

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
Федеральное государственное бюджетное образовательное
учреждение высшего профессионального образования
«ПЕРМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Н. И. Толмачева, А. Д. Крючков

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА

*Допущено методическим советом Пермского
государственного национального исследовательского
университета в качестве учебного пособия для студентов,
обучающихся по направлению подготовки бакалавров
и магистров «Гидрометеорология»*



Пермь 2015

УДК 551.465.71
ББК 26.2
Т52

Толмачева Н.И., Крючков А.Д.

Т52 Взаимодействие атмосферы и океана: учеб. пособие /
Н.И. Толмачева, А.Д. Крючков; Перм. гос. нац. исслед.
ун-т. – Пермь, 2015. – 238 с.

ISBN 978-5-7944-2485-0

В учебном пособии представлены теоретические вопросы курса «Взаимодействие атмосферы и океана». Рассмотрены особенности теплового режима, радиационного баланса, форм движения всех масштабов и их взаимодействия. Уделено внимание современным сведениям об атмосфере и океане и физических процессах, происходящих в них. Анализируются основные понятия изучаемой дисциплины, вопросы физико-математического характера. Описываются существующие методы и результаты теоретических и экспериментальных исследований. Представленный материал иллюстрируется схемами, рисунками и снимками.

Пособие предназначено для студентов, обучающихся по направлению подготовки бакалавров и магистров «Гидрометеорология», специализирующихся по кафедре метеорологии и охраны атмосферы, а также для студентов-метеорологов других вузов.

УДК 551.465.71
ББК 26.2

*Печатается по решению редакционно-издательского совета
Пермского государственного национального исследовательского университета*

Рецензенты: кафедра метеорологии, климатологии и экологии атмосферы Казанского (Приволжского) федер. ун-та (зав. каф. – д-р геогр. наук, проф. **Ю.П. Переведенцев**); начальник АМСГ «Пермь» Уральского филиала ФГБУ «Авиаметтеоком Росгидромета», канд. геогр. наук, доц. **О.Ю. Булгакова**

© Пермский государственный национальный
исследовательский университет, 2015
ISBN 978-5-7944-2485-0
© Толмачева Н.И., Крючков А.Д., 2015

Оглавление

ВВЕДЕНИЕ	6
Раздел 1. Система атмосфера–океан и ее особенности	12
Тема 1. Понятие о системе атмосфера–океан	12
1.1. <i>Описание взаимодействий в системе атмосфера–океан</i>	12
1.2. <i>Определение системы атмосфера–океан–суша или климатическая система</i>	17
Тема 2. Масштабы временной изменчивости системы и ее механизмы	21
2.1. <i>Взаимодействие атмосферы и океана</i>	21
2.2. <i>Изменчивость процессов океана</i>	23
2.3. <i>Масштабы временной изменчивости системы атмосфера–океан</i>	25
Тема 3. Положительные и отрицательные обратные связи системы	27
3.1. <i>Связь параметров системы</i>	27
3.2. <i>Предсказуемость состояния системы</i>	30
3.3. <i>Наземные и спутниковые методы исследования системы атмосфера–океан</i>	32
Раздел 2. Теплообмен между атмосферой и океаном	37
Тема 1. Распределение радиации и составляющих теплового баланса	37
1.1. <i>Поступление солнечной радиации</i>	37
1.2. <i>Длинноволновое излучение атмосферы и океана</i>	42
1.3. <i>Отражение и поглощение радиации океаном</i>	45
Тема 2. Годовой ход составляющих теплового баланса, тепловой баланс системы атмосфера–океан	50
Раздел 3. Термический режим системы атмосфера–океан и его воздействие на климат	61
Тема 1. Мониторинг и прогноз температуры океана, классификация аномалий	61
1.1. <i>Распределение температуры в Мировом океане</i>	61
1.2. <i>Распределение солености</i>	66
1.3. <i>Термохалинный анализ вод океана, T,S-кривые</i>	69
Тема 2. Изменение термодинамических характеристик атмосферы и океана	73
Раздел 4. Мелкомасштабное взаимодействие атмосферы и океана	79

Тема 1. Дифференциальные уравнения для вертикальных профилей v , t , f в приводном слое атмосферы	79
1.1. <i>Приводный слой атмосферы</i>	79
1.2. <i>Вертикальное распределение скорости над неподвижной шероховатой поверхностью</i>	81
Тема 2. Влияние стратификации и фазовых переходов на турбулентный режим приводного слоя атмосферы	84
2.1. <i>Роль стратификации, теория подобия Монина — Обухова</i>	84
2.2. <i>Мелкомасштабное взаимодействие океана и атмосферы при шторме</i>	90
Раздел 5. Мезомасштабное взаимодействие атмосферы и океана	94
Тема 1. Планетарный пограничный слой и определение его толщины	94
1.1. <i>Планетарный пограничный слой (ППС)</i>	94
1.2. <i>Определение толщины, слою ППС</i>	96
Тема 2. Система планетарных пограничных слоев атмосферы и океана, теоретические модели	101
Раздел 6. Крупномасштабное взаимодействие атмосферы и океана	113
Тема 1. Механизмы крупномасштабного взаимодействия атмосферы и океана. Классификация моделей климатической системы	113
1.1. <i>Механизмы взаимодействия атмосферы и океана</i>	113
1.2. <i>Классификация моделей климатической системы</i>	120
Тема 2. Параметризация синоптической изменчивости потоков импульса, тепла и влаги	122
2.1. <i>Турбулентность, основные понятия</i>	122
2.2. <i>Параметризация потоков тепла и влаги в приводном слое атмосферы</i>	125
2.3. <i>Поверхностное волнение</i>	127
Раздел 7. Международные программы и численные модели глобальных атмосферных процессов	130
Тема 1. Результаты численного моделирования глобального взаимодействия атмосферы и океана. Моделирование антропогенных изменений климата	130
1.1. <i>Результаты моделирования</i>	130
1.2. <i>Результаты моделирования антропогенных изменений климата</i>	134

Тема 2. Колебательные процессы в системе атмосфера–океан–суша. Международные программы комплексных глобальных исследований климата	142
2.1. Реакция климатической системы на изменение альбедо поверхности суши	142
2.2. Реакция климатической системы на изменение влагосодержания почвы	147
Раздел 8. Современные модели атмосферы и океана	150
Тема 1. Проблемы моделирования атмосферы и океана	150
1.1. Сложность моделирования атмосферы и океана	150
1.2. История моделирования атмосферы и океана	151
1.3. Модели атмосферы с высоким разрешением	152
1.4. Модели океана с высоким разрешением	153
1.5. Модели Земной системы	154
Тема 2. Численные методы и климатические модели	156
2.1. Сетки глобальных моделей	156
2.2. Алгоритмы, используемые в моделях атмосферы и океана	160
2.3. Проблемы реализации климатических моделей	165
2.4. Модели глобальной атмосферы и Мирового океана	167
2.5. Моделирование климатической системы	170
Практическая работа 1	185
Практическая работа 2	188
Практическая работа 3	190
Практическая работа 4	192
Практическая работа 5	194
Практическая работа 6	196
Практическая работа 7	198
Практическая работа 8	199
Практическая работа 9	200
Практическая работа 10	201
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	203
ПРИЛОЖЕНИЯ	208

ВВЕДЕНИЕ

В учебном пособии кратко рассматриваются классические теоретические вопросы основных разделов курса «Взаимодействие атмосферы и океана». Рассматриваются радиационные свойства, тепловой режим, формы движения всех масштабов и их взаимодействие. Материал поясняется данными наблюдений. Уделено внимание современным сведениям об атмосфере и океане и физических процессах, происходящих в них. «Взаимодействие атмосферы и океана» — одна из дисциплин, читаемых студентам-метеорологам при подготовке в университетах. Изложение сведений об основных процессах требует использования математического аппарата и физических методов исследования. Курс физической метеорологии является базовым для подготовки специалистов-метеорологов в университетах. Наряду с основными данными и фундаментальными законами содержит сведения, отражающие современное состояние науки и перспективы развития.

Учебное пособие составлено в соответствии с требованиями к обязательному минимуму содержания основной образовательной программы подготовки специалистов в университетах. Рассмотрены основные проблемы, имеющиеся на современном этапе, и методы их исследования. Материал поясняется и иллюстрируется рисунками и схемами. Основу пособия составляет содержание курса с тем же названием, который читается на географическом факультете Пермского университета для студентов-метеорологов. В настоящее время информация о взаимодействии атмосферы и океана широко применяется как при составлении прогнозов погоды и климата, так и при решении многих экономических задач.

