силу у Новой Шотландии.

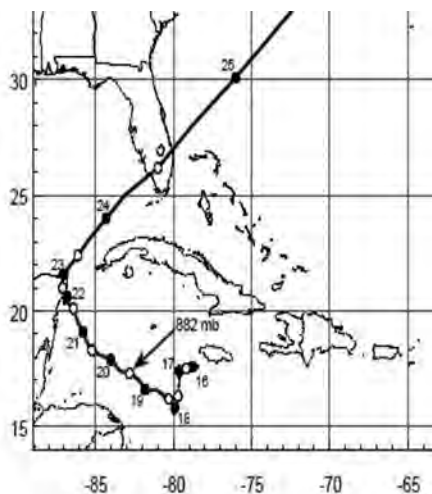


Рис. 11.4а. Траектория движения ТУ Wilma от очага его зарождения: цифры – дни октября 2005 г. [11-14]. Цифры по горизонтальной оси – градусы западной долготы, по вертикальной – градусы северной широты

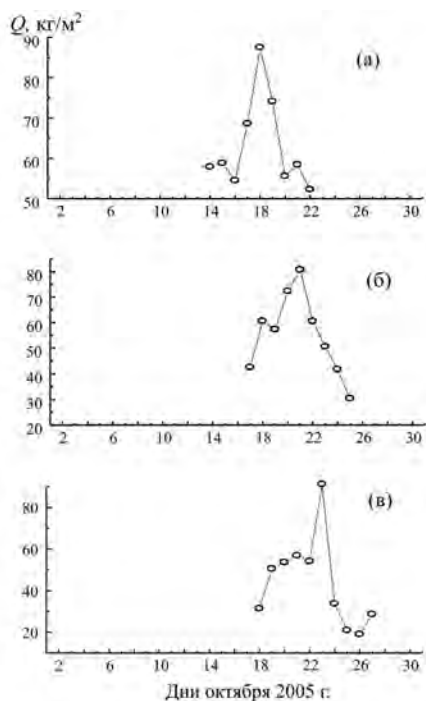


Рис. 11.4б. Вариации ОВА по данным измерений радиометра AMSR-E (архив NSIDC) на трассе распространения урагана Wilma в Карибском море и Мексиканском заливе в точках: (а) – $15,8^\circ$ с. ш., $79,9^\circ$ з. д.; (б) – $19,1^\circ$ с. ш., $85,8^\circ$ з. д.; (в) – 24° с. ш., $84,3^\circ$ з. д.

В этом случае маркером распространения урагана Wilma является величина ОВА, определенная по данным AMSR-E спутника EOS Aqua (суточные значения, усредненные по квадратам $0,25 \times 0,25^\circ$, архив NSIDC).

Из рис. 11.4б видно, что появление урагана Wilma в той или иной области Мексиканского залива сопровождается всплеском ОВА: на $35 \div 40 \text{ кг/м}^2$ в точке (а) Карибского моря (18 октября 00 ч), на $45 \div 50 \text{ кг/м}^2$ в точке (б) Карибского моря (21 октября 00 ч), на $60 \div 65 \text{ кг/м}^2$ в точке (в) Мексиканского залива (24 октября 00 ч).

Приведенные на рис. 11.4а, 11.4б результаты позволяют качественно проиллюстрировать пространственно-временную динамику ОВА и получить приближенные оценки скорости переноса водяного пара вдоль траектории распространения ТУ. Из рис. 11.4 следует, например, что эта величина составляет для урагана Wilma в период 18–24 октября 2005 г. 200–300 км/сутки. Подобные оценки можно получить и на основе данных о временном положении пиков ЯТ в спектральной области поглощения собственного СВЧ-излучения СОА в водяном паре атмосферы. Например, из приведенных на рис. 11.4 результатов следует, что скорость переноса водяного пара вдоль траектории урагана Katrina составляет около 300 км/сутки в период 26–27 августа 2005 г. и около 450 км/сутки в период 28–29 августа 2005 г. Более точные оценки скорости переноса атмосферного водяного пара требуют привлечения более обширных массивов спутниковых данных и реализуются с помощью специальных вычислительных процедур [11-6].

Данные о пространственно-временном распределении интенсивности собственного СВЧ-излучения СОА в области резонансного поглощения излучения в водяном паре атмосферы позволяют судить не только о скорости нарастания интенсивности урагана Wilma вдоль трассы его распространения от района зарождения, но и о динамике расширения размеров охваченных им областей (рис. 11.5).

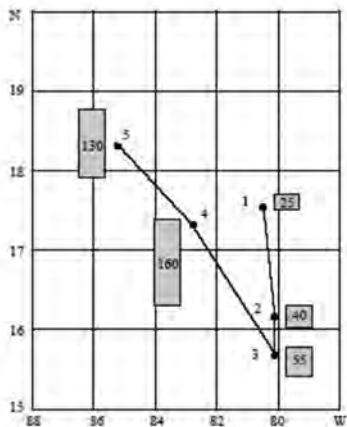


Рис. 11.5а. Траектория и временная динамика распространения ТУ Wilma над Карибским морем в октябре 2005 г. на стадиях: тропической депрессии (1); тропического шторма (2, 3) и урагана (4, 5). Числа в прямоугольниках – скорость ветра в морских узлах. Цифры по горизонтальной оси – градусы западной долготы, по вертикальной – градусы северной широты

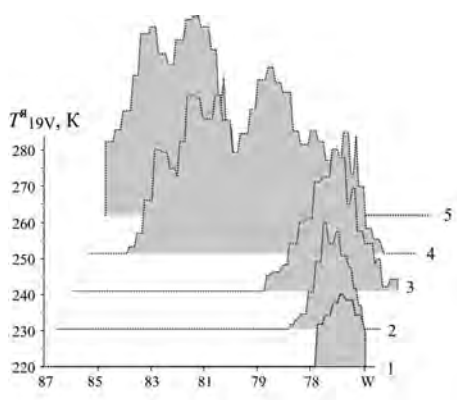


Рис. 11.5б. Пространственные разрезы ЯТ, по данным каналов 19V SSM/I спутников DMSP F13, F14, F15 (архив HURSAT) вдоль трассы распространения и трансформации ТУ Wilma на различных стадиях: 1 – 15 окт., 23 ч. 18 мин.; 2 – 17 окт., 14 ч. 29 мин., 3 – 18 окт., 1 ч. 40 мин., 4 – 19 окт., 12 ч. 14 мин., 5 – 20 окт., 12 ч. 34 мин.

На рисунке иллюстрируется пространственно-временная изменчивость поля яркостной температуры COA, измеренной каналами 19V радиометров SSM/I спутников DMSP F13, F14, F15 в виде его поперечных (меридиональных) разрезов в области распространения тропического образования Wilma от очага зарождения и его трансформации из стадии тропической депрессии (15 октября 2005 г.) до урагана наивысшей силы (19–20 октября 2005 г.).

Из приведенных результатов видно, что переход тропического образования Wilma из одной стадии в другую сопровождается ростом яркостной температуры T_{18V}^* от 20 до 50 ÷ 55 К.

В этот период наблюдается также увеличение горизонтальных размеров урагана (судя по яркостным разрезам) от 1 до 4,3 градуса (от 110 до 475 км).

11.4. Реакция системы океан-атмосфера на приближение тропических ураганов [11-15]

Изучение возмущений характеристик поверхности океана и атмосферы, обусловленных приближением ураганов, на наш взгляд, может быть полезным при поиске факторов, влияющих на зарождение циклонических областей.

Рассмотрим результаты анализа изменчивости влагосодержания атмосферы и яркостной температуры COA по данным измерений радиометра AMSR-E спутника EOS Aqua (архивы RSS) накануне прихода ТУ Katrina в районе станции SMK F1 (Sombrero Key) во Флоридском проливе Мексиканского залива (24,38° с. ш., 81,07° з. д.).

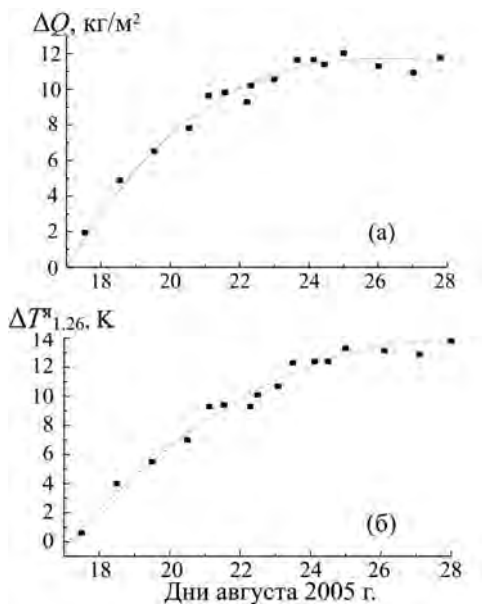


Рис. 11.6. Приращения общего влагосодержания атмосферы (а) и яркостной температуры COA на длине 1,26 см (вертикальная поляризация) (б) в период приближения урагана Katrina к станции SMK F1. Пунктирные линии – аппроксимации оригинальных результатов полиномами 2-й степени.

Наблюдается эффект аккумуляции водяного пара в атмосфере в период времени, предшествующий приближению урагана Katrina к станции SMKF1, который выражается в постоянном нарастании значений ОВА, а также яркостной температуры COA на длине волны 1,26 см на вертикальной поляризации (канал 18V радиометра AMSR-E) (рис. 11.6). Аналогичный эффект отмечается и авторами [11-7], исследовавшими энергетические источники интенсификации ТУ Katrina на основе данных спутниковых СВЧ-радиометрических измерений.

Замеченный эффект подтверждается другим примером, иллюстрирующим реакцию общего влагосодержания атмосферы, интегрального водозапаса облаков и яркостной температуры COA на приближение урагана Rita [11-12] к области Мексиканского залива в сентябре 2005 г., где он достиг наивысшей силы – максимальных значений данных параметров (рис. 11.7).

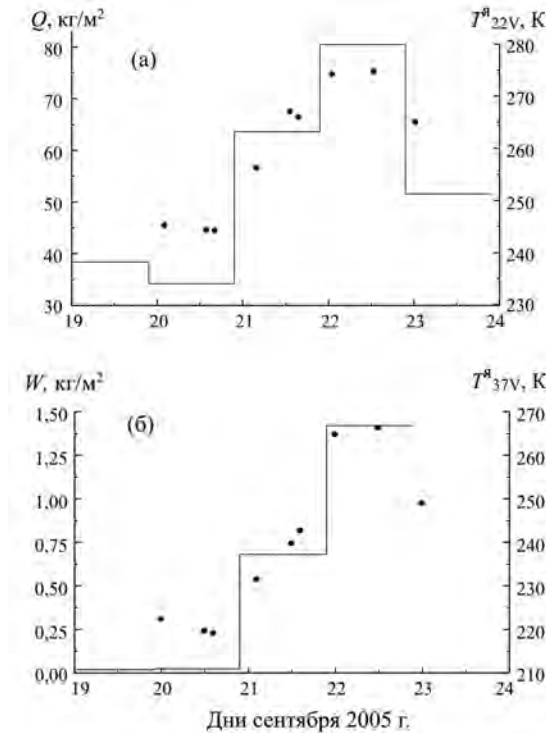


Рис. 11.7. Реакция метеопараметров атмосферы и яркостной температуры COA на приближение и прохождение урагана Rita в точке $24,8^\circ$ с. ш., $87,6^\circ$ з. д. в виде вариаций общего влагосодержания атмосферы Q и яркостной температуры T_{22V}^{br} на частоте 22,235 ГГц (а), интегрального водозапаса облаков и яркостной температуры T_{37V}^{br} на частоте 37 ГГц (б)

Здесь использованы данные архива HURSAT – значения яркостной температуры, измеренные радиометрами SSM/I спутников DMSP F13, F14, F15, а также оценки общего влагосодержания атмосферы и водозапаса облаков по данным измерений радиометра AMSR-E спутника EOS Aqua из архива NSIDC.

В течение 2-х суток, предшествующих прохождению урагана Rita через данную область Мексиканского залива, наблюдается сильный рост общего содержания водяного пара в атмосфере и водозапаса облаков и, ожидаемо, яркостной температуры в участках СВЧ-диапазона, соответствующих ее максимальной чувствительности к вариациям данных параметров.

Результаты спутниковых и наземных СВЧ-радиометрических исследований временной динамики ОВА, проведенных в Голубой бухте Черного моря (см. гл. 10), указывают также на существование эффекта накопления водяного пара в атмосфере в предштормовых ситуациях, т. е. в периоды, предшествующие приходу интенсивных морских штормов.

Учет данного эффекта может оказаться полезным при разработке методов прогнозирования темпов и сроков приближения тропических ураганов к той или иной области океана (побережья), где их появление регулярно и ожидаемо.

Выводы к главе 11

1. Спутниковый мониторинг пространственно-временной изменчивости общего содержания водяного пара в атмосфере в районах активности тропических ураганов указывает на его тесную связь с процессами нарастания и развития тропических ураганов на различных стадиях.

2. Примеры использования данных измерений яркостной температуры СОА радиометров SSM/I спутника DMSP и AMSR-E спутника EOS Aqua в области резонансного поглощения радиоволн в водяном паре атмосферы в районах активности целого ряда тропических ураганов указывают на возможность использования общего влагосодержания атмосферы в качестве маркера для определения траектории распространения ураганов в океане, а также для оценки границ их влияния на близлежащие акватории.

3. Данный подход, основанный на наличии прямых, физически обусловленных связей между общим влагосодержанием атмосферы и яркостной температурой системы океан-атмосфера, не требуя привлечения больших массивов спутниковой информации и трудоемких вычислительных процедур и не претендуя на высокую точность количественных оценок, открывает перспективы разработки инструментария для экспресс-анализа развития тропических ураганов и качественного прогноза их эволюции.

Список литературы к главе 11

11-1. Гранков А.Г. Об использовании резонансных областей (5 мм и 1.35 см) атмосферы для анализа ее теплового взаимодействия с океаном на основе спутниковых СВЧ-радиометрических измерений // Журнал технической физики. 2003, Т. 73, Вып. 7. С. 111–118.

11-2. Гранков А.Г., Маречек С.В., Мильшин А.А. и др. Исследование поведения океана и атмосферы в зонах деятельности циклонов с помощью спутниковых СВЧ-радиометрических средств // Журнал радиоэлектроники. 2013. № 1. С. 1–47.

11-3. Покровская И.В., Шарков Е.А. Дистанционные исследования пространственных полей влагосодержания в тропической атмосфере в процессе циклогенеза // Исслед. Земли из космоса. 1996. № 6. С. 18–27.

11-4. 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.

11-5. Ермаков Д.М., Шарков Е.А., Чернушич А.П. Роль тропосферных адвективных потоков скрытого тепла в интенсификации тропических циклонов // Исследование Земли из космоса. 2014. № 4. С. 3–15.

11-6. Ermakov D.M., Sharkov E.A., Chernushich A.P. Satellite radiothermography of atmospheric mesoscale processes: case study of tropical cyclones // The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences – ISPRS Archives. 2015. V. XL. N. 7/W3. P. 179–186.

11-7. Ermakov D.M., Chernushich A.P., Sharkov E.A., Pokrovskaya I.V. Searching for an energy source of the intensification of tropical cyclone Katrina using microwave satellite sensing data // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2013. V. 49. N. 9. P. 963–973.

11-8. Hollinger P.H., Peirce J.L., Poe G.A. SSM/I instrument evaluation // IEEE Trans. Geosci. Rem. Sensing. 1990. V. 28. P. 781–790.

11-9. Kawanishi T, Sezai T, Ito et al. The advanced microwave scanning radiometer for the Earth Observing System (AMSR-E), NASDA's contribution to the EOS for global energy and water cycle studies // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 2003. No. 48. P. 173–183.

11-10. Pasch R.J., Daniel P., Brown D.P., Blake E.S. Tropical cyclone report: Hurricane Charley, 9-14 August 2004. National Hurricane Center, 18 October 2004 (Revised 15 September 2011), 23 p.

11-11. Knabb R.D., Rhone J.R., Brown D.P. Tropical cyclone report: Hurricane Katrina 23-30 August 2005. National Hurricane Center, 20 December 2005, 43 p.

11-12. Knabb R.D., Brown D.P., Rhone J.R. Tropical Cyclone Report: Hurricane Rita, 18–26 September 2005. National Hurricane Center, 17 March 2006 (Updated 14 August 2006 and 14 September 2011), 33 p.

11-13. Гранков А.Г., Мильшин А.А., Новичихин Е.П., Шелобанова Н.К. Использование спутниковых радиометрических СВЧ-измерений для анализа влагосодержания атмосферы при развитии тропических ураганов // Радиотехника и электроника. 2020. т. 65. № 10. С. 959–966.