Взаимодействие атмосферы и океана — новое направление в науке о Земле, родившееся на стыке метеорологии и океанологии в начале второй половины XX в. Исследования в этом направлении открывают новые возможности в решении таких фундаментальных проблем современной науки, как усовершенствование методов долгосрочного прогноза погоды и построение законченной теории климата.

Целью изучения дисциплины является освещение основных положений этого нового направления науки, демонстрация его перспективности для понимания механизмов формирования различных явлений, происходящих в атмосфере и океане; становится возможным проследить внутреннюю логику научного подхода к изучаемым объектам и познакомить с существующими методами и результатами теоретических и экспериментальных исследований.

Для достижения этой цели решаются задачи, направленные на изучение: физической сущности основных процессов, протекающих в системе атмосфера–океан и методов их изучения; процессов обмена и формирования балансов энергии, вещества; особенностей процессов взаимодействия в зависимости от масштабов.

Курс взаимодействия атмосферы и океана базируется на ряде общих дисциплин, прежде всего математике, физике и гидромеханике, а также на специальных дисциплинах, таких как физическая метеорология и климатология. Важным является формирование у будущих специалистов знаний об атмосфере и океане как единой физической системе, позволяющих овладеть существующими методами и приемами исследования, в том числе решением конкретных задач в этой области. Методами исследования взаимодействия атмосферы и океана являются натурные измерения, лабораторное моделирование и численный эксперимент. Актуальной является возможность использования спутниковых данных для изучения пространственных и временных масштабов движения в системе атмосфера–океан.

В учебном пособии рассматриваются основные процессы, протекающие в системе атмосфера–океан–суша.

Теплообмен в системе атмосфера–океан. Радиационный баланс атмосферы и океана. Газообмен между атмосферой и океаном. Влияние загрязнения на процессы обмена. *Влагообмен.* Поверхность раздела воздух–вода как регулятор скорости обмена веществ. Водный и солевой баланс. Баланс импульса, тепла.

Мелкомасштабное взаимодействие атмосферы и океана. Приводный слой атмосферы. Условия приближенного постоянства с высотой вертикальных потоков импульса, тепла и водяного пара. Вертикальное распределение средней скорости над неподвижной гладкой поверхностью. Вязкий подслой. *Логарифмический пограничный слой.* Вертикальное распределение средней скорости над неподвижной шероховатой поверхностью. Волновые возмущения средней скорости ветра. Взаимодействие ветра и волн при отсутствии и наличии обрушивания волн. Экспериментальные данные и аналитические решения задачи о вертикальном распределении диссипации кинетической энергии турбулентности. Постоянство напряжения Рейнольдса с глубиной. Законы сохранения импульса и энергии для приводного слоя атмосферы на разных стадиях развития ветрового волнения. Эволюционная задача для системы волны–ветер. Вертикальное распределение температуры и пассивной примеси над неподвижной поверхностью. Коэффициенты сопротивления, теплообмена и испарения, их зависимости от скорости ветра и стратификации атмосферы. Трансформация тер-

мического режима приводного слоя атмосферы при взаимодействии ветра и воды. Особенности мелкомасштабного взаимодействия атмосферы и океана при штормах.

Мезомасштабное взаимодействие океана и атмосферы. Стационарные пограничные слои океана и атмосферы. Внешние факторы, определяющие их структуру. Иерархия моделей пограничного слоя. Модели первого, второго и третьего уровней. *Нестационарные пограничные слои атмосферы и океана.* Суточные и сезонные колебания скорости и температуры. *Ветровые течения.* Пограничные экмановские слои в стационарном и нестационарном случаях. Пограничные слои атмосферы и океана при наличии волнения и льда на свободной поверхности. Параметризация процесса обрушивания ветровых волн. Влияние стратификации на турбулентный режим пограничных слоев океана и атмосферы. Турбулентные потоки на внешней границе пограничных слоев, определяемые процессом вовлечения. Вовлечение и перемежаемость турбулентности. Зависимость скорости вовлечения от числа Ричардсона. Параметризация пограничных слоев в глобальных моделях системы атмосфера–океан. *Бризовая циркуляция и ее механизм.* Стационарные и нестационарные модели этих явлений. *Цунами атмосферного происхождения.* Воздействие ТЦ на верхний слой океана и атмосферу.

Крупномасштабное взаимодействие океана и атмосферы. Изменчивость и механизмы крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы. Теория подобия для циркуляции планетных атмосфер. Нульмерные, одномерные, зональные и трехмерные модели климата. Параметризация потоков импульса, тепла и влаги, обусловливаемых синоптическими возмущениями. Параметризация облачности. Результаты численной имитации глобального взаимодействия атмосферы и океана. Сравнение с данными спутниковых наблюдений. Моделирование антропогенных изменений климата.

Колебательные процессы в системе атмосфера–океан–суша. Муссоны. Долгопериодные колебания в системе атмосфера–океан–материковый лед. Эль-Ниньо и Ла-Нинья. Возможные механизмы генерации. Явление Эль-Ниньо–Южное колебание. Атлантическое колебание. Международные программы комплексных глобальных исследований системы атмосфера–океан.

В настоящее время все чаще отмечаются климатические изменения во многих регионах земного шара. Исследование взаимодействия атмосферы и гидросферы становится все более необходимым для понимания природы процессов, протекающих на нашей планете, и дальнейшего развития таких наук, как метеорология и океанология.

Без учета характеристик взаимодействия атмосферы и океана невозможно успешное развитие моделирования атмосферной циркуляции, методов долгосрочного и среднесрочного прогноза погоды и климата. В общей проблеме энергообмена между атмосферой и океаном мелкомасштабное взаимодействие занимает особое место, являясь определяющим в обмене теплом, количеством движения и влагой непосредственно через границу раздела взаимодействующих сред. Теоретическое описание и расчет такого взаимодействия затруднен из-за чрезвычайной сложности рассматриваемых физических процессов. Исследование взаимодействия атмосферы и океана усложняется тем, что имеются две взаимодействующие турбулизированные среды очень разной плотности.

В случае морской поверхности возникает связанное с наличием волнения нарушение условий подобия в нижнем слое воздуха, толщина которого определяется характерными размерами волн. Так же при определении направления касательного напряжения (над сушей совпадающего с направлением ветра) необходимо учитывать эффект нижнего вращения ветра, обусловленного наличием поверхностного течения. Оба указанных эффекта — волнения и поверхностного течения — накладывают ограничение на выбор уровня градиентных измерений. Более сложное описание процессов при наличии поверхностных неоднородностей различных масштабов, которые нарушают условие стационарности воздушного потока. Измерения стандартных метеорологических величин, а также профилей температуры $T(z)$, скорости ветра $u(z)$ и влажности $q(z)$ позволяют при использовании некоторых гипотез оценивать величины турбулентных потоков тепла, влаги и количества движения. В случае стационарного ветра над однородной поверхностью обычно предполагается, что структура поверхностного пограничного слоя соответствует теории подобия Монина-Обухова, согласно которой можно предсказывать влияние стратификации атмосферы на профили средней скорости ветра и турбулентной кинетической энергии в слое постоянных по высоте напряжений Рейнольдса. Несмотря на идеализацию условий, теория подобия Монина-Обухова совместно с теорией Колмогорова о существовании инерционного интервала в спектрах компонент скорости широко используется для оценок потоков импульса, тепла и влаги, переноса примесей и в моделях прогноза погоды, как над сушей, так и над морем.

При экспериментальном изучении теплового баланса Арктики, особенно в случае полыней, разводий и молодых льдов, окруженных многолетним ледяным полем, определение вертикальных турбулентных потоков тепла и влаги представляет особую трудность. Полярным

регионам свойственна поверхность сложной структуры: здесь присутствуют льды различной толщины, покрытые торосами, снежниками, гладкие и со снежным покровом; полыньи и разломы различной протяженности; большие участки открытой воды в взволнованном состоянии. В результате воздушный поток, переходя с одной поверхности на другую, трансформируется, после чего возникает сложная система внутренних пограничных слоев. Обменные процессы оказываются зависимы от сплоченности, толщины льда, степени его заснеженности и восторошенности, направления воздушного потока, площади полыней и трещин, наличия поземки и многих других часто трудноформализуемых факторов. Характер поверхности льда сказывается на профиле ветра вблизи нее, тем самым влияя на тепло- и влагообмен между льдом и воздухом.