11-14. Pasch R.J., Blake E.S., Cobb III H.D., Roberts D.P. Tropical cyclone report: Hurricane Wilma 15–25 October 2005. National Hurricane Center, 12 January 2006, 27 p.

11-15. Гранков А.Г., Мильшин А.А., Новичихин Е.П., Шелобанова Н.К. О связи радиоизлучения в области поглощения водяного пара атмосферы с характеристиками тропических ураганов на разных стадиях их развития. Известия вузов // Радиофизика. 2020. Т. 63. № 3. С. 228–239.

Глава 12

Связь метеорологических и СВЧ-радиационных полей в Мексиканском заливе с процессами зарождения и развития тропических ураганов

Рассматривается подход к изучению процессов зарождения ураганов в Мексиканском заливе, основанный на анализе группового (усредненного над акваторией залива) отклика яркостной температуры в линии излучения водяного пара и влажностных характеристик атмосферы на эти процессы. Проведен анализ пространственно-временной изменчивости влагосодержания атмосферы в периоды зарождения и развития местных тропических ураганов Humberto, Lorenzo, Bret, Katia со спутников DMSP и GCOM-W1. Анализируются показатели полноты пространственного и регулярности временного обзора полей влажности атмосферы в периоды зарождения ураганов Bret и Katia, приводятся данные, иллюстрирующие возможности их улучшения при переходе от одиночных к групповым спутниковым измерениям.

12.1. Зарождение ураганов в Мексиканском заливе как приоритетная задача

Основное внимание в данной главе сосредоточено на местных ураганах, зародившихся в акватории Мексиканского залива, а не пришедших сюда из Карибского моря либо Атлантики уже в зрелой форме. Рассмотренные здесь ТУ Humberto (2007 г.), Lorenzo (2007 г.), Bret (1999 г.), Katia (2017 г.) принадлежат к числу немногих тропических образований, зародившихся в акватории Мексиканского залива. Например, в период с 1995 по 2017 годы в заливе зародились лишь 9 ураганов, в то время как число пришедших ТУ, обрушившихся на побережья США и Мексики в этот период, исчисляется несколькими десятками.

Уступая последним в интенсивности (балльности по шкале Саффира-Симпсона), местные ураганы оставляют мало времени местным службам на предупредительные меры, т. к. время их распространения от очагов возникновения к суше составляет от двух до нескольких суток.

Еще одной важной причиной интереса к ураганам, зародившимся в Мексиканском заливе, может служить наше предположение о том, что изучение именно этой категории ТУ позволит достичь лучшего понимания региональных механизмов их появления и прогресса в разработке технологий их раннего обнаружения.

Выделенные нами ураганы отражают многообразие циклонических процессов в Мексиканском заливе – их интенсивность сильно варьирует: скорость ветра для ТУ Humberto, Lorenzo, Katia составляет $130 \div 170$ км/ч и достигает 230 км/ч для ТУ Bret; что еще более важно, данные ураганы характеризуются различными синоптическими историями. Следует также отметить, что ураган Katia относится к числу ураганов, образовавшихся после

2010 года, отмеченных техногенной катастрофой – интенсивными разливами нефти в Мексиканском заливе, приведшими к необратимым изменениям его термохалинной структуры и системы течений.

Проведен анализ связи процессов развития местных ураганов в Мексиканском заливе с пространственно-временной изменчивостью полей влажности атмосферы над его акваторией на примерах ураганов Humberto, Lorenzo, Bret, Katia. Стимулом для проведения этого исследования послужило наблюдение о существовании дружного отклика СВЧ-излучательных и влажностных характеристик атмосферы на зарождение ураганов Humberto и Lorenzo в обширных областях Мексиканского залива, прилегающих к районам их зарождения [12-1, 12-2].

В работе широко используются архивы NSIDC (National Snow & Ice Data Center), JAXA (Japan AeroSpace Exploration Agency) Data Providing Service и RSS (Remote Sensing Systems) данных многолетних измерений (и результатов их тематической обработки), полученных с помощью радиометров SSM/I (Scanning Sensor Microwave Imager [12-3]) и SSMIS (Special Sensor Microwave Imager Sounder) [12-4] метеорологических спутников DMSP и радиометра AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer [12-5]) океанографического спутника EOS Aqua и его аналога – радиометра AMSR 2 спутника GCOM-W1.

12.2. Отклик яркостной температуры и общего влагосодержания атмосферы в Мексиканском заливе на зарождение ураганов Humberto и Lorenzo

Тропический ураган Humberto зародился в сентябре 2007 г. в северо-западной части Мексиканского залива и уже через сутки достиг американского побережья в районе штата Техас. Данное тропическое образование, не отличаясь высокой интенсивностью (1-я категория по шкале Саффира-Симпсона), достигло рекордной скорости его интенсификации от стадии тропической депрессии до стадии урагана, например, увеличение скорости приводного ветра с 25 до 80 морских узлов произошло в течение 19 часов (12–13 сентября). Более подробные сведения о синоптической истории развития ТУ Humberto приведены в [12-6].

ТУ Lorenzo зародился вскоре после урагана Humberto в северо-западной части Мексиканского залива (20,5° с. ш., 96,3° з. д.), его синоптическая история описана в [12-7]. Увеличение скорости приводного ветра с 25 до 80 морских узлов здесь произошло в течение 42 часов (25–27 сентября).

Таблица 12.1 иллюстрирует динамику развития ураганов Humberto и Lorenzo с моментов зарождения их начальных форм (тропических депрессий), перехода в стадии тропического шторма, тропического урагана и дальнейшей диссипации.

Спутниковая СВЧ-радиометрия тепловых и динамических процессов на поверхности океана и в атмосфере

Т а б л и ц а 12.1. Траектории и стадии развития ТУ Humberto и Lorenzo (сентябрь 2007 г.) [12-6, 12-7]

ТУ Humberto					
Дата/время (по Гринвичу)	Широта (°N)	Долгота (°W)	Атмосферное давление (мб)	Скорость ветра морской узел (км/ч)	Стадия
12 / 0600	27,3	95,0	1009	25 (46,25)	депрессия
12 / 1200	27,8	95,1	1006	35 (64,75)	шторм
12 / 1800	28,3	95,0	1001	45 (83,25)	
13 / 0000	28,8	94,8	997	55 (101,75)	
13 / 0600	29,5	94,4	985	80 (148,00)	ураган
13 / 1200	30,3	93,6	989	65 (120,25)	
13 / 1800	31,0	92,9	1000	35 (64,75)	шторм
14 / 0000	31,7	92,3	1006	25 (46,25)	депрессия
14 / 0600	32,4	91,3	1009	20 (37,00)	
14 / 1200	32,7	90,2	1012	20 (37,00)	

ТУ Lorenzo					
Дата/время (по Гринвичу)	Широта (°N)	Долгота (°W)	Атмосферное давление (мб)	Скорость ветра морской узел (км/ч)	Стадия
25 / 1800	21,8	94,8	1009	25 (46,25)	депрессия
26 / 0000	21,7	95,2	1008	25 (46,25)	
26 / 0600	21,2	95,0	1007	25 (46,25)	
26 / 1200	21,0	94,7	1008	30 (55,5)	
26 / 1800	21,2	94,4	1009	30 (55,5)	
27 / 0000	21,2	94,7	1008	30 (55,5)	
27 / 0600	20,8	94,8	1009	30 (55,5)	
27 / 1200	20,6	95,1	1006	45 (83,25)	шторм
27 / 1800	20,5	95,7	1001	60 (111,00)	
28 / 0000	20,5	96,3	990	70 (129,50)	ураган
28 / 0600	20,5	97,1	993	65 (120,25)	
28 / 1200	20,5	98,0	1002	30 (55,5)	депрессия
28 / 1800	20,7	98,7	1008	20 (37,00)	

Примечание. Выделенные области соответствуют моментам времени достижения ураганами суши

Изменчивость СВЧ-излучательных и влажностных характеристик атмосферы в районах зарождения ураганов Humberto и Lorenzo

Получены оценки изменчивости суточных значений яркостной температуры системы океан-атмосфера на длине волны 1,35 см, общего влагосодержания атмосферы и общего (интегрального) водозапаса облаков в районах зарождения Humberto (29,5° с. ш., 94,4° з. д.) и Lorenzo (20,5° с. ш., 96,3° з. д.) на основе анализа временных рядов параметров $T_{1.35}^a$, Q , W на следующих интервалах:

– предшествующих зарождению тропических образований Humberto (7–12.09.2007) и Lorenzo (17–25.09.2007);

– включающих все стадии существования (от зарождения до диссипации) тропических образований Humberto (12–14.09.2007) и Lorenzo (25–28.09.2007).

Результаты представлены на рис. 12.1. Из иллюстрации следует, что появление и развитие ТУ Humberto и Lorenzo сопровождается ростом значений ЯТ и ОВА в их очагах, а ослабление ураганов – их снижением. В районах их зарождения наблюдается известный для тропических ураганов факт конденсации атмосферного водяного пара в жидкокапельную влагу облаков на стадии тропической депрессии.

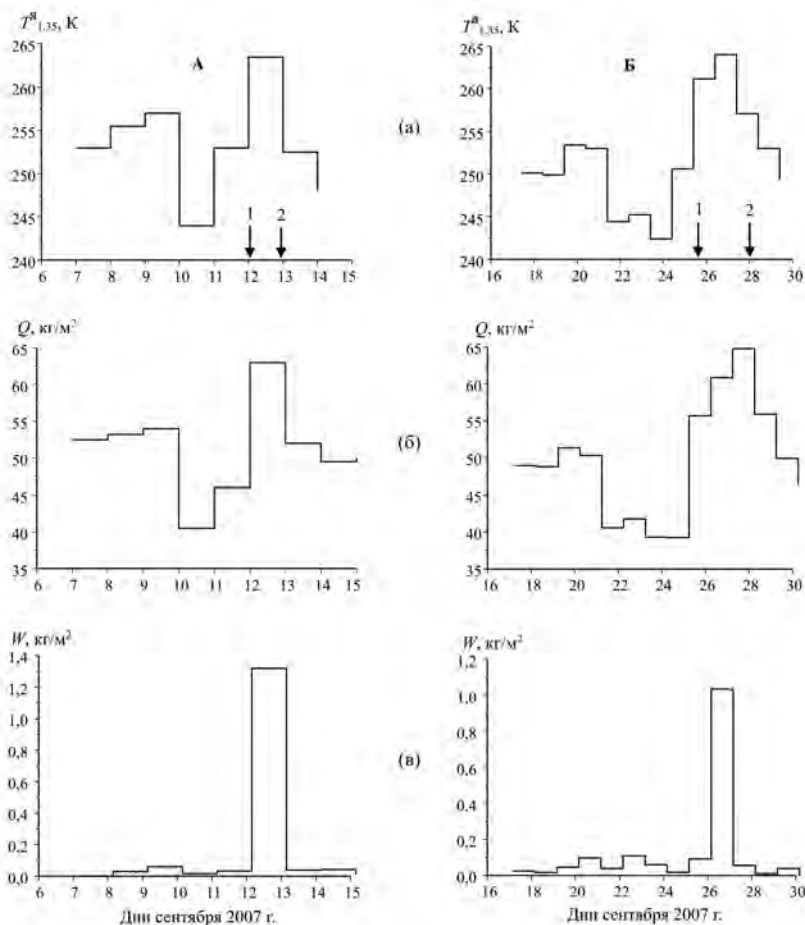


Рис. 12.1. Вариации яркостной температуры T^a , общего влагосодержания атмосферы Q и интегрального водозаписа облаков W в районах зарождения ТУ Humberto (А) и Lorenzo (Б): (а) – данные измерений ЯТ радиометром SSMIS спутника F17 на длине волны 1,35 см на вертикальной поляризации с 24-часовым разрешением (архив RSS); (б) и (в) – оценки среднесуточных значений параметров Q и W из архива NSIDC по данным радиометра AMSR-E спутника EOS Aqua. Стрелками отмечены моменты начала тропических депрессий (1) и начала перехода тропических образований в стадию урагана (2)

Отмечается сильное снижение значений параметров Q и $T_{1.35}^n$ в периоды времени, предшествующие появлению ТУ Humberto и Lorenzo. В дальнейшем представляет вопрос, существует ли связь между данным эффектом и выявленным в Институте прикладной физики РАН эффектом выглаживания поверхности океана за счет подавления мелкомасштабного волнения перед наступлением ураганов благодаря особому механизму взаимодействия между ветром, морской пеной, брызгами и волнами [12-8, 12-9].

Отклик СВЧ-излучательных и влажностных характеристик атмосферы на зарождение ураганов Humberto и Lorenzo в акватории Мексиканского залива

Проведен анализ изменчивости суточных значений яркостной температуры по данным спутниковых СВЧ-радиометрических измерений в Мексиканском заливе в период развития ураганов Humberto и Lorenzo в районах расположения буйковых станций наблюдательной сети NDBC (National Buoy Data Center) NOAA. Станции сети, расположенные вблизи береговой линии залива, исключены из рассмотрения, чтобы избежать искажений оценок ЯТ, обусловленных попаданием суши в поле зрения антенн спутниковых радиометров.

В качестве примера на рис. 12.2 представлены вариации ЯТ на длине волны 1,26 см (23,8 ГГц) в спектральной области излучения водяного пара на вертикальной поляризации в период зарождения и развития тропического образования Humberto для ряда буйковых станций, прилегающих к району его зарождения.

Наблюдается дружный отклик ЯТ на зарождение ТУ Humberto в областях Мексиканского залива, находящихся на значительном удалении (до 300 ÷ 500 км) от района его зарождения. По данным анализа, в этих областях за несколько дней до интенсификации тропического образования Humberto до стадии урагана (13 сентября) отмечается снижение величины $T_{1.26}^n$ на 15 ÷ 20 К на вертикальной поляризации. Еще более сильные вариации ЯТ на этой длине волны (30 ÷ 40 К) отмечаются на горизонтальной поляризации, где величина $T_{1.26}^n$ чувствительна не только к влагосодержанию атмосферы, но и к скорости ветра в приводном слое атмосферы. Отчетливый сигнал на зарождение ТУ Humberto дает также канал радиометра AMSR-E на длине волны 1,6 см (18,7 ГГц) в области излучения водяного пара, который также реагирует на оба этих атмосферных параметра.

Выполнен анализ изменчивости суточных значений общего влагосодержания атмосферы в отдельных областях Мексиканского залива с помощью данных архива NSIDC на пространственной сетке 0,25 x 0,25о с временным разрешением 24 часа – результатов тематической обработки данных измерений радиометра AMSR-E спутника EOS Aqua.

Рисунок 12.3 иллюстрирует изменчивость суточных значений ОВА в области 19 ÷ 25о с.ш., 82 ÷ 98о з.д. Мексиканского залива для ряда точек в окрестности зарождения урагана Lorenzo.

Наблюдается дружный отклик водяного пара атмосферы на зарождение ТУ Lorenzo в различных точках Мексиканского залива, находящихся на удалении от района его зарождения до 500 ÷ 700 км. Отмечается заметное снижение величины Q на 15 ÷ 20 кг/м² в прилегающих к точке зарождения

урагана областях в течение 5–7 дней на начальной стадии урагана (тропической депрессии) и сильный рост на $20 \div 25 \text{ кг/м}^2$ в течение последующих 4–5 дней при интенсификации тропического образования Lorenzo до стадии урагана (28 сентября).

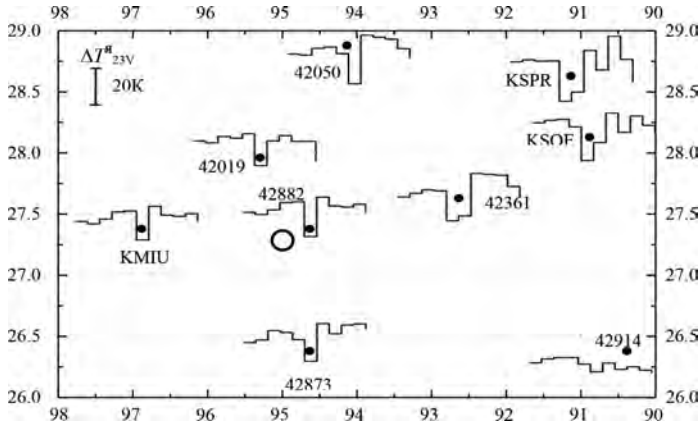


Рис. 12.2. Вариации ЯТ в период развития ТУ Humberto (5–15 сентября 2007 г.) в районах расположения станций, ближайших к району его зарождения (отмечен кружком). По вертикальной оси – градусы северной широты, по горизонтальной – градусы западной долготы

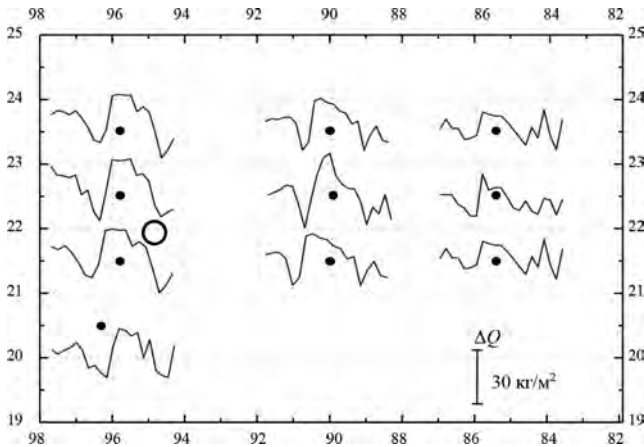


Рис. 12.3. Вариации ОВА в районе зарождения урагана Lorenzo в период 15 сентября – 5 октября 2007 г. Кружком выделен район зарождения тропической депрессии

Приведенные примеры указывают на то, что формирование ТУ Humberto и Lorenzo сопровождается отчетливой реакцией общего влагосодержания атмосферы и яркостной температуры в спектральной области резонансного излучения атмосферного водяного пара не только в районах зарождения этих ураганов, но и прилегающих к ним обширным акваториям Мексиканского залива.

12.3. Групповой отклик влагосодержания атмосферы и водозапаса облаков в Мексиканском заливе на ТУ Humberto, Lorenzo, Bret, Katia

Согласованность откликов величин $\Delta T_{1.26}^a$ и Q на зарождение ТУ Humberto и Lorenzo в различных областях Мексиканского залива с их откликом в районах зарождения данных ураганов наводит на мысль о целесообразности изучения группового (формируемого всей акваторией залива) отклика этих характеристик и их связи с историями возникновения и развития этих и других ураганов.

Проведен анализ статистических характеристик пространственной изменчивости общего влагосодержания атмосферы и водозапаса облаков в области $21,75^\circ \div 28^\circ$ с. ш., $85,5^\circ \div 95,75^\circ$ з. д. Мексиканского залива в периоды зарождения и развития ТУ Humberto и Lorenzo, а также более мощных ураганов Bret и Katia с «пропиской» в Мексиканском заливе (рис. 12.4).



Рис. 12.4. Положение выделенной области в Мексиканском заливе и районов зарождения тропических образований Humberto (1), Lorenzo (2), Bret (3), Katia (4) в моменты их перехода из стадии тропического шторма в стадию урагана

Ураган Bret образовался из тропической депрессии в заливе Кампече (южной части Мексиканского залива) 18 августа 1999 г. [12-10]. Утром 22 августа Bret, набрав максимальную силу, стал приближаться к южному побережью Техаса со скоростью ветра 125 морских узлов (около 230 км/ч), что соответствует 4-й категории интенсивности по шкале Саффира-Симпсона.

Ураган Katia зародился в виде тропической депрессии в полдень 5 сентября 2017 г. в заливе Кампече [12-11]. Утром 6 сентября достиг статуса тропического шторма и вечером того же дня трансформировался в ураган, распространяющийся к мексиканскому побережью со скоростью 90 морских узлов (около 170 км/ч).

С помощью данных архива NSIDC проведен анализ статистических характеристик пространственной изменчивости общего влагосодержания атмосферы Q и общего водозапаса облаков W (дисперсии и средних значений) в Мексиканском заливе в периоды времени, охватывающие синоптические

истории ТУ Humberto, Lorenzo, Bret и Katia. Для данной области, покрывающей значительную часть залива, сформированы массивы данных в виде матриц 42×26 , элементами которых являются суточные значения параметров Q и W в пространственных ячейках $0,25 \times 0,25^\circ$.

Результаты анализа показывают общую для этих тропических образований особенность – усиление в течение нескольких дней пространственной дисперсии ОВА над акваторией Мексиканского залива и дальнейшее ее ослабление перед финальной стадией – появлением урагана (рис. 12.5).

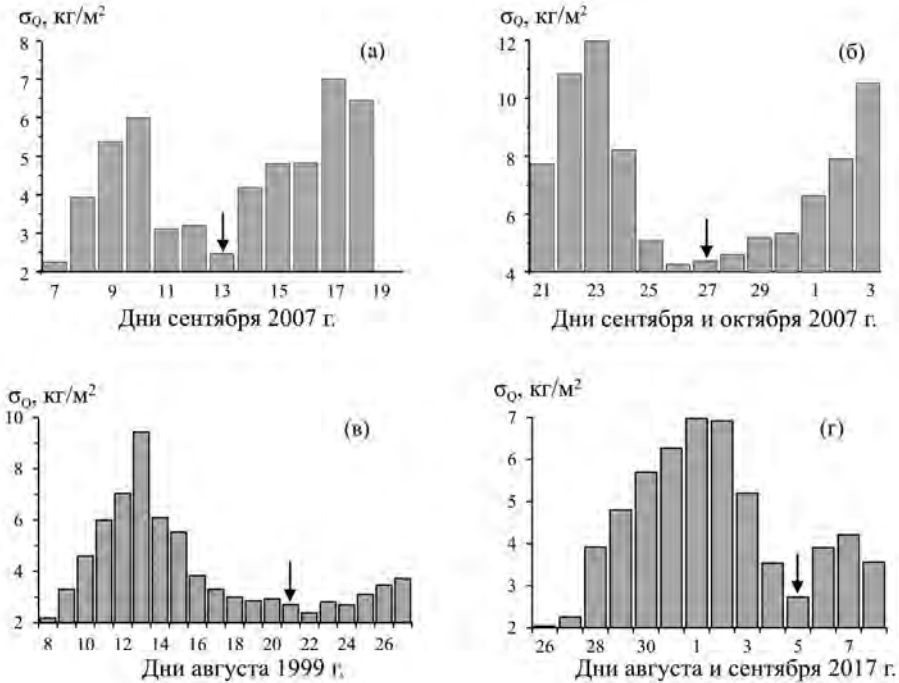


Рис. 12.5. Стандартные отклонения общего влагосодержания атмосферы σ_Q от среднесуточных значений в Мексиканском заливе в периоды зарождения и развития ТУ Humberto (а), Lorenzo (б), Bret (в) и Katia (г). Стрелкой отмечен момент перехода тропического образования в стадию урагана

Отметим, что сходству откликов параметра σ_Q на развитие данных ураганов не препятствует различие их синоптических историй. Действительно, причиной образования ТУ Humberto послужил местный фактор – перемещение атмосферного желоба от южного побережья Флориды к северо-западной части Мексиканского залива [12-6], а зарождение ТУ Lorenzo произошло вследствие прихода в Мексиканский залив тропической волны с западного побережья Африки [12-7]. В зарождении ураганов Bret и Katia сыграли важную роль тропические волны, пришедшие из Атлантики, но синоптические истории их формирования в Мексиканском заливе сильно различались.

Спутниковая СВЧ-радиометрия тепловых и динамических процессов на поверхности океана и в атмосфере

Проведен анализ группового отклика общего влагосодержания атмосферы на зарождение и развитие ТУ Humberto, Lorenzo, Bret и Katia в виде вариаций его усредненных в акватории залива среднесуточных значений. Выявлены общие для данных тропических образований особенности: «накачка» атмосферы водяным паром в период, предшествующий зарождению ураганов, монотонный рост величины Q за 5–8 суток до достижения стадии урагана и последующее снижение (примеры для ТУ Lorenzo и Bret приведены на рис. 12.6).

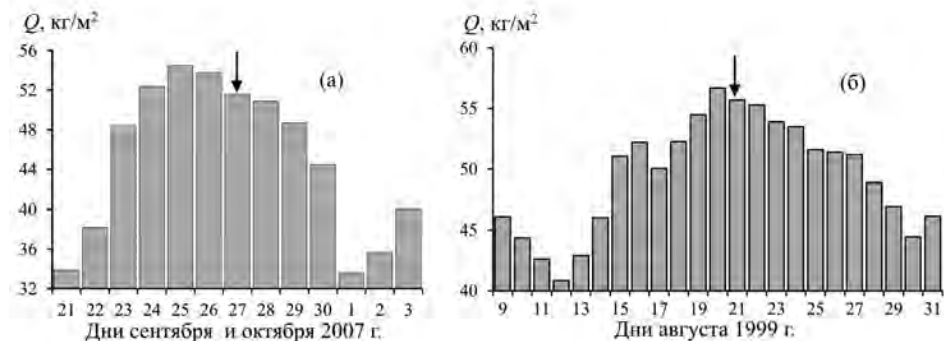


Рис. 12.6. Вариации среднесуточных значений общего влагосодержания атмосферы Q в Мексиканском заливе в периоды зарождения и развития ТУ Lorenzo (а) и Bret (б). Стрелками отмечены моменты перехода тропических образований в стадию урагана

Выполнен анализ статистических характеристик общего (интегрального) водозапаса облаков в Мексиканском заливе в периоды зарождения и развития ТУ Humberto, Lorenzo, Bret и Katia. Его результаты указывают на следующую особенность: процесс пространственно-временной изменчивости данного параметра близок к классу процессов с постоянным коэффициентом вариации (отношением стандартного отклонения σ_w к среднему значению W). Отмеченная особенность иллюстрируется на рис. 12.7 на примере урагана Bret.

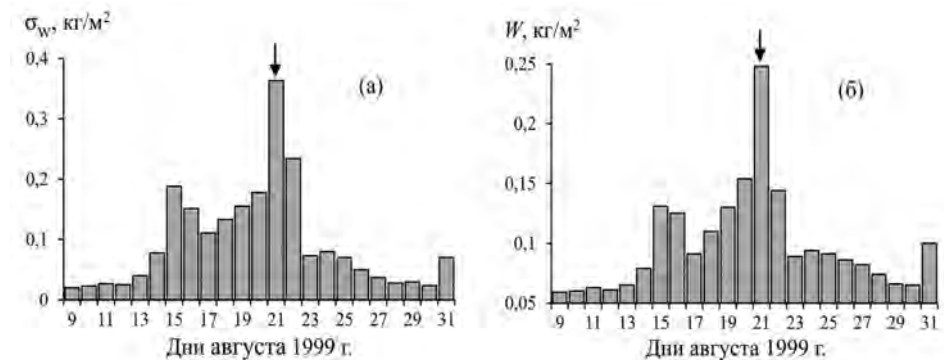


Рис. 12.7. Вариации стандартных отклонений σ_w (а) и средних значений W (б) общего водозапаса облаков W над Мексиканским заливом в период зарождения и развития ТУ Bret. Стрелкой отмечен момент перехода тропического образования в стадию урагана

12.4. Дифференцирование районов Мексиканского залива по эволюциям полей водяного пара в период, предшествующий зарождению местных ураганов

Наглядными характеристиками отклика атмосферы в акватории Мексиканского залива на процесс образования ураганов могут служить временные эволюции полей общего влагосодержания атмосферы, водозапаса облаков, скорости приводного ветра. В качестве примера на рис. 12.8 представлена серия изображений распределения ОВА в заливе в период времени, предшествующий зарождению ТУ Lorenzo. Данная иллюстрация дает достаточно цельную картину эволюций ОВА в этот период, несмотря на то, что ее фрагменты построены по данным измерений спутника EOS Aqua с временным разрешением 24 часа.

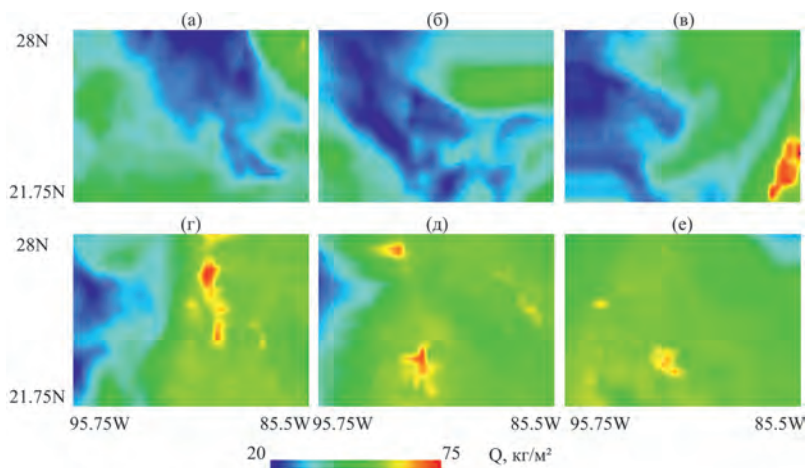


Рис. 12.8. Ураган Lorenzo: эволюции пространственного распределения ОВА в Мексиканском заливе в период 20 (а), 21 (б), 22 (в), 23 (г), 24 (д), 25 (е) сентября

Рис. 12.8 хорошо отражает приход в область зарождения ТУ Lorenzo теплой тропической волны с северо-восточного направления, динамику ее распространения, сопровождающуюся увеличением ОВА над заливом в период, предшествующий образованию урагана. Также наблюдается резкое снижение дисперсии ОВА в период 23–25 сентября перед зарождением Lorenzo.

Возможность использования суточных отчетов для индикации эволюций ОВА в виде горизонтальных разрезов его пространственного распределения в Мексиканском заливе в период, предшествующий зарождению ТУ Humberto, демонстрирует также рис. 12.9.

Здесь представлены пространственные вариации параметра Q на сетке $0,25 \times 0,25^\circ$ в северной части залива ($26 \div 28^\circ$ с. ш., $85,5 \div 95,75^\circ$ з. д.) и южной части ($21,75 \div 26^\circ$ с. ш., $85,5 \div 95,75^\circ$ з. д.) в период 8–10 сентября, предшествующий возникновению тропической депрессии 13 сентября, трансформировавшейся впоследствии в ураган Humberto.

Спутниковая СВЧ-радиометрия тепловых и динамических процессов на поверхности океана и в атмосфере

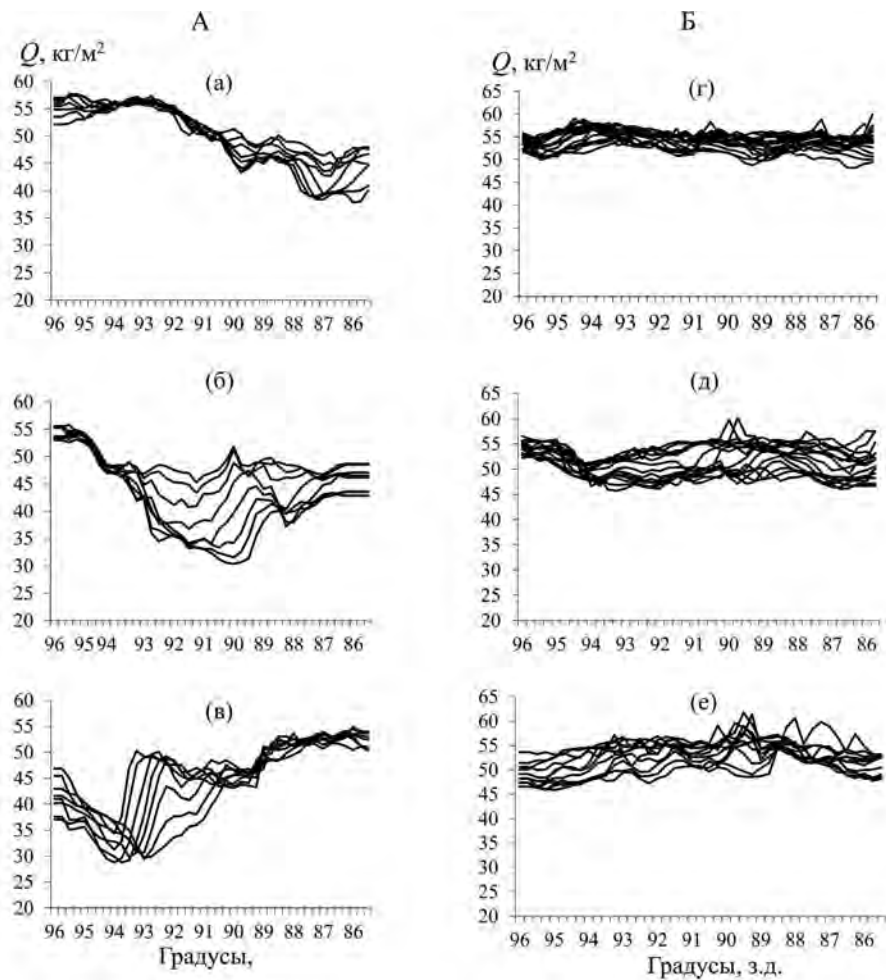


Рис. 12.9. Ураган Humberto: горизонтальные разрезы ОВА в северной (А) и южной (Б) частях Мексиканского залива: (а), (г) – 8.09.2007 г.; (б), (д) – 09.2007 г.; (в), (е) – 10.09.2007 г.