Перераспределение тепла в океане, определяющееся циркуляцией его вод, относится к числу важнейших климатообразующих процессов. Подходы к исследованию этих процессов базируются, наряду с анализом экспериментальной базы, на использовании физически полных океанических моделей. Такие модели при их объединении с моделями общей циркуляции атмосферы являются также одним из основных инструментов для получения оценок возможных изменений климата вследствие его естественной изменчивости и внешних воздействий. Важность достоверного количественного описания балансов энергии на поверхности Мирового океана определяется задачами моделирования и прогноза динамики климата и роли океана в формировании климатических аномалий. Кроме того, это имеет принципиальное значение для решения одной из ключевых проблем исследования крупномасштабного взаимодействия атмосферы и океана — построение климатологии характеристик энергообмена атмосферы и океана, гарантирующей замыкание на глобальном и региональном уровнях основных энергетических балансов поверхности океана. Необходимость создания такой климатологии диктуется недостатком глобальных массивов граничных условий для экспериментов с моделями общей циркуляции атмосферы и океана.

Данные мониторинга показали, что в конце XX в. произошло глобальное потепление климата, а модельные оценки показали воздействие повышения концентрации CO_2 на глобальный климат. На антропогенную составляющую глобального потепления накладывается естественная составляющая — долгопериодные колебания, которые в отдельные годы и десятилетия приводили к временному похолоданию климата или к замедлению потепления. Существуют различные мнения по поводу относительной роли антропогенного и естественных

факторов в изменении климата. Естественными факторами колебаний климата атмосферы являются долгопериодные эндогенные (обусловленные внутренней динамикой) колебательные процессы в климатической системе, колебания солнечной активности, геофизические и астрономические факторы. Внутренняя динамика климатической системы обусловлена прежде всего взаимодействием атмосферы и океана, возможны колебания длительностью от нескольких лет до столетий и тысячелетий. Для таких колебаний существуют как внутренние, так и внешние причины.

Океан двояко участвует в формировании регионального и глобального климата. Во-первых, он выступает как переносчик тепла из низких широт в высокие географические широты. Во-вторых, океан является стабилизатором всех колебательных термических процессов в атмосфере. Малейшие изменения в механизме межширотного переноса тепла океаном сопровождаются перестройками атмосферной циркуляции и изменениями климата атмосферы на огромных территориях и климата Земли в целом. Теплообмен атмосфера–океан является генератором долгопериодных колебаний температуры, влажности и скорости ветра в атмосфере. Теплообмен в этой системе зависит от переменной толщины верхнего слоя перемешивания океана, с которым происходит взаимодействие атмосферы. Например, тепловая инерционность океана (верхнего слоя взаимодействия с атмосферой) задерживает проявление парникового эффекта CO_2 в атмосфере.

РАЗДЕЛ 1. СИСТЕМА АТМОСФЕРА–ОКЕАН И ЕЕ ОСОБЕННОСТИ

Тема 1. Понятие о системе атмосфера–океан

1.1. Описание взаимодействий в системе атмосфера–океан

Изменения климата и улучшения качества гидрометеорологических прогнозов ускорили в последние десятилетия исследования атмосферы и океана. Были выявлены недостатки описательных методов изучения гидрометеорологических процессов, которые играли важную роль в период становления метеорологии и океанологии как наук. В настоящее время уделяется внимание количественным критериям изменения атмосферы и океана.

Состояние среды зависит от ее свойств, притока, перераспределения энергии и поэтому в качестве основной задачи (определяющей развитие гидрометеорологических процессов) является исследование поступления и преобразований энергии в газообразной, жидкой и твердой оболочках Земли. Источником процессов на Земле является поглощаемая оболочками солнечная радиация. На долю атмосферы приходится только треть радиации, остальная часть поглощается тонким поверхностным слоем суши и океана, при этом расходуется на нагревание этих сред и трансформируется в длинноволновое излучение, турбулентные потоки тепла, которые впоследствии передаются воздуху. Исходя из этого важно исследование закономерностей преобразования энергии в пограничных слоях атмосферы, океана и деятельном слое суши.

Особенности подстилающей поверхности в перераспределении энергии настолько велики, что в зависимости от них формируются воздушные массы глобальных масштабов со своими специфическими чертами, например, влажный и теплый в зимнее время или прохладный летом воздух над океанами и воздух с противоположными свойствами над материками. Изучение характеристик континентальных и океанических воздушных масс, их изменения в процессе движения является предметом метеорологии, климатологии. При разработке теории климата и прогноза погоды обязательно учитывается взаимодействие атмосферы с океанами и материками. Причиной отклонения циркуляции атмосферы от зональной и многообразия климатических и погодных условий является различие в свойствах подстилающей поверхности.

Во взаимодействии атмосферы и океана много особенностей, что заставляет выделить этот процесс при изучении общего взаимодействия воздуха с подстилающей поверхностью. Различие физических свойств суши и воды приводит к тому, что деятельный слой суши, в котором происходят изменения во времени температуры и влаги, значительно меньше деятельного слоя океана. Сравнительно малая теплоемкость почвы приводит к меньшим, чем в океане, затратам солнечной энергии на ее прогрев, а большая доля поглощенной радиации в трансформированном виде передается обратно в атмосферу. Материки обладают во много раз меньшей тепловой инерцией, чем океаны, и можно предположить, что они только отражают радиацию в атмосферу, пусть даже в преобразованном виде. Такой подход облегчает учет поступления энергии в атмосферу над сушей, поэтому в первых гидродинамических моделях по общей циркуляции атмосферы теплоемкость суши приравнивалась к нулю.

Из-за большой термической инерции океаны являются аккумуляторами тепла с небольшим диапазоном изменения температуры воды во времени. Тепловые потоки между океаном и атмосферой распределяются, в отличие от системы материк–атмосфера, по-другому. Например, горизонтальные переносы тепла течениями приводят к тому, что некоторые воздушные потоки становятся даже по направлению отличными от тех, что расположены над сушей. Материки почти не реагируют на динамическое действие атмосферы, а океаны и моря быстро отвечают на атмосферные воздействия, между ними возникают различного масштаба обратные связи. Если можно понять и объяснить механизм процессов, исследуя атмосферу и океан отдельно, то предвычислять гидрометеорологические процессы, особенно на длительный срок, без учета обратных связей невозможно. В относительно больших масштабах такая связь проявляется в сезонном изменении океанического междуширотного обмена. Увеличение контраста температур между полюсом и экватором зимой и усиление меридиональной атмосферной циркуляции приводят к возрастанию скорости течений и усилению потока океанического тепла в меридиональном направлении. Последнее способствует уменьшению широтного контраста температуры как в океане, так и в атмосфере, например, хорошо выраженная сезонность в адвекции тепла атлантическими водами в Северный Ледовитый океан. Атмосферные движения вызывают перемещения больших масс воды, переносящих накопленное ими тепло в районы с совершенно иными климатическими характеристиками, где этот теплоспас вод меняет свойства воздушной массы над океаном и они могут отличаться от среднесезональных значений.

Обратные связи устанавливаются и в области мелкомасштабных взаимодействий, когда, например, в результате термодинамического обмена потоками формируются пограничные слои в атмосфере и океане с взаимно зависимыми характеристиками. Океан является не только аккумулятором и перераспределителем тепла в пространстве и времени, но и главным поставщиком влаги в атмосферу, которая оказывает влияние на термодинамику атмосферы не меньше, чем солнечная радиация. Например, за счет конденсации влаги воздух получает больше тепла, чем приносит ему турбулентный перенос и поглощение солнечной радиации. Важна роль влаги в конденсированном состоянии как экрана, перераспределяющего тепловые потоки не только в атмосфере, но и подстилающей поверхности. Влагообмен океана с атмосферой влияет через изменение солёности на состояние океана.