Этот процесс, как видно из рис. 12.9, сопровождается сильной перестройкой поля ОВА исключительно в северной части Мексиканского залива, ограниченной атмосферным желобом у южного побережья Флориды и районом зарождения урагана у побережья Техаса. Несмотря на невысокую регулярность спутниковых измерений, наблюдение данного процесса в течение 3-х суток позволяет выделить области с высокой дисперсией ОВА и зафиксировать их перемещение от атмосферного желоба к району зарождения ТУ Humberto.

Еще один пример мониторинга эволюций полей общего влагосодержания атмосферы в Мексиканском заливе иллюстрирует рис. 12.10, где представлена серия полученных с помощью спутников F15, F17 и GCOM-W1 изображений пространственного распределения ОВА в период времени, предшествующий зарождению ТУ Katia в окрестности точки 21,8° с. ш., 95,2° з. д.

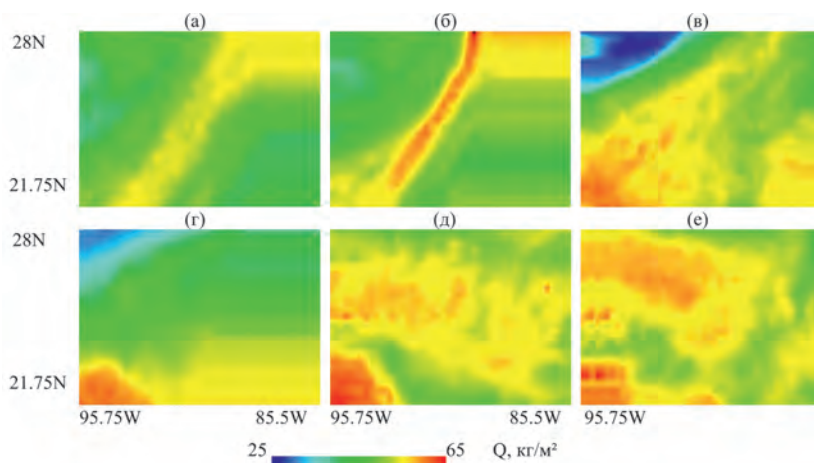


Рис. 12.10. Ураган Katia: эволюции пространственного распределения ОВА в Мексиканском заливе в период 28 (а), 29 (б), 30 (в), 31 (г) августа, 1 (д), 2 (е) сентября по данным измерений радиометра SSM/I спутника F15, радиометра AMSR 2 спутника GCOM-W1 и радиометра SSMIS спутника F17

Из иллюстрации видно, что формирование ТУ Katia на начальной стадии 20–22 сентября сопровождается процессами адвективного переноса скрытого тепла в атмосфере. По данным [12-12], данный фактор играет также важную роль в интенсификации тропических образований на стадии зрелого урагана.

12.5. Анализ показателей полноты и регулярности обзора полей влажности атмосферы в районах зарождения ураганов различными спутниковыми группировками [12-13]

В настоящее время для глобального обзора поверхности Земли и атмосферы широко используются спутники полярно-орбитального типа (DMSP, GCOM-W1, Метеор-М и ряд других), особенностью которых является наличие слепых зон, образующихся в результате расхождения полос сканирования в нижних широтах. Появление пропусков данных измерений яркостной температуры (либо результатов их тематической обработки) при спутниковом мониторинге тропических ураганов может приводить к искажениям картины их зарождения и развития; эффективным путем борьбы с ними может служить использование данных измерений одновременно с несколькими спутников. К примеру, с помощью данных СВЧ-радиометрических измерений со спутников F11, F13, F14 DMSP удается получить лишь приближенное представление о характере эволюций поля яркостной температуры и о диапазоне ее изменений на некоторых стадиях развития ТУ Bret, в то время как при одновременной обработке этих данных можно воссоздать цельную картину его трансформации на разных стадиях [12-14]. Качество (полнота и детальность) количественного описания глобальных полей яркостной температуры и геофизических параметров, которое зависит от пространственного разрешения радиометров и траекторных характеристик

спутников, может быть улучшено с помощью специальных алгоритмов пространственно-временной интерполяции данных групповых спутниковых измерений [12-15, 12-16].

Нами проведен анализ показателей полноты пространственного и регулярности временного обзора Мексиканского залива, иллюстрирующих картину «видимости» полей влажности атмосферы с отдельных спутников *in situ* (без привлечения специальных алгоритмов коррекции данных), демонстрируются возможности улучшения ее полноты при использовании групповых спутниковых наблюдений.

Для анализа среднесуточных значений общего влагосодержания атмосферы в заливе в периоды активности данных ураганов используются измерения:

– со спутников DMSP F11, F13, F14 (радиометр SSM/I) в период активности ТУ Bret в августе 1999 г.;

– со спутников F15 (радиометр SSM/I), F17 (радиометр SSMIS), GCOM-W1 (радиометр AMSR 2) в период активности ТУ Katia в августе – сентябре 2017 г.

Начало функционирования спутников F11, F13, F14 приходится на 90-е годы; а спутники F15, F17, GCOM относятся к более позднему поколению космических аппаратов, появившихся на земной орбите после 2000 г.

Рисунок 12.11 дает представление о количестве сеансов измерений в сутки и их регулярности, которые могут обеспечить данные спутники для мониторинга Мексиканского залива в периоды активности ТУ Bret и Katia. Из иллюстрации видно, что при равном количестве сеансов измерений в сутки для обеих спутниковых группировок более высокая равномерность (регулярность) обзора залива обеспечивается группировкой спутников F15, F17, GCOM-W1.

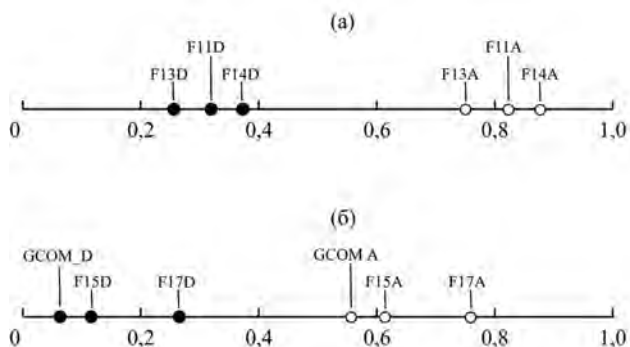


Рис. 12.11. Время пересечения экватора (в долях суток) спутников: (а) F11, F13, F14 в 1999 г.; (б) F15, F17, GCOM в 2017 г. на восходящих (А) и нисходящих (D) витках

Анализ характеристик пространственного обзора радиометров SSM/I, SSMIS, AMSR 2 показывает, что расхождение их полос сканирования в широтном поясе, характерном для Мексиканского залива, приводит к ярко выраженному эффекту – возникновению слепых зон (лакун). Примером может служить рисунок 12.12, иллюстрирующий слепые зоны в области залива ($21.75^\circ \dots 28^\circ$ с. ш., $85.5^\circ \dots 97.75^\circ$ з. д.), наблюдаемые со спутников F13 и F15

при слежении за развитием ТУ Bret 16.08.1999 г. и Katia 05.09.2017 г. Границами, разделяющими видимые и слепые области, являются линии (проекции трасс спутников), положение которых определяется наклоном их орбит и характером движения спутников (восходящее или нисходящее).

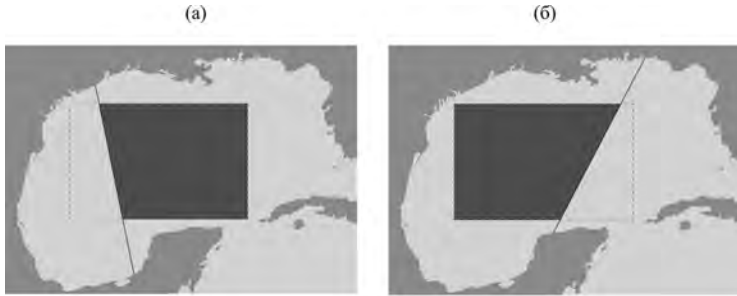


Рис. 12.12. Слепые (незатемненные) и видимые (затемненные) зоны в выделенной области Мексиканского залива при обзоре спутником F13 (16 августа 1999 г.) на восходящем витке (а) и спутником F15 (5 сентября 2017 г.) на нисходящем витке (б); штриховая линия – область интересов, сплошная – трассы спутников.

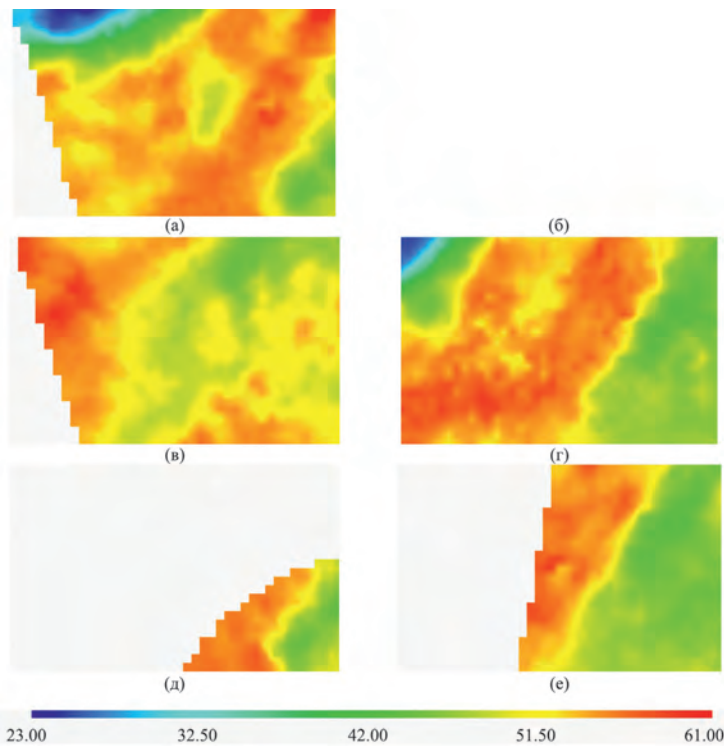


Рис. 12.13. Видимые зоны распределения общего влагосодержания атмосферы (в $\text{кг}/\text{м}^3$) в выделенной области Мексиканского залива при ее обзоре спутниками F11 (а, б), F13 (в, г), F14 (д, е) 16 августа 1999 г. на восходящих (слева) и нисходящих (справа) витках; время пересечения экватора спутниками указано на рис. 12.11

Спутниковая СВЧ-радиометрия тепловых и динамических процессов на поверхности океана и в атмосфере

Рисунки 12.13 и 12.14 демонстрируют слепые зоны, наблюдаемые при восстановлении полей влажности атмосферы с различных спутников в Мексиканском заливе при слежении за развитием ураганами Bret 16.08.1999 г. и Katia 05.09.2017 г. Исходными данными служат суточные значения ОВА, сгруппированные в виде матриц 42×26 на пространственной сетке $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, взятые из архивов NSIDC, RSS и JAXA Data Providing Service.

На приведенных рисунках обращает на себя внимание тот факт, что в ряде случаев (см. рис. 12.13д, 12.14г, е) форма и положение границ видимых областей отличаются от тех, которые обуславливаются траекторными характеристиками спутников. Это может быть связано с различного рода помехами, которые являются причиной отбраковки данных измерений яркостной температуры и продуктов их обработки в спутниковых архивах. К ним относятся: мощная облачность и осадки, солнечное радиоизлучение, телекоммуникационные радиопомехи. Перечисленные факторы приводят к дополнительному росту размеров пропусков (лакун) в спутниковых изображениях распределения ОВА над Мексиканским заливом.

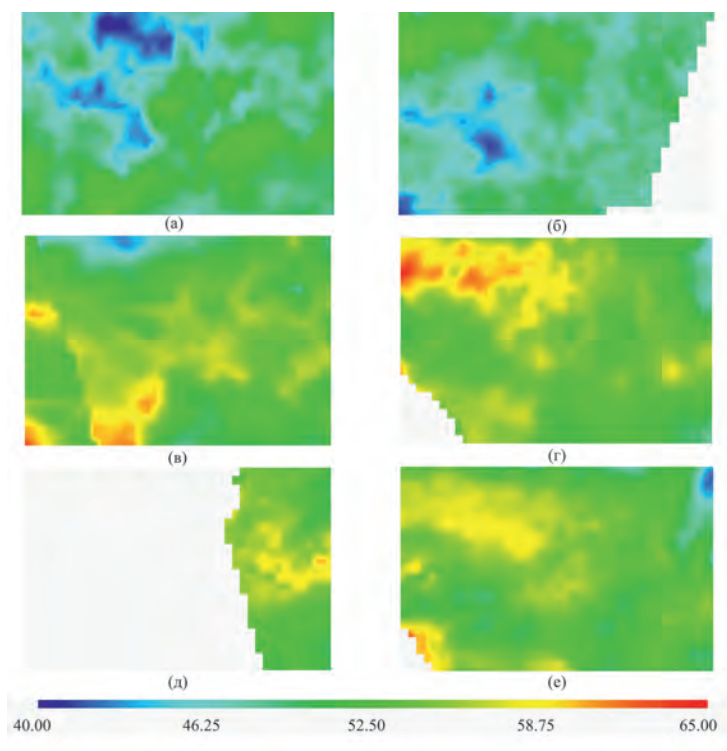


Рис. 12.14. Видимые зоны распределения общего влагосодержания атмосферы (в $\text{кг}/\text{м}^2$) в выделенной области Мексиканского залива при ее обзоре спутниками F15 (а, б), F17 (в, г), GCOM (д, е) 5 сентября 2017 г. на восходящих (слева) и нисходящих (справа) витках. Время пересечения экватора спутниками указано на рис. 12.11

Приведенные примеры показывают, что слепые зоны занимают заметную часть акватории Мексиканского залива (в особенности для спутников F11, F13, F14), что может привести к искажениям оценок общего влагосодержания атмосферы над акваторией залива. Из данных наблюдений изменчивости полей ОВА в различные периоды деятельности ТУ Bret и Katia следует, что местоположение, размеры и частота появления слепых зон сильно меняются; более полное представление об этих характеристиках могут дать результаты статистического анализа.

Получены оценки частоты появления слепых зон (лакун) и их размеров в выделенной нами области залива $21,75^{\circ} \div 28^{\circ}$ с. ш., $85,5^{\circ} \div 97,75^{\circ}$ (рис. 12.15).

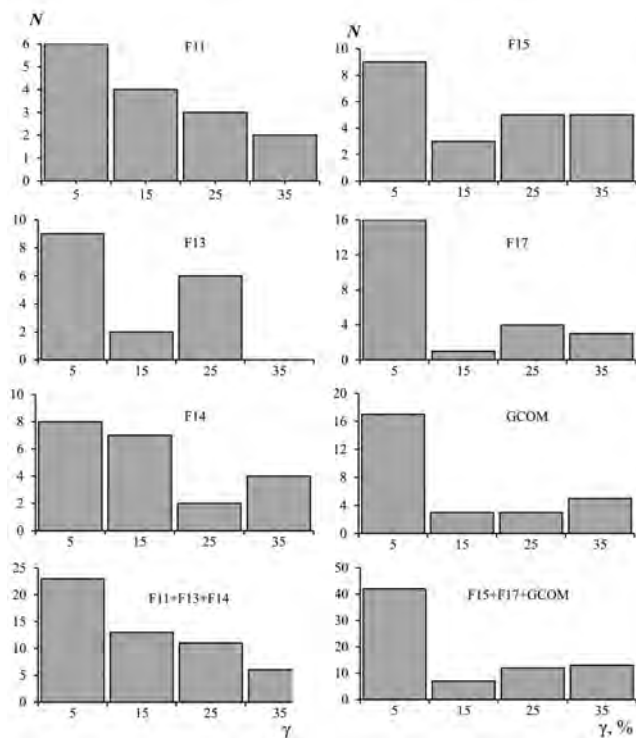


Рис. 12.15. Связь частоты появления лакун в Мексиканском заливе N с их относительными размерами γ при зондировании ОВА со спутников F11, F13, F14 в период 8.08-31.08 1999 г. и со спутников F15, F17, GCOM-W1 в период 25.08–10.09 2017 г.; γ – отношение площади области с лакунами к общей площади обзора

Верхний предел рассматриваемых изменений относительной площади лакун зон ограничен порогом $\gamma = 40\%$, выше которого по нашим оценкам теряется доверие к надежности восстановления суточных значений ОВА в областях с лакунами.

Приведенные результаты позволяют сделать следующие выводы.

1. Увеличение числа спутников от одного до трех приводит к снижению числа лакун в $2,5 \div 3,5$ раза при наблюдения за развитием ураганов Bret и Katia.

Спутниковая СВЧ-радиометрия тепловых и динамических процессов на поверхности океана и в атмосфере

2. Число информативных (содержащих информацию о величине ОВА) зон в Мексиканском заливе за 17-дневный период наблюдений за развитием ТУ Katia спутниками F15, F17, GCOM-W1 в ~1,4 раза больше, чем за 24-дневный период наблюдений за развитием ТУ Bret F11, F13, F14.

Следует отметить, что для спутников F15, F17, GCOM-W1 в режиме одностороннего обзора частота появления лагун зон в Мексиканском заливе в ~1,5 раза ниже этого показателя для спутников F11, F13, F14.

Рисунок 12.16 иллюстрирует изменчивость относительных размеров лагун в Мексиканском заливе при мониторинге ОВА в периоды активности урагана Bret со спутников F13, F14 и урагана Katia со спутников F17, GCOM-W1.

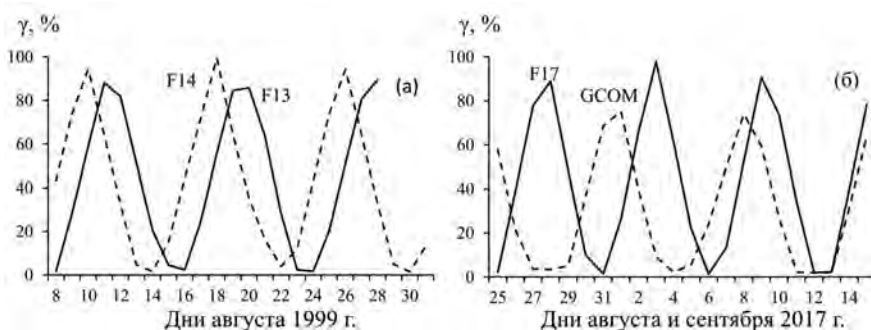


Рис. 12.16. Относительные размеры лагун γ в Мексиканском заливе при зондировании ОВА на нисходящих витках спутников F13, F14 (а) и F17, GCOM-W1 (б)

Из иллюстрации видно, что в обоих случаях зоны доступа к данным об ОВА чередуются с пропусками; наименьшие потери данных об ОВА в слепых зонах (наименьшее время превышения уровня $\gamma = 40\%$) среди других спутников обеспечивает спутник GCOM-W1.

Рисунок 12.17 дает представление о важном критерии эффективности спутникового мониторинга общего влагосодержания атмосферы в Мексиканском заливе – максимальном числе зондирований ОВА в сутки в периоды развития ТУ Bret и Katia.

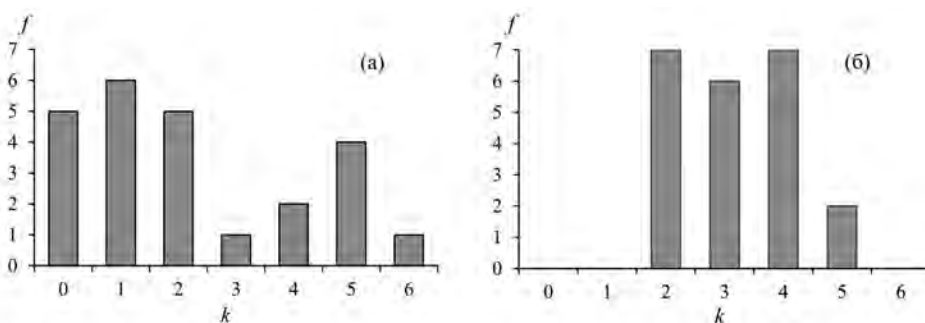


Рис. 12.17. Частота случаев f с числом k спутниковых зондирований ОВА за сутки в Мексиканском заливе: (а) – в период 8–31.08 1999 г. со спутников F11, F13, F14; (б) – в период 25.08.2017 – 15.09 2017 г. со спутников F15, F17, GCOM-W1

Приведенные результаты позволяют сделать следующие выводы.

1. Наличие слепых зон проявляется особенно сильно при использовании группировки спутников F11, F13, F14, здесь можно наблюдать случаи одно-разовых суточных сеансов (6 раз в течение 24-х дней наблюдений) и даже их пропусков (5 раз из 24-х дней).

2. При использовании группировки спутников F15, F17, GCOM-W1 основная часть зондирований ОВА (20 из 22-х дней) осуществлялась с регулярностью 2–4 сеанса в сутки.

На основе результатов проведенного анализа можно сделать вывод о том, что комплексирование спутниковых СВЧ-радиометрических средств позволяет существенно уменьшить число лакун в пространственных распределениях ОВА при слежении за ураганами Berta и Katia. В нашем случае удаётся если не устранить, то сгладить свойственное групповым спутниковым измерениям противоречие между полнотой обзора области интересов и его временной регулярностью, возникающее при анализе таких динамичных процессов как зарождение и развитие тропических образований. В самом деле, несмотря на существенные различия полей влажности атмосферы, наблюдаемых разными спутниками в разное время суток 16.08.1999 г. (см. рис. 12.13) и 05.09.2017 г. (см. рис. 12.14), различия в их статистических характеристиках (усредненных по акватории Мексиканского залива значениях и среднеквадратичных отклонениях, рассматриваемых нами как показатели коллективного отклика атмосферы на процессы зарождения ураганов), являются не столь значимыми. Например, разброс оценок пространственной изменчивости (дисперсии) ОВА в заливе между данными спутника F11 на восходящем витке и спутника F13 на восходящем и нисходящем витках (для этих заслуживающих доверия выборок – относительные размеры лакун γ не превышают 40 %) составляет 1.1 кг/м^2 , в то время как межсуточные вариации пространственной дисперсии в период с 14 по 21 августа 1999 г., предшествующий зарождению ТУ Bret, достигают 7.3 кг/м^2 . Разброс оценок пространственной дисперсии ОВА между данными спутников F15 и F17 на восходящих и нисходящих витках и спутника GCOM-W1 на нисходящем витке не превышает 0.5 кг/м^2 , а межсуточные вариации дисперсии поля влажности атмосферы в период с 1 по 5 сентября 2017 г., предшествующий зарождению ТУ Bret, составляют 4.5 кг/м^2 .

12.6. Влияние регулярности спутниковых СВЧ-радиометрических измерений на точность воспроизведения яркостной температуры в зонах тропических ураганов [12-14]

Широко известно, что частота обзора поверхности океана и атмосферы со спутников должна соответствовать скорости изменчивости наблюдаемых процессов. Это техническое условие среди других является наиболее жестким для использования орбитальных спутниковых средств исследования процессов с синоптическим временем жизни, к которым относятся процессы зарождения и развития ТУ.

В данном разделе анализируются возможности использования данных измерений орбитальных спутниковых СВЧ-радиометрических систем зондирования Земли DMSP для изучения синоптической изменчивости яркостной температуры COA в зонах развития и распространения ТУ. Здесь значимые изменения параметров COA и СВЧ-излучательных характеристик системы могут происходить каждые 6–12 часов, при том что временное разрешение спутниковых данных составляет в лучшем случае 12 часов (с учетом восходящих и нисходящих витков).

Основной задачей является оценка точности воспроизведения вариаций ЯТ в зонах развития и перемещения тропических ураганов Bret и Wilma в Карибском море и Мексиканском заливе по данным отдельных и групповых спутниковых СВЧ-радиометрических измерений со спутников DMSP F11, F13, F14, F15.

Рассмотрены два примера, иллюстрирующих точность (детальность) воспроизведения вариаций яркостной температуры в областях активности ТУ Bret и Wilma по данным отдельных и групповых измерений со спутников DMSP. В первом случае анализируется временная изменчивость ЯТ при наблюдении со спутников F11, F13, F14 ТУ Bret в области его максимальной активности 26,2° с. ш., 96,1° з. д. в период, охватывающий весь цикл его развития и угасания (19–23 августа 1999 г.). Во втором случае решается несколько иная задача – оценивается пространственно-временная изменчивость ЯТ при слежении со спутников F13, F14, F15 за трансформацией ТУ Wilma вдоль его траектории в период 16–25 октября 2005 г.

На рис. 12.18 и 12.19 представлены результаты анализа данных измерений ЯТ в районах активности данных ураганов каналами радиометра 22V (частота 22,235 ГГц, вертикальная поляризация) и 19V (частота 19,35 ГГц, вертикальная поляризация) в области резонансного поглощения радиоволн в водяном паре атмосферы.

Из иллюстраций видно, что наиболее цельную картину об отклике каналов радиометра SSM/I на трансформацию ураганов Bret и Wilma дает одновременное использование данных измерений со всех трех спутников; результаты отдельных измерений в ряде случаев не позволяют корректно оценить не только характер наблюдаемых процессов, но и диапазон изменений яркостной температуры в этот период.

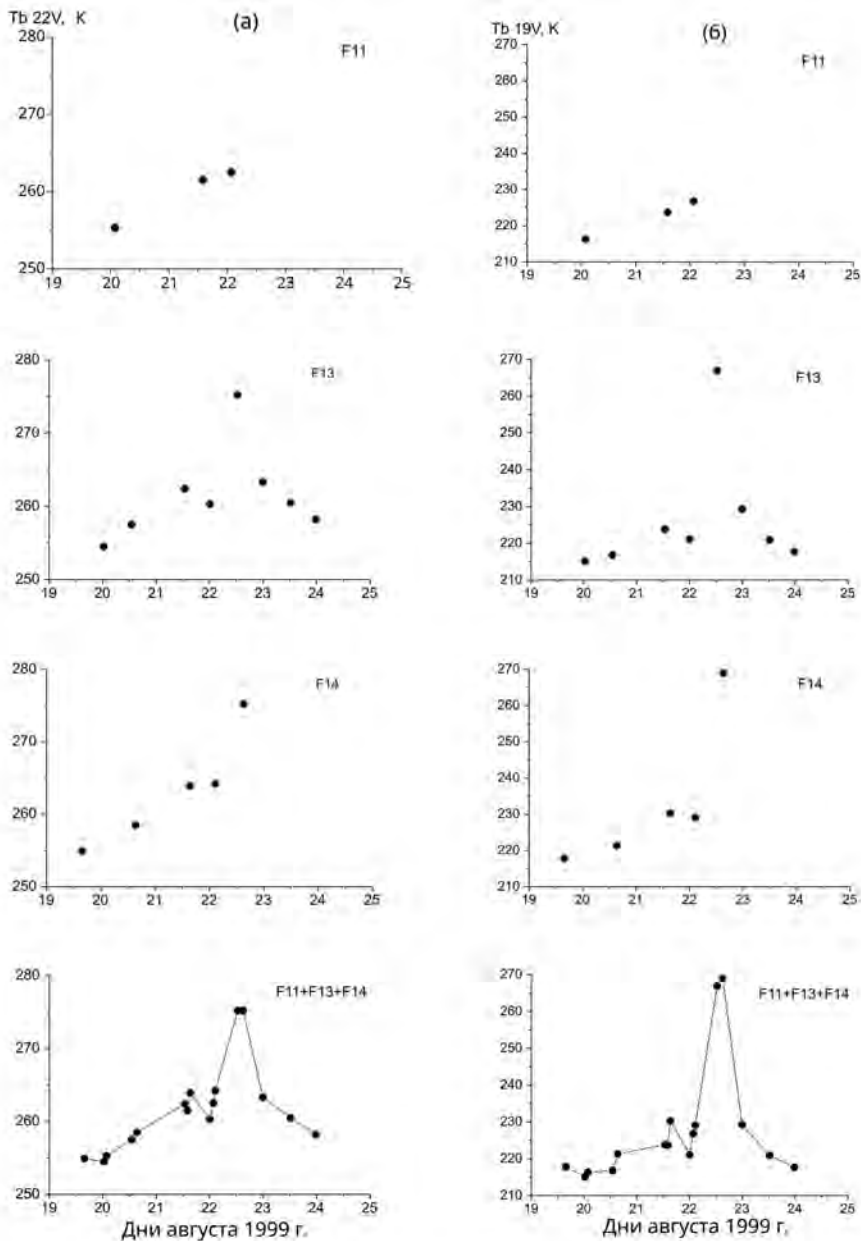


Рис. 12.18. Эволюции яркостной температуры, измеренной каналом 22V (а) и 19V (б) радиометра SSM/I в области максимального развития ТУ Bret в Мексиканском заливе по данным отдельных и групповых измерений со спутников DMSP F11, F13, F14

Спутниковая СВЧ-радиометрия тепловых и динамических процессов на поверхности океана и в атмосфере

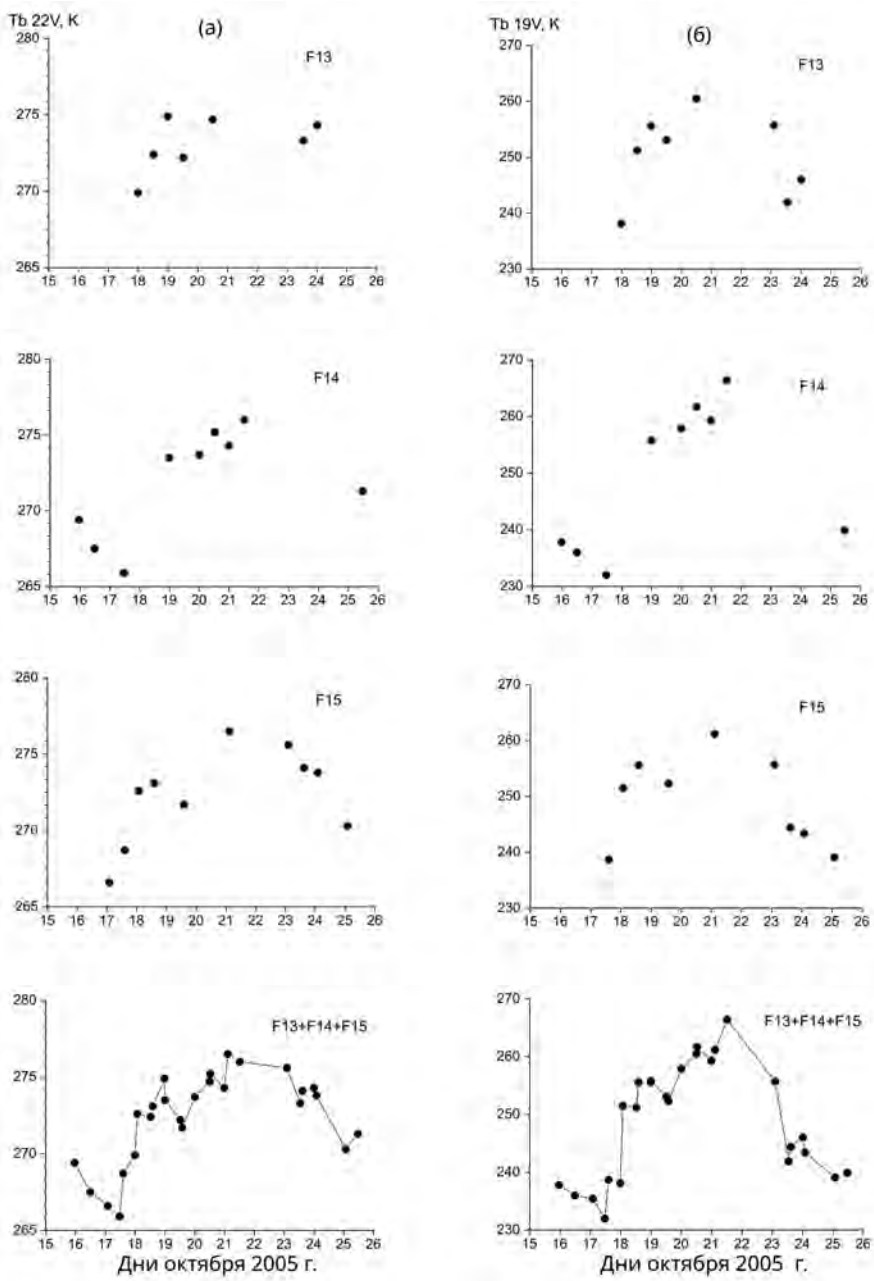


Рис. 12.19. Эволюции яркостной температуры, измеренной каналами 22V (а) 19V (б) радиометра SSM/I вдоль траектории распространения ТУ Wilma в Карибском море и Мексиканском заливе в октябре 2005 г. по данным отдельных и групповых измерений со спутников DMSP F13, F14, F15. Спутниковые отсчеты (точки) соответствуют данным измерений над водной частью траектории урагана (исключены измерения во время пролетов спутников полуостровов Юкатан и Флорида)

Выводы к главе 12

1. Наблюдаются значительные вариации общего влагосодержания атмосферы (десятки $\text{кг}/\text{м}^2$) на различных стадиях образования и развития тропических образований Humberto, Lorenzo, Bret, Katia. Еще за несколько дней до их интенсификации до стадии урагана фиксируются заметные возмущения величины ОВА, сохраняющиеся даже после перемещения ураганов из Мексиканского залива на сушу.