Океан влияет на атмосферные процессы через тепло и влагообмен, а атмосфера влияет на океан еще и динамически. Термика и солёность вод океанов и морей, режим течений во многом обусловлены действием атмосферы, если не непосредственно, то косвенным образом. Например, конвекционные и градиентные течения находятся под непосредственным влиянием тепло- и влагообмена с атмосферой. Вся совокупность особенностей, тепловых, динамических взаимодействий, перераспределений влаги, обусловленных ими процессов с выраженными обратными связями, требует рассматривать атмосферу и океан как единую систему, работающую под действием одного источника энергии — солнечной радиации. Важные физические свойства присущи как газообразной, так и жидкой средам системы, поэтому принципы термогидродинамики применимы к обеим частям системы. В настоящее время пытаются решить уравнения, описывающие поведение всей системы или пограничных слоев соприкасающихся сред. Сложность решения состоит в том, что необходим точный учет преобразований энергии. Например, кинетическая энергия всей атмосферы составляет менее 1 % запасов ее потенциальной и внутренней энергии, еще меньшее соотношение этих видов энергии в океане, а неточности в определении потоков тепла и влаги могут существенно исказить результаты вычислений динамических характеристик. Существуют трудности в описании механизма образования связей при развитии гидрометеорологических процессов. Например, механизм, связывающий (замыкающий) между собой приток тепла, испарение, конденсацию влаги, образование облаков, известен только в климатическом аспекте. Важно также исследовать, какую роль играет термическое и динамическое воздействие атмосферы на формирование океанических течений.

Основные вопросы, требующие изучения в дисциплине «Взаимодействие атмосферы и океана», — это закономерности обмена энергией между атмосферой и океаном и проявление термодинамического взаимодействия в гидрометеорологических процессах. В соответствии с масштабом явлений их можно охарактеризовать как мелкомасштабные и крупномасштабные взаимодействия. Так как точно оценить масштабы взаимодействия атмосферы и океана сложно, пользуются характерными масштабами атмосферных и океанических движений или размерами областей, в которых происходит основной приток энергии от атмосферы к океану. По ним выделяются мелкомасштабные явления с колебаниями гидрометеорологических величин от долей секунд до нескольких минут. Они достаточно хорошо прослеживаются на спектрах как в атмосфере, например по скорости ветра, так и в океане — по спектру ветровых волн. Под мезомасштабными процессами понимают такие процессы, для которых характерен период в несколько часов, этот класс явлений выделяется в связи с почти повсеместно существующей внутрисуточной изменчивостью гидрометеорологических величин. Принято выделять также процессы синоптического масштаба с характерным периодом в несколько суток, процессы сезонного масштаба в более крупные. Часто их объединяют в общую группу крупномасштабных процессов, на спектрах различных гидрометеорологических величин этот масштаб также явно заметен. Данная классификация масштабов взаимодействия подтверждается характерными размерами зон поступления кинетической энергии от атмосферы к океану, например, Р.В. Озмидов выделил три такие зоны в масштабе ветровых волн, инерционных и приливных колебаний, а также в масштабе циклонов и антициклонов, т.е. синоптическом. При взаимодействии атмосферы и океана чаще применяется классификация, описанная А.С. Мониним.

Для практики (например прогнозирование) представляет интерес исследование взаимодействия атмосферы и океана в гидрометеорологических процессах крупномасштабного характера, но для этого важно определение потоков энергии и массы, зависимость которых от средних значений гидрометеорологических величин описывается с позиций мелкомасштабного взаимодействия атмосферы и океана. В настоящее время изучены закономерности обмена энергией и водяным паром между атмосферой и океаном, но многие проблемы еще только решаются. В частности, подвижность и меняющийся масштаб неровностей океанической поверхности, зависимость от атмосферного воздействия приводят к тому, что разработанные уравнения для определения потоков энергии и водяного пара над сушей нуждаются в уточнении при их исполь-

зовании над океаном. Отличается характер распространения тепла вглубь океана и суши, по-разному проявляется реакция океана и суши на поток импульса. Ледяной покров, являющийся продуктом взаимодействия атмосферы и океана, приводит к особенностям в обмене энергией и массой между соприкасающимися с ним средами, так как эти потоки зависят от толщины, размеров, пространственного распределения льда. Так, в результате фазовых преобразований воды на нижней поверхности и в толще льда появляется еще источник тепла; таяние и образование льдов влияют на плотностную стратификацию поверхностных вод и, следовательно, на интенсивность турбулентного перемешивания.

Результаты экспериментальных исследований взаимодействия атмосферы и океана с научно-исследовательских судов, автоматических буев позволили объяснить многие явления и особенности процессов, таких как холодная пленка на поверхности океана, индуцирование пульсаций волнами, влияние штормовых брызг на потоки энергии и массы. Описание взаимодействий атмосферы и океана служат основой для совершенствования теории обмена энергией и влагой между ними. Энергетические преобразования в гидрометеорологических процессах, формирование обратных связей между процессами в атмосфере и океане происходят в пространственно-временных масштабах, исчисляемых километрами и часами, поэтому важно рассматривать их с позиций крупномасштабного взаимодействия. В связи с этим важны исследования теплового и водного балансов в климатическом отношении, так как они определяют источники и стоки энергии, их распределение в пространстве и времени. Их результаты являются основой изучения практически всех гидрометеорологических процессов, поэтому важно рассмотреть тепловой и водный баланс. Несмотря на невысокую точность определения, некоторые компоненты баланса дают представление о характере преобразования энергии в той или иной среде. Так, оценки составляющих теплового баланса свидетельствуют, что тепло от океана к атмосфере передается в основном за счет испарения влаги, а выделяющееся скрытое тепло при конденсации играет большую роль в формировании атмосферных движений. В гидродинамических моделях делаются попытки учесть теплоту конденсации как источник энергии. Статистический метод применяется также при решении отдельных задач взаимодействия, в частности, при изучении статистической структуры гидрометеорологических полей, выделении при помощи спектрального анализа периодичностей в их колебаниях, выявлении связей между полями метеорологических и океанологических величин. Механизм преобразования энергии взаимодействия и

проявление ее в гидрометеорологических процессах устанавливается в виде причинно-следственных связей в уравнениях гидродинамики, которые составляют математическую модель, описывающую реальный процесс с той или иной степенью точности.

Математическое моделирование является мощным средством исследования, позволяющим также оценивать влияние различных факторов на развитие процесса даже при отсутствии фактических сведений об их интенсивности. Но в математической модели в аналитической форме устанавливается связь интенсивности источников энергии с вычисляемыми элементами, поэтому повышаются требования к представлениям о физике процессов. В связи с этим появляются задачи, решение которых должно предшествовать решению основной проблемы, например, фазовые преобразования влаги в атмосфере, образование и рассеивание облаков, связанную с ними трансформацию энергии. Не менее важна параметризация различных процессов подсеточного масштаба в атмосфере и в океане. Решением частных задач, входящих в проблему взаимодействия жидкой и газообразной среды, усиленно занимаются ученые, уже известны устойчиво работающие модели, позволяющие выявить многие стороны взаимного влияния атмосферы и океана в пределах длительного периода времени. Результаты моделирования крупномасштабных процессов в атмосфере и в океане во многом зависят от выбора метода численной реализации модели.

1.2. Определение системы атмосфера–океан–суша или климатическая система

Погодой называется состояние нижнего слоя атмосферы в данном географическом пункте и в данный момент времени, характеризующееся значениями метеорологических величин (температурой воздуха, скоростью и направлением ветра, количеством и формами облаков, количеством и видом осадков, атмосферным давлением, влажностью воздуха, состоянием земной поверхности — наличием снежного покрова, гололеда, температурой воды и баллом морского волнения). Климатом называют характерные для данного региона совокупность и повторяемость условий погоды с их сезонными изменениями. При анализе формирования погоды и климата определение понятий необходимо расширить. Состояние нижнего слоя атмосферы во многом зависит от состояния ее верхних слоев (так, атмосферное давление на земной поверхности определяется весом всего столба атмосферы; приземный ветер определяется ветром в свободной атмосфере; облака размещаются во всей толще тропосферы; осадки присущи облакам

всех ярусов), поэтому погодой называется мгновенное состояние всей толщи атмосферы. Будущие изменения погоды в данном географическом пункте определяются погодой в данный момент времени в некоторой окружающей области, тем большей, чем дольше рассматриваемый период будущего времени, при периодах больше месяца — погодой на всем полушарии (например, при западном переносе с типичной скоростью 10 м/с воздух в умеренных широтах за месяц обходит вокруг всего земного шара), так что целесообразно рассматривать глобальную погоду, т.е. мгновенное состояние всей атмосферы в целом. За длительные периоды атмосфера успевает взаимодействовать с океаном и верхним слоем суши (обменяться значительными количествами импульса, тепла, влаги и других субстанций), так что на ее эволюции сказываются их начальные состояния, которые, следовательно, также надо принимать во внимание. Таким образом, при анализе долгосрочных изменений погоды и климата необходимо рассматривать всю атмосферу, океан и сушу как взаимодействующие части единой системы (называемой системой «атмосфера–океан–суша (АОС)» или климатической системой), от начального состояния которой при неизменных внешних условиях зависит ее эволюция во времени. В механическом и тепловом отношении океан играет в системе АОС роль наиболее инерционного звена. Для количественного описания состояний системы важно выбрать наборы независимых величин, характеризующих эти состояния. Вследствие существенной пространственной неоднородности атмосферы, океана и суши для достаточно полной характеристики их мгновенных состояний используются функции от пространственных координат (поля). Таким образом, математически мгновенное состояние системы АОС определяется как многокомпонентное поле (полный набор независимых величин). В качестве основного набора независимых величин, характеризующих состояния атмосферы, можно взять поля трехмерного вектора скорости ветра V , давления p , температуры T и концентрации водяного пара (в облаках — концентрации жидкой воды и льда, распределения капель воды и кристаллов льда по размерам, формы кристаллов); кроме влаги важны также концентрации и других малых термодинамически активных примесей, влияющих на лучистый перенос энергии, — углекислого газа CO_2 , озона O_3 и аэрозолей различных видов. Наиболее важные функции от независимых величин — это облачность и осадки различных форм, плотность воздуха, энтропия, потенциальный вихрь, различные виды энергии (внутренняя, потенциальная, доступная потенциальная, кинетическая энергия средней циркуляции и стационарных и подвижных вихрей), потоки массы, импульса, энтропии, различных

видов энергии (лучистой энергии различных длин волн) и опасные явления. В качестве основных характеристик состояния океана можно взять поля трехмерного вектора скорости течения V , температуры T и солености S . Важна концентрация CO_2 , состояние поверхности океана — волнение и ледяной покров. Количественное описание состояний суши как звена в системе АОС позволяет определять ее взаимодействия с атмосферой и океаном — обмен с атмосферой импульсом (знание рельефа, шероховатости поверхности суши), теплом (отражательная способность — альbedo и излучательная способность), влагой (влажность почвы, снег, лед, вечная мерзлота, в частности, эффективная влажность воздуха на поверхности суши), углекислым газом (вулканические и процессы горения, влияния растительности), аэрозолями (вулканизм, пыльные бури, промышленные выбросы), а также сток рек и ледников (гидрологические характеристики бассейнов формирования стока и поля таяния льда в ледниках). Система АОС глобальная и ее состояние характеризуются пространственными неоднородностями с масштабами от глобальных (горизонтальные масштабы порядка 10^4 км и вертикальные 10^1 км, объемы 10^9 км³) до минимальных, порядка размеров мельчайших турбулентных неоднородностей в атмосфере и океане, поэтому неоднородности рассматриваемых полей приходится разделять на крупномасштабные, описываемые индивидуально, и мелкомасштабные, описываемые статистически. Мелкомасштабные неоднородности в атмосфере и океане создаются высокочастотными гидродинамическими процессами с периодами от долей секунды до минут (акустические волны, турбулентность и гравитационные волны на поверхности водных бассейнов) и от минут до часов (внутренние гравитационные волны, конвекция, инерционные колебания). Их статистический режим определяется индивидуальным состоянием крупномасштабных неоднородностей в системе АОС и поэтому может быть параметризован. Это значит, что статистические характеристики, описывающие влияние мелкомасштабных неоднородностей на крупномасштабные, могут выражаться через индивидуальные характеристики крупномасштабных неоднородностей. Состояние системы АОС изменяется со временем и в этих изменениях имеются составляющие со строго определенными периодами — суточные колебания, вызываемые суточными изменениями инсоляции (т.е. облечения солнечным теплом) вследствие вращения Земли, приливные колебания, вызываемые гравитационными воздействиями Луны и Солнца на вращающуюся Землю (основные из них — полусуточный и суточный лунные приливы с периодами около 12 ч 25 мин и 24 ч 50 мин и главные полусуточный и суточный солнечные приливы с периодами в полсутки и су-

тки) и сезонные колебания (включая все муссонные эффекты), вызываемые изменениями инсоляции при обращении Земли вокруг Солнца (вследствие наклона экватора к эклиптике и эксцентриситета земной орбиты). В изменениях состояния системы АОС со временем имеются интенсивные нерегулярные составляющие — синоптические колебания, вызываемые волнами Россби–Блиновой (в атмосфере — с масштабами порядка 10^3 км и периодами в несколько суток, в океане — с масштабами порядка 10^2 км и периодами в несколько недель), глобальные колебания с периодами от недель до месяцев (включая приблизительно двухнедельный цикл колебаний зональной циркуляции атмосферы в умеренных широтах и автоколебания в системе атмосфера–океан с периодами порядка месяцев) и междугодовые колебания с наибольшей интенсивностью в области периодов 2–5 лет (включая 26-месячный ритм колебаний зонального течения в экваториальной стратосфере, квазидвухлетнее явление Эль-Ниньо в восточной части экваториальной зоны Тихого океана, 3,5-летние автоколебания северной ветви Гольфстрима, перемещения тепловых аномалий по океаническим круговоротам и процессы, возникающие в связи с междугодовными изменениями альбедо и радиационного бюджета Земли). Фактические данные показывают, что длиннопериодные колебания в системе АОС с периодами в десятки лет (внутривековые) и сотни лет (междувековые) в среднем заметно менее интенсивны, чем короткопериодные колебания, перечисленные выше (но представляют большой интерес, как, например, «малый ледниковый период» XVII–XIX вв. и потепление первой половины XX в.). Длиннопериодные колебания с периодами в тысячи лет (переходы от ледниковых к безледниковым условиям) и в десятки тысяч лет (чередования ледниковых периодов и межледниковых) оказываются очень интенсивными.

Таблица 1

Характеристики отдельных подсистем атмосфера–океан

Подсистемы	Площадь, 10^{12} м ²	Вертикальный масштаб, м	Коэфф. верт. турбулентной диффузии, м ² /с	Временной масштаб верт. дифф. тепла, с
Атмосфера:				
– свободная,	510	10^4	10^2	10^6
– погран. слой	510	10^3	10	10^5
Океан:				
– верхний слой,	334	10^2	10^{-2}	10^6
– глубинный	362	4·10	10^{-3}	10^{10}

Тема 2. Масштабы временной изменчивости системы и ее механизмы

2.1. Взаимодействие атмосферы и океана

Взаимодействие атмосферы и океана определяет погоду и климат различных областей земного шара, тепловой и динамический режим Мирового океана. В настоящее время практическое изучение данной проблемы является одной из важнейших задач, так как открывает пути для разработки более совершенного долгосрочного прогноза погоды, прогноза изменения климата, режима Мирового океана.

Атмосфера и океан взаимодействуют на поверхности, составляющей около 71 % поверхности планеты. На всем этом пространстве между газовой и жидкой оболочками Земли происходят и непрерывно взаимодействуют разнообразные процессы. Только некоторые из них, например приливные явления, могут рассматриваться независимо в океане и атмосфере.

Все процессы в атмосфере и океане возбуждаются единым источником энергии –солнечным излучением и представляют собой различные части единого механизма, в котором тепловая энергия Солнца трансформируется в другие виды. Тепловое и динамическое взаимодействие, обмен влагой являются основными процессами во взаимодействии атмосферы и океана, именно их изучение предусмотрено дисциплиной (наряду с вопросами взаимодействия атмосферы с поверхностями материков, океанов, без рассмотрения которых крупномасштабное взаимодействие не будет полностью исследовано).

Атмосфера активна в динамическом отношении вследствие подвижности и больших запасов кинетической энергии, а океан – в тепловом, так как обладает большим запасом тепла. При протекании некоторых процессов заметно преобладание определенно направленного воздействия атмосферы на океан или океана на атмосферу, но в целом процессы взаимодействия в системе атмосфера–океан происходят с активной обратной связью. Поэтому причины и следствия в цепи взаимодействия могут меняться местами, и в большинстве случаев трудно указать, где находятся причины — в атмосфере или в океане. В результате теплового и динамического взаимодействия газообразной и жидкой оболочек Земли возникает активность атмосферы и океана, на фоне которой развиваются физические, химические, биологические процессы, поглощающие несравненно меньшую часть приходящей на Землю солнечной энергии.