2. Данные особенности проявляются не только в районах зарождения ураганов Humberto, Lorenzo, Bret, Katia, но и в областях Мексиканского залива, находящихся на значительном удалении (до $500 \div 700$ км) от них. Отмечается общая закономерность – усиление в течение нескольких дней пространственной изменчивости ОВА над акваторией Мексиканского залива и дальнейшее ее ослабление перед финальной стадией – появлением урагана.

3. Эти наблюдения могут служить важными предпосылками для разработки технологий ранней диагностики зарождения ураганов в Мексиканском заливе на основе мониторинга пространственно-временной изменчивости общего влагосодержания атмосферы спутниковыми СВЧ-радиометрическими методами.

4. Современные орбитальные спутниковые СВЧ-радиометрические средства обладают необходимым потенциалом для решения этой задачи. Их траекторные ограничения можно преодолеть путем группирования данных отдельных измерений, обеспечив достаточное временное разрешение для анализа развития тропических ураганов в Мексиканском заливе.

Список литературы к главе 12

12-1. Гранков А.Г. О связи полей влажности атмосферы в Мексиканском заливе с процессами зарождения и развития ураганов. Изв. РАН. Физика атмосферы и океана, 2021, Т 57. № 4. С. 1–11.

12-2. Гранков А.Г. Об отклике влажностных характеристик атмосферы в Мексиканском заливе на зарождение тропических циклонов Humberto и Lorenzo по данным спутниковых СВЧ-радиометрических измерений / Под ред. Мкртчяна Ф.А. Доклады МНТОРЭС им. А.С. Попова. Материалы Международного симпозиума. Вып. XIV. Сер.: Пробл. экоинформатики. МНТОРЭС. 2020. С. 200–204.

12-3. Hollinger P.H., Peirce J.L., Poe G.A. SSM/I instrument evaluation // IEEE Trans. Geosci. Rem. Sensing. 1990. V. 28. P. 781–790.

12-4. Kunkee D., Boucher D., Poe G., Swadley S. Evaluation of the Defense Meteorological Satellite Program (DMSP) Special Microwave Imager Sounder (SSMIS) // Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS). 2006. P. 101–104.

12-5. Kawanishi T, Sezai T, Ito et al. The advanced microwave scanning radiometer for the Earth Observing System (AMSR-E), NASDA's contribution to the EOS for global energy and water cycle studies // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 2003. No. 48. P. 173–183.

12-6. Blake E.S. Tropical Cyclone Report: Hurricane Humberto, 12-14 September 2007. National Hurricane Center, 28 November 2007.

12-7. Franklin J.L. Tropical Cyclone Report: Hurricane Lorenzo, 22-28 September 2007. National Hurricane Center, 18 October 2007.

12-8. Троицкая Ю.И., Ермакова О.С., Кандауров А.А., Козлов Д.С., Сергеев Д.А., Зилитинкевич С.С. Дробление типа «парашют» – механизм генерации морских брызг при сильных и ураганных ветрах // Доклады Академии Наук. 2017. Т. 477. № 2. С. 226–232.

12-9. Troitskaya Yu.I., Sergeev D.A. Kandaurov A.A. Vdovin M.I, Zilitinkevich S.S. The effect of foam on waves and the aerodynamic roughness of the water surface at high winds // J. Phys. Oceanogr. 2019. V. 49. No. 4. P. 959–981.

12-10. Lawrence M.B., Kimberlain T.B. // Tropical Cyclone Report: Hurricane Bret, 18-25 August 1999. Miami: National Hurricane Center (Revised 26 February 2001).

12-11. Avila L.A. // Tropical Cyclone Report: Hurricane Katia, 5-9 September 2017. Miami: National Hurricane Center, 14 February 2019.

12-12. Ермаков Д.М., Шарков Е.А., Чернушич А.П. Роль тропосферных адвективных потоков скрытого тепла в интенсификации тропических циклонов // Исследование Земли из космоса. 2014. № 4. С. 3–15.

12-13. Гранков А.Г., Мильшин А.А. Анализ реакции характеристик атмосферы на зарождение ураганов в Мексиканском заливе на основе данных спутниковых СВЧ-радиометрических измерений. Всеросс. открытые Армандовские чтения. Материалы Всеросс. открытой научной конф. «Современные проблемы дистанционного зондирования, радиолокации, распространения и дифракции волн» – «Муром 2021», Муром 25–27 мая 2021, С. 280–287.

12-14. Гранков А.Г., Мильшин А.А. О влиянии регулярности спутниковых СВЧ-радиометрических измерений на точность воспроизведения яркостной температуры в циклонических зонах океана // Метеорология и гидрология. 2021. № 4. С. 78–85.

12-15. Ермаков Д.М., Раев М.Д., Чернушич А.П., Шарков Е.А. Алгоритм построения глобальных радиотепловых полей системы океан-атмосфера высокой пространственно-временной дискретизации по спутниковым микроволновым измерениям // Исследование Земли из космоса. 2013. № 4. С. 72–82.

12-16. Ермаков Д.М., Шарков Е.А., Чернушич А.П. // Исследование Земли из космоса // Мультисенсорный алгоритм спутникового радиотепловидения. 2016. № 3. С. 37–43.

Глава 13

Возможности использования современных спутниковых СВЧ-радиометрических средств анализа взаимодействия океана и атмосферы

Проведен обзор характеристик радиометра SSMIS спутников DMSP и AMSR 2 спутника GCOM-W1, модуля температурного и влажностного зондирования атмосферы (МТВЗА) российских метеорологических спутников Метеор-М, а также других СВЧ-радиометрических средств, используемых в дистанционных исследованиях поверхности океана и атмосферы. Рассмотрены архивы спутниковых данных (OAFlux, HOAPS, J-OFURO), сформированные на данных долговременных спутниковых измерений, позволяющие проводить глобальный анализ теплового взаимодействия океана и атмосферы на климатических временных масштабах.

13.1. Обзор характеристик современных спутниковых СВЧ-радиометрических комплексов [13-1]

13.1.1. Предыстория и общая информация.

Как известно, требованиям Глобальной системы наблюдения Мирового океана [13-2] к пространственно-временному разрешению, точности определения геофизических параметров, пространственному охвату и продолжительности наблюдений в наибольшей степени удовлетворяют СВЧ-радиометрические системы на полярных платформах.

Некоторые типы полярных платформ и параметры орбит приведены в табл. 13.1. В таблицу внесены действующие и перспективные спутники с СВЧ-радиометрическими системами на борту.

Т а б л и ц а 13.1. Типы полярных платформ, дата запуска и параметры орбит спутников

Спутник	Дата запуска	Наклонение (град.)	Высота (км)	Период (мин.)	Время пересечения экватора
DMSP F 15	Декабрь 1999	98,8	850	102,0	15:02, 03:02
DMSP F 16	Октябрь 2003	99	857	102,0	16:55, 04:55
DMSP F 17	Ноябрь 2006	99	857	102,0	17:58, 05:58
DMSP F 18	Октябрь 2009	99	850	102,0	20:06, 08:06
GCOM-W1	Май 2012	98,2	700	99	13:31, 01:31
Метеор-М, № 2	Июль 2014	98,77	832	101,3	21:00, 09:00
DMSP F 19	Апрель 2014	99	857	102,0	17:30, 05:30
Метеор-М, № 2-2	Июль 2019	98,77	832	101,3	–
DMSP F-20	2020	99	857	102,0	–

Применение методов СВЧ-радиометрии для глобальных и систематических исследований Мирового океана стало возможным после запуска в 1978 г. многоканального сканирующего радиометра SMMR на спутнике Nimbus-7, который проработал около 9 лет. На основе данных измерений был создан архив антенных температур (the SMMR level 1A data set) в Годдардовском Центре космических полетов (GSFC) НАСА. Эти данные позже были откалиброваны и обработаны в виде яркостных температур (the SMMR level 1B data set) в Лаборатории реактивного движения (JPL) в рамках программы EOS (Earth Observing System) Pathfinder Program, а затем заархивированы в NASA Marshall Space Flight Center Distributed Active Archive Center (MSFC DAAC) [13-3]. С 1987 г. успешно функционируют американские оперативные метеорологические спутники DMSP с СВЧ-радиометрами SSM/I, SSM/T и SSM/T-2, первичные данные и данные обработки которых архивируются в ряде научных центров США. Таким образом, благодаря усилиям специалистов NASA, NOAA и министерства обороны США в настоящее время появилась уникальная возможность проводить долговременные исследования поверхности океана и атмосферы методами СВЧ-радиометрии, их изменений на протяжении последних 30 лет.

Наш первый обзор (в составе монографии [13-4]), посвященный использованию спутниковых СВЧ-радиометрических средств исследования процессов теплового взаимодействия океана и атмосферы на различных временных масштабах, вышел в 2004-м году. В обзоре кратко описаны следующие измерительные комплексы и СВЧ-радиометры: радиометр SMMR спутника Nimbus-7; радиометры SSM/I, SSM/T1, SSM/T2 спутника DMSP; радиометр TMI спутника TRMM; радиометр MTB3A спутника Метеор-3М; измерительный комплекс спутника EOS-Aqua в составе AMSR-E, AMSU-A, HSB, AIRS, MODIS, CERES; измерительный комплекс спутника ADEOS-II в составе AMSR-E, GLI, AMSR-J, SeaWinds; радиометр MTB3A-OK спутника Сич-1М и ряд других. В расширенной английской версии монографии [13-5], помимо перечисленных выше приборов, был описан L-радиометр малого космического аппарата МКА-ФК1 № 1.

В настоящей главе на основе обзора материалов обзора [13-1] рассмотрены характеристики и возможности *действующих в настоящее время* на орбите СВЧ-радиометров (сканеров и зондировщиков) миллиметрового и сантиметрового диапазона длин волн.

13.1.2. Измерительный комплекс SSMIS (Special Sensor Microwave Imager Sounder) спутников DMSP.

Наиболее ярким представителем семейства функционирующих спутниковых СВЧ-радиометрических систем последнего десятилетия являются радиометры, созданные и эксплуатируемые в рамках спутниковой метеорологической программы министерства обороны США (Defense Meteorological Satellite Program – DMSP). Программа DMSP предназначена для долговременного мониторинга Земли в целях получения глобальной метеорологической, океанографической и солнечно-геофизической оперативной информацией [13-6].

Оперативные спутники серии DMSP имеют солнечно-синхронную, близкую к полярной низкую круговую орбиту с наклоном $98,8^\circ$ и высотой около 850 км, периодом 102 минуты (табл. 13.1). Глобальное покрытие Земли обеспечивается за трое суток, а неполное – за сутки. В настоящее время в космосе успешно функционируют пять спутников серии DMSP: F15, F16, F17, F18, F19.

В настоящее время на спутниках F16, F17, F18, F19 серии DMSP используются СВЧ-радиометры SSMIS нового класса для мониторинга системы океан-атмосфера, совмещающие в себе одновременно функции сканера поверхности океана и суши, и зондировщика вертикального профиля температуры и влажности атмосферы [13-7]. Основные характеристики прибора иллюстрирует табл. 13.2, а его общий вид представлен на рис. 13.1.

Т а б л и ц а 13.2. Характеристики сканера/зондировщика SSMIS

Диапазон частот, ГГц	19,35; 22,235; 37; 50,3 ÷ 59,4; 60; 79 ÷ 63,28; 91,655; 150; 183,31
Пространственное разрешение, км	13,2 x 15,5 – 44,8 x 73,6
Полоса обзора, км	1700
Сканирование	коническое
Режим работы	непрерывный
Угол зондирования, град.	45
Угол наблюдения, град.	53,1

Радиометр SSMIS имеет вращающуюся параболическую антенну (рефлектор) диаметром 61 см, в фокусе которой находятся 6 рупоров, обеспечивающие коническое сканирование (45° от надира). Сигнал с рупоров поступает через радиочастотный мультиплексор на 24-канальное приемное устройство. Прибор осуществляет прием излучения на горизонтальной, вертикальной и круговой поляризациях.

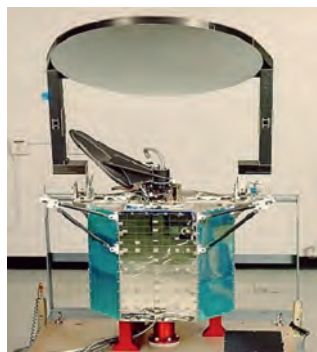


Рис. 13.1. Общий вид сканера/зондировщика SSMIS

Частотные каналы радиометра SSMIS выбраны исходя из необходимости решения следующих задач:

– восстановление вертикального профиля температуры атмосферы до высот в 10 мбар (в резонансной области поглощения излучения атмосферным кислородом, centered около 55 ГГц);

Спутниковая СВЧ-радиометрия тепловых и динамических процессов на поверхности океана и в атмосфере

- восстановление вертикального профиля влажности атмосферы (в резонансной области поглощения водяным паром, центрированной относительно канала 183 ГГц) ;
- восстановление профиля температуры в верхней атмосфере (в резонансной области поглощения атмосферным кислородом);
- глобальное и синоптическое зондирование водности облаков, интенсивности осадков, общего влагосодержания атмосферы над океаном, скорости ветра над морской поверхностью, распределения льдов, определения их возраста и концентрации, оценки водного эквивалента снега, типа и температуры земной поверхности.

13.1.3. Измерительный комплекс японского спутника GCOM-W1.

GCOM-W1 – первый в серии спутников проекта GCOM (Global Change Observation Mission). Данный проект служит продолжением предыдущих спутниковых программ EOS-Aqua (2002–2011 гг.) и ADEOS-II (2002–2003 гг.) [13-8]. Орбитальные параметры спутника перечислены в табл. 13.1.

Основным инструментом спутника является радиометр AMSR 2 (Advanced Microwave Scanning Radiometer); его основные параметры иллюстрирует табл. 13.3, а общий вид показан на рис. 13.2.

Т а б л и ц а 13.3. Параметры радиометрического комплекса AMSR 2

Частота, ГГц	6,925; 7,3	10,65	18,7	23,8	36,5	89
Пространственное разрешение, км	62 x 35	42 x 24	22 x 14	26 x 15	12 x 7	5 x 3
Угол зондирования, град.	47,5					
Угол наблюдения, град.	55					
Ширина полосы обзора, км	1450					
Сканирование	Коническое					
Режим работы	Непрерывный					

Радиометр AMSR 2 обеспечивает восстановление следующих геофизических параметров: общее содержание водяного пара в атмосфере, интегральный водозапас облаков, скорость приводного ветра, температура поверхности океана, интенсивность осадков, концентрация льда, толщина снега на суше, влажность почвы.



Рис. 13.2. Радиометрический комплекс AMSR 2 с раздвигаемым основным рефлектором

13.1.4. Измерительный комплекс российского спутника Метеор-М № 2.

Космический аппарат Метеор-М № 2 был запущен в 8 июля 2014 года с помощью ракеты-носителя «Союз-2» и разгонного блока «Фрегат», а его предшественник Метеор-М № 1 – в сентябре 2009 года (их орбитальные параметры приведены в табл. 13.1). На спутнике функционируют много-спектральные устройства оптического и инфракрасного диапазонов наряду со сканером/зондировщиком МТВЗА-ГЯ (модулем температурно-влажностного зондирования атмосферы), предназначенного для вертикального профилирования атмосферы и зондирования поверхности Земли [13-9, 13-10, 13-11]. Радиометр является современной модификацией радиометров МТВЗА спутника Метеор 3М и МТВЗА-ОК спутника Сич-1М, его общий вид представлен на рис. 13.3.



Рис.13.3. Сканер/зондировщик МТВЗА-ГЯ

Основные технические характеристики прибора МТВЗА-ГЯ приведены в таблице 13.4.

Т а б л и ц а 13.4. Характеристики сканера/зондировщика МТВЗА-ГЯ

Частота, ГГц	10,6; 18,7; 23,8; 31,5; 36,7; 42; 48; 52-57; 91; 183,31
Пространственное разрешение:	
– по горизонтали, км	16 ÷ 198
– по вертикали, км	1,5 ÷ 7
Полоса обзора, км	1500
Сканирование	Коническое
Режим работы	Непрерывный
Угол зондирования (град.)	53,3
Угол наблюдения (град.)	65

Некоторые результаты использования радиометра МТВЗА-ГЯ спутника «Метеор-М» в период его летных испытаний можно найти на сайте ВНИИ электронного машиностроения <http://www.vniiem.ru/>.

13.2. Информационные аспекты при исследованиях характеристик теплового взаимодействия океана и атмосферы СВЧ-радиометрическими методами

13.2.1. Обработка дистанционных данных в центрах по архивации и распространению информации.