Воздействие атмосферы на океан проявляется в основном в передаче ему количества движения. Под действием касательного напряжения и пульсаций давления турбулизированного ветрового потока в океане возникают дрейфовые течения, ветровое волнение, внутренние волны. Энергией циркуляции атмосферы, режимом преобладающих ветров над океанами обусловлены главные черты системы общей циркуляции вод океана, ветрового волнения, уровенной поверхности. Так, колебания атмосферного давления при прохождении циклонов создают в океане градиентные течения, долгопериодные внутренние волны, сгонно-нагонные изменения уровня.

Воздействие океана на атмосферу проявляется в передаче ей тепла и влаги, важную роль играет скрытая теплота, содержащаяся в водяном паре и реализуемая атмосферой в районах конденсации. Тепло океана передается в атмосферу процессами испарения, турбулентного теплообмена и длинноволнового излучения с поверхности океана. Благодаря большой тепловой инерции деятельного слоя океана его тепловое состояние более стабильно и меняется во времени медленнее, чем тепловое состояние атмосферы, поэтому крупномасштабные движения в атмосфере стремятся приспособиться к тепловому состоянию океана. Распределение величин результирующего теплообмена океана с атмосферой определяет районы наибольшего поступления тепловой энергии в атмосферу, следовательно, и районы наибольшей термодинамической активности в атмосфере. Например, системы течений Гольфстрим и Куро시오.

Важную роль регулятора в процессах взаимодействия океана с атмосферой играет облачность. В ней при конденсации выделяется скрытая теплота испарения, облака экранируют прямую солнечную радиацию, поэтому распределение облачности создает неравномерность в прогреве верхних слоев океана. Длительные аномалии в количестве облачности над определенным районом океана способствуют образованию аномалий теплосодержания деятельного слоя, при этом изменяется испарение, турбулентный и лучистый теплообмен океана, что соответствующим образом влияет на изменения облачности и других характеристик атмосферы.

Таким образом, облачность осуществляет обратную связь в процессах воздействия атмосфера–океан и может придавать им колебательный характер. В районах частой повторяемости штормов резко увеличиваются турбулентные потоки тепла и влаги, в результате чего эти области являются очагами интенсивного взаимодействия атмосферы и океана. Морской лед также играет роль своеобразного регулятора в теплопередаче атмосфера–океан в полярных областях, уменьшая теплообмен.

2.2. Изменчивость процессов океана

Проблема взаимодействия атмосферы и океана сложна, а формы и содержание взаимодействия многообразны. Важно классифицировать процессы взаимодействия по масштабам, деление определяется масштабом неоднородностей граничных условий на поверхности планеты. Многообразные внутренние процессы в атмосфере и океане связаны между собой. Например, взаимосвязь прослеживается как между малыми объемами воды, так и между водными массами всего океана. В основе взаимосвязи лежат циркуляционные процессы, спектр их широк — от процессов на молекулярном уровне до процессов всего океана. Для океанов специфичны динамические, химические, биологические и геохимические процессы формирования вертикальной и горизонтальной структур водных масс, сообществ морских организмов и их продуктивности. Циклические процессы в основе формирования этих структур проявляются в виде почти замкнутых круговоротов массы и вещества. Неполная замкнутость имеет принципиальное значение для взаимосвязанности явлений, именно передача энергии от одного цикла к другому и обеспечивает эту взаимосвязь. Детально изучены динамические циклы переноса вод, они получили название изменчивости вод, а А.С. Мониным в 1974 г. предложена классификация изменчивости вод океана.

Мелкомасштабная изменчивость с временным масштабом от долей секунды до десятков минут. К ней относятся поверхностные и внутренние волны, турбулентность и процессы эволюции вертикальной микроструктуры. Поверхность океана практически всегда деформирована волнами. Высота волн в океане может достигать 20–30 м. Волны играют большую роль в перемешивании верхнего слоя океана, в создании верхнего однородного слоя. Переслоенность плотностной структуры океана — основа развития внутренних волн, которые могут возбуждаться приливообразующими силами, изменением атмосферного давления, ветром, течениями. Турбулентность играет важную роль в вертикальном перемешивании вод, в обмене количеством движения и тепла с атмосферой.

Мезомасштабная изменчивость с периодами от часов до суток. К ней относятся приливные и инерционные колебания, возникающие под действием гравитационного притяжения Луны и Солнца, сил инерции. Этим же интервалом характеризуются суточные вертикальные миграции планктона, которые в некоторых районах океана достигают сотен метров.

Синоптическая изменчивость от нескольких суток до месяцев. Проявляется в океане в виде горизонтальных вихрей размером в сотни километров. Главным управляющим фактором синоптической изменчивости является накапливающийся эффект воздействий на океан ветра и тепла. Синоптическая изменчивость отражается также в температурных колебаниях, которые могут достигать местами нескольких градусов. Синоптический период имеет смена влаги в атмосфере и воды в реках. Так, вода в атмосфере сменяется за год 37 раз, т.е. примерно каждые 10 дней. Обновление вод в реках происходит каждые 11 дней.

Сезонная изменчивость с годовым периодом и кратными ему частями. Причиной этих колебаний являются годовое движение Земли вокруг Солнца и связанный с этим годовой ход солнечной радиации в различных широтных зонах. Сезонная изменчивость прослеживается в биологической продуктивности отдельных районов Мирового океана, а также в годовых колебаниях температуры воды на поверхности. Так, в северо-западных районах Атлантического и Тихого океанов амплитуда годовых колебаний температуры воды достигает 16–20 °С. Пространственные масштабы сезонных колебаний находятся в зависимости от меридиональной протяженности природных зон и их особенностей. Продолжительность отдельных сезонов меняется с широтой. Климатические и гидрологические сезоны в основном совпадают. Однако между ними существуют и определенные различия, которые увеличиваются в направлении от экватора к полюсам.

Межгодовая изменчивость — в ней ярко выражены колебания во взаимодействии атмосферы и океана, проявляющиеся в согласованных изменениях состояния атмосферы и больших акваторий океана от года к году. Например, колебания положения и интенсивности северной ветви Гольфстрима с периодом около 3,5 лет, квазисемилетнее явление Эль-Ниньо — появление аномально высоких температур воды на поверхности экваториальной части Тихого океана, а также перемещения тепловых аномалий по океаническим круговоротам.

Внутривековая изменчивость с периодами в десятки лет, связанная с колебаниями климата, одновременно охватывает атмосферу и океан. Примером может служить произошедшее в первой половине XX в. потепление вод Арктики и одновременное похолодание в низких широтах. Среди внутривековых наиболее четкими оказались колебания продолжительностью 11 и 20–30 лет. Широко распространены на земном шаре климатические изменения с периодом 30–35 лет. В течение одного такого колебания серия влажных и прохладных лет сменяется сухими и теплыми.

Межвековая изменчивость с периодами в сотни лет. Проявляется в виде межвековых колебаний климата и изменения средней температуры воды значительных акваторий океана. Одно из таких изменений происходило во время так называемого «малого ледникового периода» в XVII–XIX вв. В этот период Саргассово море было на 2 °С теплее, а акватория у Исландии на 1 °С холоднее современной нормы. Данные отклонения явились результатом ослабления теплообмена в процессах взаимодействия атмосферы и океана. Сотнями лет оценивается время жизни глубинных вод океана, например, Тихого и Индийского –1300 лет, глубинных вод северной части Атлантики –600 лет, Антарктики –100 лет, поверхностных вод северной Атлантики –10 лет. Таким образом, межвековая изменчивость связана также с обменными процессами во всей толще океанических вод, т.е. с общей вертикальной циркуляцией.

2.3. Масштабы временной изменчивости системы атмосфера–океан

Метеорологические наблюдения свидетельствуют о большом разнообразии колебаний характеристик климатической системы, главными из них (по А.С. Монину) являются:

- **мелкомасштабные колебания** с периодами от долей секунд до минут, обусловленные турбулентностью и различного рода волновыми процессами (например, акустическими, гравитационными волнами в атмосфере);

- **мезомасштабные колебания** с периодами от минут до часов (к ним принадлежат, в частности, инерционные колебания). Их интенсивность невелика и потому энергетический спектр в указанном интервале периодов содержит минимум, отделяющий квазигоризонтальные синоптические возмущения от трехмерных мелкомасштабных неоднородностей;

- **синоптические колебания** с периодами от нескольких часов до нескольких суток в атмосфере и недель в океане. К этой группе относятся также суточные и полусуточные колебания, создаваемые суточными изменениями инсоляции и гравитационными силами Луны и Солнца;

- **глобальные колебания** с периодами от недель до месяцев. Примером могут служить двухнедельные колебания индекса циркуляции (средней угловой скорости вращения атмосферы в умеренных широтах относительно поверхности Земли) и 30- или 60- суточные колебания в индоокеанском и тихоокеанском секторах тропической атмосферы;

– **сезонные колебания**, каковыми являются колебания с годовым периодом и их гармоника (в том числе муссонные явления);

– **межгодовые колебания** с периодами порядка нескольких лет. К ним принадлежат квазидвухлетние колебания метеорологических величин, имеющие глобальный характер, отчетливо выраженные в экваториальной стратосфере (возникают в результате параметрического резонанса, т.е. резонансного усиления колебаний при медленном изменении параметров атмосферы во времени), квазидвухлетнее явление, получившее название Эль-Ниньо (южное колебание), трехлетние автоколебания северной ветви Гольфстрима и др.;

– **внутривековые** колебания с периодами порядка десятков лет, примером которых является потепление в первой половине XX в.;

– **межвековые** колебания с периодами порядка нескольких веков. Их проявления — потепление после конца ледникового периода (90–60 вв. до н. э.) и установление так называемого «климатического оптимума» в 40–20 вв. до н. э., последующее похолодание (10 в. до н. э. — III в. н. э.), новое потепление в XV–XVI вв. и похолодание в малый ледниковый период (XVII–XIX вв.);

– **долгопериодные** колебания, продолжительностью порядка десятков тысяч лет (ледниковые и межледниковые эпохи плейстоцена), связанные с изменением параметров земной орбиты и наклона земной оси. Среди подобного рода колебаний астрономического происхождения наибольшим является колебание с периодом 100 тыс. лет. Затем в порядке уменьшения амплитуд располагаются колебания с периодами 22 и 41 тыс. лет. Первый из упомянутых периодов близок к периоду изменения эксцентриситета земной орбиты, второй совпадает с периодом прецессии, третий — с периодом угла наклона земной оси;

– **изменения геологических эпох** продолжительностью порядка десятков и сотен миллионов лет, создаваемые тектоническими процессами и дрейфом континентов.

Проявления временной изменчивости климатической системы представлены в спектре колебаний температуры приземного слоя атмосферы на рис. 1.

В зависимости от механизма их возбуждения колебания температуры любых других климатических характеристик можно разделить на вынужденные и свободные. Вынужденными называются колебания, порождаемые внешними воздействиями (например, изменениями инсоляции), свободными — колебания, происходящие независимо от внешнего механического или теплового воздействия и обусловленные внутренней неустойчивостью климатической системы по отношению к малым возмущениям (например, автоколебания в системе атмосфера–океан).

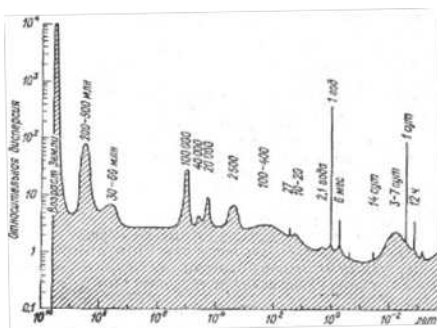


Рис. 1. Спектр колебаний температуры приземного слоя атмосферы

В основе классификации лежит идея, что в любой реальной гидродинамической системе есть вязкая диссипация (если система не движется как твердое тело) и термическая диссипация (средняя скорость выравнивания температурных неоднородностей), если система не изотермична. В свободных колебаниях единственным механизмом, способным уравновесить влияние диссипации, может быть только перенос энергии по спектру, в вынужденных колебаниях влияние диссипации может компенсироваться как за счет каскадного переноса энергии, так и за счет работы вынуждающих сил. Во втором случае сначала возбуждается мода с масштабом длины вынуждающей силы, затем она под влиянием неустойчивости передает свою энергию более высоко-волновым модам. Как только энергия этих мод достигает некоторого критического уровня, начинают возбуждаться еще более высоко-волновые. Одновременно они оказывают обратное воздействие на порождающие низковолновые, вызывая усиление, стабилизацию и разрушение их.

Тема 3. Положительные и отрицательные обратные связи системы

3.1. Связь параметров системы

Внешнее воздействие является только одним из возможных механизмов изменчивости, другой — внутренний механизм, обусловлен наличием обратных связей между различными внутренними параметрами климатической системы. Обратные связи могут усиливать вариации одного из взаимодействующих параметров или ослаблять их. В случае усиления они называются положительными, в случае ослабления — отрицательными.

Приведем для примера некоторые обратные связи. Положительной обратной связью обладает система парниковый эффект водяного пара – температура атмосферы. Количество содержащегося в воздухе водяного пара (абсолютная влажность) нелинейным образом зависит от температуры воздуха и в свою очередь определяет прозрачность атмосферы для длинноволновой радиации. Например, повышение температуры при постоянной относительной влажности (постоянство относительной влажности в широком диапазоне изменения температуры) приводит к усилению поглощения длинноволновой радиации в атмосфере (парниковый эффект) и тем самым способствует дальнейшему повышению температуры нижних слоев атмосферы, т.е. парниковый эффект водяного пара действует на климатическую систему дестабилизирующим образом.

Положительной обратной связью обладает система альbedo снежно-ледяного покрова – температура атмосферы. Снег и лед обладают более высокой отражательной способностью (альbedo), чем вода или почва. Поэтому увеличение площади снежно-ледяного покрова или сроков его существования сопровождается увеличением планетарного альbedo, а оно – уменьшением количества солнечной радиации, усваиваемой климатической системой, и последующим увеличением площади снежно-ледяного покрова.

Существует положительная обратная связь в системе парниковый эффект углекислого газа–температура приземного слоя атмосферы. Увеличение CO_2 в атмосфере, вызванное сжиганием ископаемого топлива, приводит к повышению приземной температуры вследствие парникового эффекта углекислого газа. В свою очередь повышение температуры приземного слоя, сопровождающееся увеличением исходящего потока длинноволновой радиации и уменьшением потоков явного и скрытого тепла (уменьшает контраст температур воздух–вода), способствует нагреванию океанской поверхности, что усиливает вертикальную устойчивость верхних слоев океана, ослабляет поглощение углекислого газа и благоприятствует увеличению концентрации CO_2 в атмосфере.

Рассмотрим отрицательную обратную связь: перепад температур экватор–полюс (меридиональный перенос тепла). Увеличение перепада температур экватор–полюс вызывает увеличение меридионального переноса тепла. Это способствует повышению температуры атмосферы и океана в высоких широтах и, как следствие, уменьшению перепада температур экватор–полюс.

Отрицательной обратной связью обладает система влажность почвы – альbedo поверхности суши. Увеличение влажности почвы

приводит к уменьшению альбеда поверхности суши, что в свою очередь обуславливает увеличение поглощения коротковолновой солнечной радиации, повышение температуры подстилающей поверхности, усиление испарения и, в результате, уменьшение влажности почвы.

Существует обратная связь в системе температура воздуха–облачность. Радиационные свойства облаков определяются их альбедо, высотой и температурой верхней и нижней границ, количеством (баллом) и оптической толщиной. Данные факторы вызывают одно-временные изменения коротковолновой и длинноволновой радиации, и результирующее влияние облачности может обуславливать как повышение, так и понижение температуры подстилающей поверхности и прилегающего к ней слоя атмосферы, т.е. может проявляться в виде положительной и отрицательной обратной связи. Положительная обратная связь создается усилением парникового эффекта, которому предшествуют увеличение концентрации атмосферного CO_2 и нисходящего потока длинноволновой радиации, повышение температуры подстилающей поверхности, интенсификация испарения, увеличение влагосодержания атмосферы и облачности. Отрицательная связь характеризуется увеличением планетарного альбеда и обратным изменением усваиваемой климатической системой коротковолновой солнечной радиации. Появлению отрицательной обратной связи способствует увеличение количества облаков нижнего и уменьшение количества облаков верхнего ярусов.