Восстановление параметров, получаемых из данных измерений современными спутниковыми средствами, выполняется со скоростью близкой к реальному масштабу времени; высокая скорость обработки достигается за счет применения простых, но эффективных алгоритмов обработки. Обычно восстанавливаемый параметр определяется как линейная комбинация яркостных температур измерительных каналов с разными весовыми коэффициентами. Такая ситуация была характерна для конца 80-х и начала 90-х годов. В последующие годы алгоритмы восстановления скорости и направления ветра, температуры поверхности океана, температуры и влажности атмосферы, облачности и осадков постоянно совершенствовались и усложнялись. При этом алгоритмы проходили тестирование и валидацию на больших объемах (десятки тысяч) контактных измерений.

Важным шагом стало использование на космической орбите радиометров с рабочими частотами 11 и 7 ГГц, способствовавших повышению точности определения ТПО. К тому же прогресс в разработке методов определения ТПО, а также температуры и влажности приводного слоя воздуха по данным СВЧ-радиометрических измерений способствовал развитию и совершенствованию спутниковых методов оценки вертикальных потоков явного и скрытого тепла над океаном. Погрешность восстановления параметров СОА улучшилась в ряде случаев в $1,5 \div 2$ раза и приближается к своему теоретическому пределу.

В настоящее время в научных центрах США хранятся обширные массивы СВЧ-радиометрических данных и результаты их обработки в виде:

- текущих значений антенных и яркостных температур для радиометров SMMR с 1978 г., SSM/I с 1987 г., SSM/T-1 с 1994 г., SSM/T-2 с 1993 г., TMI с 1997 г., AMSR-E, AMSU и MHS с 2002 г., SSMIS с 2003 г., WindSat с 2003 г. AMSRE 2 с 2012 г.;
- суточных, трехсуточных и среднемесячных значений приводного ветра, общего содержания водяного пара в атмосфере, интегрального водозапаса облаков, интенсивности осадков, характеристик ледового покрова с 1987 г.;
- данных классификации типов земных покровов с 1987 г.

13.2.2. Использование спутниковых СВЧ-радиометрических данных при исследовании тепловых процессов в СОА.

Ниже отметим результаты использования спутниковых СВЧ-радиометрических методов в исследованиях теплового взаимодействия океана и атмосферы, опираясь на сведения о наиболее значительных проектах по глобальному картированию поверхностных потоков тепла и влаги с помощью наземных и спутниковых средств.

Глобальный архив среднесуточных и среднемесячных потоков и параметров океан-атмосфера проекта OAFflux

В рамках проекта OAFflux (Objectively Analyzed Air-sea Fluxes) создан архив данных при участии института WHOI (Woods Hole Oceanographic Institution) и при поддержке NOAA и NASA [13-12]. Архив содержит набор данных за период с 1958 года по настоящее время. Среднесуточные (с 1985 г.) и среднемесячные (с 1958 г.) глобальные поля параметров представлены на регулярной сетке с пространственным разрешением $1^\circ \times 1^\circ$ по широте и долготе. С 1987 г. архивные данные стали включать данные спутниковых измерений (ветровые параметры представлены на сетке с пространственным разрешением $0,25^\circ \times 0,25^\circ$). Архив содержит следующие параметры: потоки явного и скрытого тепла; результирующий тепловой поток; скалярный поток импульса; испарение; скалярная, зональная и меридиональная скорости ветра на высоте 10 м; удельная влажность и температура воздуха на высоте 2 м; температура поверхности океана. Сведения об этих параметрах можно найти на сайтах архива OAFflux, например, информация о глобальном распределении среднегодового потока скрытого тепла содержится на сайте <http://oaf Flux.who i.edu/index.html>.

Спутниковая часть архива создавалась на основе следующих космических аппаратов: DMSP F08, F10, F11, F13, F14 и F15 с радиометром SSM/I; QuikSCAT со скаттерометром SeaWinds; EOS Aqua с радиометром AMSR-E; NOAA с радиометром AVHRR (Advanced Very High Resolution Parameters).

Глобальный архив среднемесячных параметров системы океан-атмосфера и потоков HOAPS

Архив HOAPS (Hamburg ocean-atmosphere parameters and fluxes from satellite data) создан в институте метеорологии им. Макса Планка при университете Гамбурга [13-13]. Архив версии HOAPS-3.2 содержит в себе базовые спутниковые параметры и потоки на поверхности океана, полученные по данным СВЧ-радиометрами SSM/I (спутники DMSP F08, F10, F11, F13, F14, F15) и ИК-радиометра AVHRR за период 21 год (июль 1987 г. – декабрь 2008 г.).

Среднемесячные поля и шестичасовые поля параметров представлены на регулярной сетке с пространственным разрешением $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ по широте и долготе для области 80° с. ш., 180° з. д. – 80° ю. ш., 180° в. д. Архив содержит следующие параметры: ТПО, удельная влажность воздуха для данной ТПО; приповерхностная удельная влажность воздуха; общее содержание водяного пара в атмосфере, приповерхностная скорость ветра, число Дальтона, поверхностные потоки скрытого и явного тепла, длинноволновая чистая радиация, испарение, интенсивность осадков. Сведения об этих параметрах можно найти на сайтах архива HOAPS, например информация о глобальном распределении потока скрытого тепла с 12-часовым разрешением содержится на сайте <http://www.hoaps.org/>.

Глобальный архив среднесуточных и среднемесячных потоков и параметров океан-атмосфера J-OFURO

Архив J-OFURO (Japanese Ocean Flux Data sets with Use of Remote Sensing Observations) включает среднесуточные и среднемесячные глобальные поля параметров, представленные на регулярной сетке с пространственным разре-

шением $1^\circ \times 1^\circ$ по широте и долготе [13-14]. Архив содержит набор данных за период 1998 по 2008 гг. в виде следующих параметров: поверхностные потоки явного, скрытого и суммарного тепла, скалярный поверхностный поток импульса; зональный и меридиональный потоки импульса, скалярная, зональная и меридиональная составляющие скорости ветра на высоте 10 м, насыщенная удельная влажность у поверхности, влажность воздуха на высоте 10 м. Сведения об этих параметрах можно найти на сайтах архива J-OFURO, например информация о глобальном распределении суточного потока явного тепла содержится на сайте (<http://dtsv.scc.u-tokai.ac.jp/j-ofuro/>).

Архив J-OFURO создавался на основе следующих спутниковых данных: DMSP F08, F10, F11, F13, F14 и F15 с радиометром SSM/I; ERS-1,2 со скаттерометром AMI; QuikSCAT со скаттерометром SeaWinds; EOS Aqua с радиометром AMSR-E; NOAA с радиометром AVHRR. Помимо этого, использовались данные о температуре воздуха из архива NCEP/DOE reanalysis, данные о ТПО из JMA MGDSSST (Japan Meteorological Agency Merged satellite and in-situ data Global Daily SST), данные о радиационных потоках из International Satellite Cloud Climatology Project.

Собственные спутниковые архивы

Здесь приведены краткие сведения об архивных спутниковых данных, которыми располагает авторский коллектив к настоящему времени и использует его для исследования тепловых процессов в СОА.

Основным источником информации в этих исследованиях служат данные радиометров SSM/I и SSMIS спутников серии DMSP, радиометра AMSR-E спутника EOS-Aqua и радиометра AMSR2 спутника GCOM-W1. Перечисленные спутники были созданы для проведения СВЧ-радиометрических измерений интенсивности собственного радиотеплового излучения Земли с суточным или полусуточным временным разрешением на протяжении многих лет, обеспечивая специалистов глобальной и регулярной метеорологической и океанографической информацией.

Наш первый опыт применения этих данных (в начале 90-х годов) связан с обработкой файлов с антенными температурами радиометра SSM/I спутника DMSP F08, полученных из калифорнийской лаборатории RSS. В 1997 г. Маршалльский центр космических полетов (MSFC) НАСА предоставил нам обширный архив первичных данных спутниковых СВЧ-радиометрических измерений за период 1978–1996 гг. со спутников Nimbus-7, DMSP F08, F10, F11, F13, F14 общим объемом около 300 Гбайт в виде заархивированных файлов на магнитных лентах. Данные более поздних спутниковых СВЧ-радиометрических измерений, проведенных в 1996–2018 гг., были получены через Интернет от ряда центров обработки и хранения информации NASA, а также от Центра космических наблюдений Российского космического агентства (в настоящее время Научно-Технологический Центр «Космонит» ОАО «Российские космические системы»). НТЦ «Космонит» предоставил данные измерений радиометра МТВЗА со спутника Метеор-3М и радиометра МВТЗА-ГЯ со спутника Метеор-М № 1. Впоследствии архив пополнился данными измерений радиометра AMSR-E спутника EOS Aqua и радиометра AMSR 2 спутника GCOM-W1.

Следует признать, что именно данные зарубежных центров, таких как MSFC DAAC, RSS и NOAA/NESDIS, позволили нам продвинуться в разработке СВЧ-радиометрических методов анализа локального и крупномасштабного теплового взаимодействия океана и атмосферы из космоса. Например, совмещение данных измерений радиометра SSM/I спутника DMSP F08 в 1988 и 1990 гг. с результатами отечественных судовых экспериментов НЬЮФАЭКС-88 и АТЛАНТЭКС-90 в акваториях Ньюфаундлендской энергоактивной зоны Северной Атлантики позволило углубить представления о механизме формирования связи вертикальных электромагнитных и тепловых потоков в системе океан-атмосфера на синоптических масштабах времени, в частности уяснить роль горизонтального переноса тепла и влаги в атмосфере в этом механизме.

Выводы к главе 13

1. Анализ основных характеристик СВЧ-радиометрических систем SSMIS, AMSR 2, МТВЗА-ГЯ на действующих спутниках DMSP, EOS Aqua, GCOM-W1 и Метеор-М показал, что за последние 30 лет сохранилась тенденция применения многочастотных, поляризационных, сканирующих под разными углами радиометров и зондировщиков. Современные спутниковые СВЧ-радиометрические средства дистанционного зондирования мало различаются по своим тактико-техническим характеристикам (рабочий диапазон длин волн, углы зондирования и типы поляризаций, пространственное и временное разрешение спутниковых данных). Таким образом, у ведущих разработчиков спутниковой СВЧ-радиометрической аппаратуры зондирования Земли в США, Японии, России произошла в эти годы своего рода конвергенция конструкторских идей и концепций.

2. Появились радиометры, в которых совмещены функции сканера и зондировщика (SSMIS и МТВЗА-ГЯ). Появление каналов на частотах 7, 11 ГГц позволяет определять температуру поверхности океана и влажность почв (AMSR-E, AMSR 2). Полоса обзора расширилась с 1400 до 1700 км. Полный обзор земной поверхности сократился до 2–3 суток. Улучшилось пространственное разрешение за счет применения антенн больших размеров. Расширение функциональных возможностей радиометров происходит за счет использования миллиметрового участка спектра при создании зондировщиков для восстановления вертикальных профилей температуры и влажности атмосферы. Совершенствование технологий разработки и изготовления радиометров и спутников значительно повысило время их активного существования.

3. Качественно меняется структура информационных систем, главное внимание уделяется калибровке, валидации, стандартизации, архивации и распространению спутниковых данных. Архивные данные структурированы в удобной для исследователя форме и доступны через интернет. Постоянно совершенствуются алгоритмы обработки, что приводит к улучшению точности определения геофизических параметров. В настоящее время для исследователей доступно около полутора десятка геофизических параметров, получаемых на основе спутниковых данных в СВЧ-диапазоне.

Список литературы к главе 13

13-1. Гранков А.Г., Мильшин А.А. Современное состояние спутниковых СВЧ-радиометрических средств для исследования взаимодействия океана и атмосферы // Проблемы окружающей среды и природных ресурсов. 2016. № 3. С. 3–29.

13-2. Кондратьев К.Я., Бузников А.А., Покровский О.М. Глобальная экология: дистанционное зондирование. Итоги науки и техники, Атмосфера, океан, космос. – Программа «Разрезы». – М.: ВИНТИ. 1992. Т. 14. 312 с.

13-3. Njoku E.G., Rague B., Fleming K. Nimbus-7 Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR): brightness temperature data (SMMR Level 1B Pathfinder). JPL Publication, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, CA. 1995.

13-4. Гранков А.Г., Мильшин А.А. Взаимосвязь радиоизлучения системы океан-атмосфера с тепловыми и динамическими процессами на границе раздела. – М.: Физматлит. 2004. 168 с.

13-5. Grankov A.G, Milshin A.A. Microwave radiation of the ocean-atmosphere: boundary heat and dynamic interaction. Springer. 2010. 160 p.

13-6. Defense Meteorological Satellite Program (DMSP) Satellite Source/Platform Document. NOAA Satellite Active Archive. 1997.

13-7. Special Sensor Microwave Imager and Sounder (SSMIS) Antenna Brightness Temperature Data Record (TDR) Calibration and Validation. User Manual. Center for Satellite Applications and Research NOAA/NESDIS. March, 2007.

13-8. Data Users' Manual for the Advanced Microwave Scanning Radiometer 2 (AMSR2) onboard the Global Change Observation Mission 1-st Water «SHIZUKU» (GCOM-W1). 2nd Edition. Earth Observation Research Center, Japan Aerospace Exploration Agency. March 2013.

13-9. Болдырев В.В., Ильгасов П.А., Панцов В.Ю. и др. Микроволновый сканер/зондировщик МТВЗА-ГЯ КА «МЕТЕОР-М» № 1 // Вопросы электромеханики. 2008. Т. 107. С. 22–25.

13-10. Барсуков И.Д., Никитин О.В., Стрельцов А.М. и др. Предварительная обработка данных СВЧ-радиометра МТВЗА-ГЯ КА «Метеор-М» № 1 // Современные проблемы дистанционного зондирования земли из космоса. 2011. Т.8. № 2. С. 257–263.

13-11. Чернявский Г.М., Митник Л.М., Кулешов В.П. и др. Микроволновое зондирование океана, атмосферы и земных покровов по данным спутника «Метеор-М» № 2 // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2018. Т. 15. № 4. С. 78–100.

13-12. Yu L., Jin X, Weller R.A. Multidecade Global Flux Datasets from the Objectively Analyzed Air-Sea Fluxes (OAFlux) Project: latent and sensible heat fluxes, ocean evaporation, and related surface meteorological variables. Woods Hole Oceanographic Institution OAFlux Project Technical Report (OA-2008-01).

13-13. Andersson K., Fennig C., Klepp C. et al. The Hamburg Ocean Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite Data – HOAPS-3. Earth Syst. Sci. Data 2. 2010. 2. P. 215–234.

13-14. Kurihara Y., Sakurai T., Kuragano T. Global daily sea surface temperature analysis using data from satellite microwave radiometer, satellite infrared radiometer and in-situ observations // Weath. Bulletin. 2003. No. 73. Special issue. P. 1–18.

Заклучение

1. Широкие возможности анализа тепловых процессов на поверхности океана дает спутниковый СВЧ-радиометрический метод, основанный на измерениях интенсивности восходящего радиотеплового излучения (яркостной температуры) системы океан-атмосфера в окрестности резонансной линии в водяном паре атмосферы 1,35 см. Эффективность «метеорологического» подхода к анализу тепловых характеристик в «пленочном» по спутниковым масштабам слое атмосферы по ее интегральным (усредненным по высоте) влажностным и излучательным характеристикам обусловлена тем обстоятельством, что атмосферный водяной пар является активным участником (агентом) в тепловом взаимодействии с поверхностью океана и одновременно служит его надежным количественным индикатором. Определяющую роль в формировании связи яркостной температуры в области излучения (поглощения) водяного пара атмосферы с тепловыми процессами на поверхности океана играет горизонтальный (адвективный) перенос тепла и влаги в пограничном слое атмосферы (слое турбулентности).

2. Такие области Мирового океана как Гольфстримская, Ньюфаундлендская, Норвежско-Гренландская энергоактивные зоны Северной Атлантики, а также Мексиканский залив могут служить своего рода *полигонами* для тестирования возможностей изучения тепловых и динамических процессов на границе раздела океана и атмосферы методами спутниковой СВЧ-радиометрии. Регулярно наблюдаемые здесь значительные контрасты яркостной температуры отчетливо фиксируются из космоса в спектральной области поглощения собственного СВЧ-излучения в водяном паре атмосферы.

Данная область может служить своего рода «окном радиовидимости» для наблюдения и анализа из космоса таких процессов на поверхности океана и в атмосфере как тепловое и динамическое взаимодействие между океаном и атмосферой, трансформация характеристик океана и атмосферы во фронтальных областях, приближение атмосферных фронтов и штормовых зон, зарождение и распространение тропических ураганов, характеризующимися синоптическими временными масштабами.

Спутниковые измерения в указанной спектральной области позволяют также наблюдать и более медленные процессы в диапазоне сезонных и межгодовых временных масштабов – сезонные и многолетние колебания интенсивности тепло- и влагообмена между океаном и атмосферой в энергоактивных зонах, многолетние колебания интенсивности переноса явного и скрытого тепла в атмосфере в районах океанских течений.

3. Современные спутниковые средства дистанционного зондирования Земли (по крайней мере, СВЧ-радиометрические средства) мало различаются по своим тактико-техническим характеристикам (рабочий диапазон длин волн, углы зондирования и типы поляризаций, пространственное и временное разрешение (детальность) спутниковых данных). За последние 20–25 лет у ведущих разработчиков спутниковой СВЧ-радиометрической аппаратуры в США, Японии, России, предназначенной для дистанцион-

Спутниковая СВЧ-радиометрия тепловых и динамических процессов на поверхности океана и в атмосфере

ного зондирования океана и атмосферы, произошла своего рода *конвергенция* конструкторских идей и концепций. На наш взгляд, можно, в частности, констатировать тот факт, что успех решения задач исследования тепловых процессов на поверхности океана и в атмосфере спутниковыми СВЧ-радиометрическими методами на различных временных масштабах (синоптических, сезонных и климатических) зависит в настоящее время не столько от технических средств, сколько от концепций их применения.

Приложение 1

О соотношении периодичности спутниковых и станционных измерений

Частота (периодичность) спутниковых СВЧ-радиометрических измерений на порядок ниже по сравнению с частотой буйковых метеорологических измерений, поэтому возникает вопрос: *достаточна* ли она, чтобы отразить быстропеременные процессы в СОА, возникающие при прохождении или зарождении тропических циклонов? Чтобы ответить на этот вопрос, выполнен анализ регулярности данных измерений радиометра SSM/I спутника F 15 в районе станции SMKF1 и радиометра AMSR-E спутника EOS Aqua в районе станции 42019 в периоды времени, включающие различные стадии деятельности ТЦ Katrina и Humberto в этих районах.

Рис. П1 иллюстрирует всю совокупность выборок яркостной температуры, измеренной радиометром SSM/I на длине волны 1,35 см (вертикальная поляризация) на восходящих и нисходящих витках спутника F 15 в августе 2005 г. (а) и яркостной температуры, измеренной радиометром AMSR-E на длине волны 1,26 см (вертикальная поляризация) спутника EOS Aqua в сентябре 2007 г.

Заметим, что количество и временное положение выборок для остальных спектральных и поляризационных каналов радиометра в точности соответствует этим показателям, приведенным на рисунке.

Из рис. П1а следует, что количество выборок в августе для радиометра SSM/I составило 37 (для сравнения – число буйковых измерений в этот период составило 744). Наблюдаются заметные пропуски в спутниковых измерениях: 4 области с продолжительностью 80–90 часов, последняя из которых приходится как раз на время прохождения ТЦ Katrina станции SMKF.

Картина периодичности СВЧ-радиометрических измерений с ИСЗ EOS Aqua более благоприятна для проведения совместного анализа данных дистанционных и прямых измерений в районе станции 42019: число спутниковых выборок в период с 5 по 19 сентября 2007 г. составило 22, а число буйковых измерений – 360 (рис. П1б). Явные пропуски в данном случае отсутствуют, временной интервал между спутниковыми выборками не превышает 22 часа, что обуславливает возможность рассмотрения данных измерений яркостной температуры в качестве непосредственных индикаторов изменений параметров СОА, происходивших при зарождении ТЦ Humberto.

Спутниковая СВЧ-радиометрия тепловых и динамических процессов на поверхности океана и в атмосфере

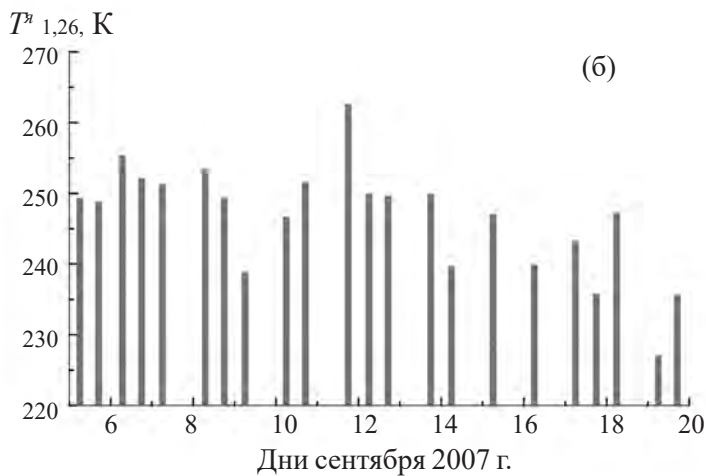
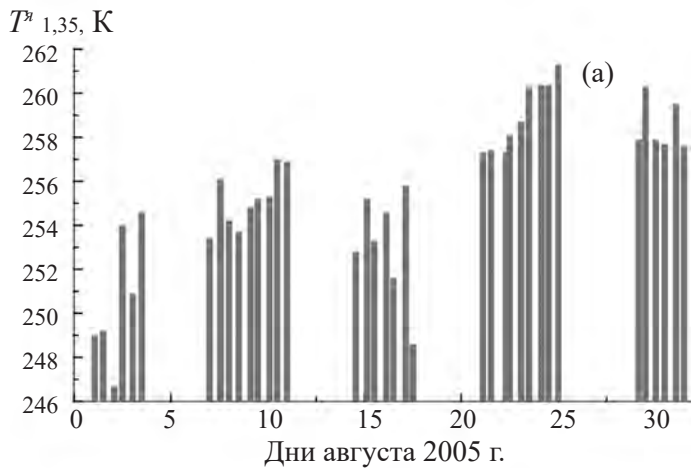


Рис. П1. Регулярность спутниковых измерений спутника DMSP F 15 в районе станции SMKF1 в августе 2005 г. (а) и спутника EOS Aqua в районе станции 42019 в сентябре 2007 г. (б)

Приложение 2

К методике расчета среднемесячных значений потоков тепла, влаги и импульса по данным радиометра AMSR-E

В настоящее время наиболее реалистичным сценарием оценивания потоков явного, скрытого тепла и импульса на границе раздела океана и атмосферы является использование балк-формул (1.1)–(1.3) (глава 1), где ключевые для расчета потоков параметры – температура и влажность приводной атмосферы, ТПО и скорость приводного ветра – определяются по данным измерений яркостной температуры сканирующим радиометром AMSR-E спутника EOS Aqua.

Для оценки относительной влажности приводного воздуха q_a используются следующие соотношения, приведенные в [П2-1], где используются данные измерений яркостной температуры T всех двенадцати каналов радиометра:

$$q_a = a_0 + a_1 T_{6V} + a_2 T_{6H} + a_3 T_{10V} + a_4 T_{10H} + a_5 T_{18V} + a_6 T_{18H} + a_7 T_{22V} + a_8 T_{22H} + a_9 T_{36V} + a_{10} T_{36H} + a_{11} T_{89V} + a_{12} T_{89H} \quad (\text{П2.1})$$

Здесь числовые индексы при T обозначают частоту радиометрического канала в ГГц, V, H – вертикальную и горизонтальную поляризацию каналов.

Для определения температуры приводного воздуха T_a по температуре водной поверхности T_s используется следующая параметризация [П2-2, П2-3]:

$$T_a = 1.03 T_s - 1.32 \quad (\text{П2.2})$$

Расчет насыщенной удельной влаги e_0 выполнен с использованием формулы Магнуса:

$$e_0 = 6.1078 \cdot \exp \left[\frac{17.2693882 \cdot (T_s - 273.16)}{T_s - 35.86} \right] \quad (\text{П2.3})$$

Для расчета насыщенной удельной влажности над поверхностью солевой воды (q_s) используются следующие соотношения:

$$e_{os} = 0.98 e_0$$

$$q_s = 0.622 \frac{e_{s0}}{p - 0.378 e_{s0}}, \quad p = 1013,25 \text{ гПа}. \quad (\text{П2.4})$$

Основной проблемой аэродинамического метода является выбор значений коэффициентов C_H , C_E и C_D . Как правило, значения коэффициентов обмена явным и скрытым теплом лежат в пределах [П2-4] $C_H = (1 \div 2) \cdot 10^{-3}$, $C_E = (1,0 \div 1,7) \cdot 10^{-3}$.

В качестве иллюстрации на рис. П2-1 представлены зависимости числа Шмидта (коэффициента C_H) от скорости приводного ветра для двух известных параметризаций, которые иллюстрируют предельный разброс значений C_T среди множества других известных вариантов, приведенных в П2-4 с ссылкой на известные работы [П2-5 и П2-6].

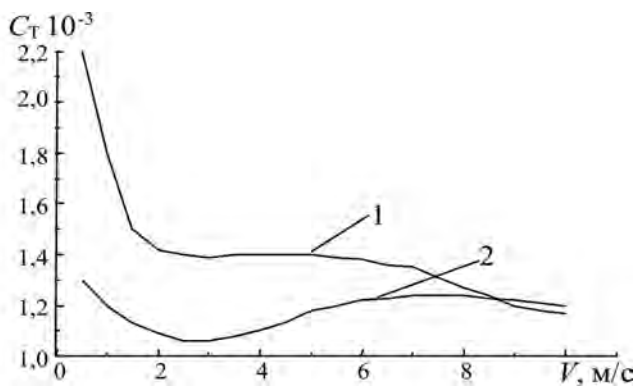


Рис. П2-1. Зависимость числа Шмидта от скорости приводного ветра для параметризаций: 1 (Garrat, П2-5); 2 (Condo, П2-6)

Из иллюстрации видно, что наибольшие различия между различными вариантами параметризации процессов тепло- и влагообмена проявляется в штилевую и маловетренную погоду при скоростях ветра $V \leq 3$ м/с. В работах Панина [П2-7, П2-8] получены соотношения для потоков явного и скрытого тепла в штилевых условиях:

$$H = A \rho_a c_p (T_s - T_a)^{4/3} [agk_T^2 v^{-1} (1 + b / Bo)]^{1/3}; \quad (\text{П2.5})$$

$$L_E = A \rho_a L (q_s - q_a)^{4/3} [\beta g k_T^2 v^{-1} (1 + Bo / b)]^{1/3}. \quad (\text{П2.6})$$

Здесь $A = 0,15$, $\beta = 0,61$, $L_S = 25,04 \cdot 10^5$ Дж/кг – удельная теплота испарения, $g = 9,81$ м/с², α – коэффициент теплового расширения воздуха, $b \approx 0,073$, ν – кинематическая вязкость воздуха, $B = \frac{H}{L_E}$ – отношение Боуэна, k_T , k_q – кинематические коэффициенты молекулярной диффузии тепла и водяного пара в воздухе. Для скоростей ветра более 3 м/с значения коэффициентов были приняты $C_H = 0,0012$ и $C_E = 0,0011$. Для коэффициента сопротивления мы обобщили данные в [П2-9, П2-4] в виде линейно-ломаной зависимости $C_D = a + b^*(V - c)$:

при $V < 3$ м/с: $C_D = 0,001$ (не зависит от V);

при $V = 3 \div 12,5$ м/с: $a = 1$, $b = 0,0706$, $c = 3$;

при $V > 12,5$ м/с: $a = 1,6$, $b = 0,02286$, $c = 12,5$.

Список литературы к Приложению 2

П2-1. *Kubota M., Hihara T.* Retrieval of Surface Air Specific Humidity Over the Ocean Using AMSR-E Measurements // *Sensors*. 2008. 8. P. 8016–8026.

П2-2. *Andersson A., Fennig K., Klepp C. et al.* The Hamburg Ocean Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite Data – HOAPS-3 // *Earth Syst. Sci. Data*. 2010. 2. P. 215–234.

П2-3. Algorithm Theoretical Basis Document HOAPS release 3.2 // Ref. Number: SAF/CM/DWD/ATBD/HOAPS. Issue/Revision Index: 1.1. 25.03.2011.

П2-4. *Ланно С.С., Гулев С.К., Рождественский А.Е.* Крупномасштабное тепловое взаимодействие в системе океан-атмосфера и энергоактивные области Мирового океана. Л.: Гидрометеиздат. 1990. 336 с.

П2-5. *Garrat J.R.* Review of drag coefficients over oceans and continents // *Monthly Weather Review*. 1977. V. 105. P. 17–28.

П2-6. *Kondo J.* Air-sea bulk transfer coefficient in diabatic conditions // *Boundary Layer Meteorology*. 1975. № 9. P. 91–112.

П2-7. *Панин Г.Н.* Испарение и теплообмен Каспийского моря. М.: Наука. 1987. 88 с.

П2-8. *Панин Г.Н., Кривицкий С.В.* Аэродинамическая шероховатость поверхности водоема. М.: Наука. 1992. 135 с.

П2-9. *Репина И.А.* Методы определения турбулентных потоков над морской поверхностью. Препринт. ИКИ РАН, Москва, 2007. 36 с.

Термины

Приводная атмосфера: нижний 10-метровый слой воздуха.

Пограничный слой океана: верхний слой океана, активно участвующий в энергообмене с атмосферой (десятки метров).

Пограничный слой атмосферы: слой турбулентного перемешивания атмосферы, верхняя (условная) граница которого соответствует уровню 1500 м (850 гПа).

Свободная атмосфера: слой воздуха, располагающийся выше пограничного слоя.

Мезометеорологические колебания: составляющие спектра атмосферных процессов с периодами от минут до часов.

Синоптические колебания: составляющие с периодами от многих часов до нескольких дней.

Сезонные колебания: составляющие с годовыми периодами и их гармониками.

Сокращения

ЯТ – яркостная температура излучения

СВЧ – сверхвысокие частоты

ИК – инфракрасный (диапазон)

ВП – вертикальная поляризация

ГП – горизонтальная поляризация

СОА – система океан-атмосфера

АПС – атмосферный пограничный слой

ОПС – океанический пограничный слой

ТПО – температура поверхности океана

ТПА – температура приводной атмосферы

ЭАЗО – энергоактивные зоны океана

НИСП – научно-исследовательское судно погоды

NASA – National Aeronautics and Space Agency

NOAA – National Oceanic and Atmospheric Administration

SSM/I – Scanning Sensor Microwave/Imager

SSMIS – Special Sensor Microwave Imager Sounder

AMSR-E – Advanced Microwave Scanning Radiometer

МТВЗА – модуль температурно-влажностного зондирования атмосферы

DMSP – Defense Meteorological Satellite Program

EOS – Earth Observation Mission

GCOM – Global Change Observation Mission

NCEP – National Centers for Environmental Modeling

NCAR – National Center for Atmospheric Research

NSIDC – National Snow & Ice Data Center

HURSAT – National Climatic Data Center

RSS – Remote Sensing Systems

COADS – Comprehensive Ocean Atmosphere Data Set

OAFlux – Objectively Analyzed Air-sea Fluxes

Условные обозначения

- T^* – яркостная температура излучения в СВЧ-диапазоне (К)
 I – радиационная температура излучения в ИК-диапазоне (К)
 α – коэффициент излучения (безразмерный)
 R – коэффициент отражения (безразмерный)
 λ – длина волны электромагнитного излучения (см, мкм)
 θ – угол зондирования поверхности со спутника (градусы, радианы)
 γ – коэффициент погонного поглощения (Нп/м, дБ/м)
 τ – интегральный коэффициент поглощения (Нп, дБ)
 T – термодинамическая температура среды ($^{\circ}\text{C}$)
 V – скорость ветра (м/с)
 ρ – плотность воздуха ($\text{г}/\text{м}^3$)
 c – удельная теплоемкость воздуха (Дж/кг/град)
 e – упругость водяного пара (мб, гПа)
 Q – общее содержание водяного пара в атмосфере ($\text{г}/\text{см}^2$)
 W – интегральный водозапас облаков ($\text{кг}/\text{см}^2$)
 h – координата высоты атмосферы

Научное издание

А.Г. Гранков, А.А. Мильшин, Е.П. Новичихин

**Спутниковая СВЧ-радиометрия
тепловых и динамических процессов
на поверхности океана и в атмосфере**

Верстка – М.А. Жилина

Обложка – М.А. Жилина

Издатель – Российская академия наук

Публикуется в авторской редакции

Подписано в печать 20.12.2022

Формат 70x100/16. Объем 15 п. л. Гарнитура Times New Roman.

Печать офсетная. Бумага офсетная.

Тираж 300 экз. Заказ 22-09271

Издается по решению Научно-издательского совета
Российской академии наук (НИСО РАН) от 01.02.2022 г.
и распространяется бесплатно

Отпечатано в типографии ООО «КОНСТАНТА»
308519, Белгородская обл., Белгородский р-н, пос. Северный,
ул. Березовая, 1/12.
Тел./факс (4722) 300-720, www.konstanta-print.ru