Были проанализированы два механизма изменчивости климатической системы: внутренняя изменчивость и внешнее воздействие. Существует и третий механизм, описывающий различные формы резонанса между внутренними модами климатической системы и внешними воздействиями циклического характера. Примером служат колебания палеоклиматических индикаторов с периодом примерно 100 тыс. лет, совпадающим с периодом колебаний эксцентриситета земной орбиты.

Известно несколько объяснений этой особенности спектра палеоклиматических индикаторов, в том числе резонансное усиление вынужденных колебаний, связанное с внутренней изменчивостью климатической системы. Предположим, что внутренний стохастический механизм вносит существенный вклад в изменчивость климатической системы на всех временных масштабах и складывается из индивидуальных стохастических процессов, каждому из которых отвечает свой временной масштаб и собственный вклад (белый шум) в изменчивость, характеризуемую всеми временными масштабами, превосходящими данный. Это определяет появление фоновой изменчиво-

сти и увеличение интенсивности с ростом временного масштаба колебаний. Важными факторами фоновой изменчивости с временными масштабами порядка часа и меньше являются мелкомасштабная турбулентность и конвекция. На временных масштабах порядка суток основной вклад вносит инерционная, а на временных масштабах порядка месяца — термическая релаксация атмосферы. Фоновая изменчивость с временными масштабами от 1 до 10 лет обуславливается термической релаксацией верхнего квазиоднородного слоя океана, на временных масштабах от 10^1 до 10^3 лет сказывается влияние глубинного слоя океана, в интервале масштабов от 10^3 до 10^5 лет определяющим является влияние взаимодействия между континентальными ледниковыми щитами, глубинным слоем океана и атмосферой.

3.2. Предсказуемость состояния системы

Проанализируем ситуацию, когда начальное состояние системы известно и необходимо решить уравнения гидротермодинамики, описывающие эволюцию системы, чтобы дать прогноз изменения ее состояния. Сначала необходимо выяснить возможность прогноза и его максимальную заблаговременность. Начальное состояние климатической системы определяется данными измерений на сети станций, расположенных на большом расстоянии друг от друга, и индивидуальные движения с горизонтальными масштабами меньшими расстояния между станциями не фиксируются, а начальные данные искажаются случайными погрешностями измерений. Даже точное решение исходных уравнений гидротермодинамики связано с неизбежными ошибками, увеличивающимися вследствие нелинейности уравнений, увеличением срока заблаговременности. Исходные уравнения описывают состояние климатической системы не идеально из-за ограниченности знаний законов, управляющих поведением климатической системы. Как отметил Э. Лоренц, вследствие нелинейного взаимодействия движений различных пространственных и временных масштабов состояние системы атмосфера–океан может оказаться неустойчивым, так как два близкие в начальный момент времени состояния не останутся постоянными. Данные факты приводят к увеличению расхождений между прогнозируемыми и фактическими величинами.

Прогноз важен, пока его ошибки не выходят за пределы средних климатических дисперсий прогнозируемых величин, этот период получил название предела предсказуемости. Причинами ограниченной предсказуемости поведения климатической системы являются внутренняя неустойчивость климатической системы, неадекватность при-

нятых способов ее описания, неточность начальной информации. Предел предсказуемости связан со скоростью роста ошибки в начальных данных или временем ее удвоения. Так, если ошибка задания начального поля температуры воздуха 1°C , время ее удвоения 3 сут и средняя климатическая дисперсия температуры 8°C , то при постоянной скорости роста предел детерминистической предсказуемости будет 9 сут. Такой порядок предела предсказуемости имеют используемые в оперативной практике численные модели краткосрочного прогноза погоды, например модель Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (рис. 2).

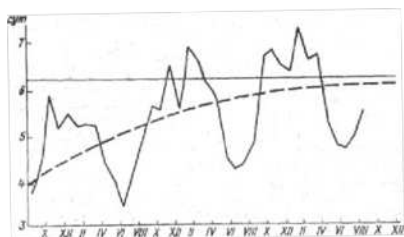


Рис. 2. Изменение во времени предела предсказуемости

Представленные данные свидетельствуют о том, что предел предсказуемости зависит от качества прогностической модели, усовершенствование модели способствует увеличению предела предсказуемости, но до некоторого значения, названного верхним пределом. Предел предсказуемости испытывает заметные сезонные вариации, принимая наибольшие значения зимой, наименьшие летом. Это связано с тем, что предел предсказуемости определяется как скоростью роста ошибки, так и максимально возможным ее значением, равным средней климатической дисперсии прогнозируемой величины. Известно, что скорость роста ошибки в Северном полушарии летом меньше, дисперсия — много меньше, чем зимой, следовательно, предел детерминистической предсказуемости зимой больше, чем летом.

Благодаря преобладанию интенсивности влажно-конвективной неустойчивости в тропиках над интенсивностью динамической (создаваемой горизонтальными, вертикальными сдвигами скорости) неустойчивости в умеренных широтах и неадекватности их параметризации скорость роста ошибки в тропиках больше, чем в умеренных широтах, тогда как амплитуды суточных колебаний метеорологических характеристик в них почти одинаковы. Следовательно, предел детер-

министической предсказуемости в тропиках меньше, чем в умеренных широтах.

Разберем влияние дисперсии на продолжительность периода предсказуемости. Например, из-за увеличения площади океана и уменьшения возмущений планетарного масштаба и их изменчивости дисперсия метеорологических характеристик в Южном полушарии меньше, чем в Северном. Поэтому предел детерминистической предсказуемости в Южном полушарии меньше его значения в Северном полушарии. Рассмотрим другой пример, где интенсивность возмущений синоптического масштаба больше, чем планетарного, потому при прочих равных условиях (одинаковой скорости роста ошибки в начальных данных) предел предсказуемости синоптических возмущений меньше, чем планетарных, это подтверждается результатами анализа предсказуемости возмущений геопотенциала на поверхности 500 гПа. Предел предсказуемости для возмущений с волновыми числами от 5 до 12 (возмущения синоптического масштаба) составляет 2 недели, а для возмущений с волновыми числами 0 и 4 (возмущения планетарного масштаба) — 4 недели. Предел предсказуемости увеличивается с ростом пространственного масштаба возмущений, что указывает на возможность прогноза крупномасштабных долгопериодных колебаний циркуляции.

3.3. Наземные и спутниковые методы исследования системы атмосфера–океан

С появлением доступных банков глобальной регулярной спутниковой информации, данных реанализа о поле температуры поверхности моря, уровне моря, концентрации хлорофилла, ледовом покрытии, атмосферном давлении, ветре, осадках, влажности, потоках тепла и других гидрометеорологических характеристиках (PODAAC JPL, AVISO, UT/CSR, NCEP, GSFC DAAC и др.) появилась возможность изучения не только сезонной, но и межгодовой изменчивости состояния атмосферы и океана. Это важно для изучения изменчивости климата и эволюции термогидродинамического и экологического состояния Мирового океана.

Дистанционное зондирование Земли из космоса активно развивается, т.к. осознанная в последние годы проблема антропогенного влияния на Мировой океан требует создания глобальной сети мониторинга поверхности океана и приповерхностного слоя атмосферы, основным элементом которой являются космические средства наблюдения. Для обеспечения значительных технических ресурсов, необходимых для

развития такой сети, нужно международное взаимодействие. Существенный вклад в создание и внедрение автоматизированных информационных систем дистанционного мониторинга внесли специалисты ИКИ РАН, где активно разрабатываются методы и технологии, позволяющие использовать результаты космической деятельности для решения научных задач.

Функциональной основой комплексного фонового (климатического) мониторинга природной среды является морская наблюдательная система Росгидромета, являющаяся составной частью государственной наблюдательной сети. Морская наблюдательная система — комплекс наблюдений, проводимых с различных наблюдательных платформ унифицированными средствами измерений на основе единой нормативно-методической и правовой базы. Эта система включает в себя наземную и космическую подсистемы. В состав наземной входят: сеть морских береговых и устьевых гидрометеорологических наблюдений; сеть добровольных и штатных судовых наблюдений; сеть океанографических наблюдений и работ; сеть автоматических буйковых станций — заякоренных и дрейфующих; сеть общегосударственной службы наблюдений за загрязнением морей. В состав космической подсистемы входит группа российских и зарубежных метеорологических и специализированных спутников, позволяющих получать космические снимки земной поверхности, определять уровенную поверхность под маршрутами пролета, температуру воды, содержание взвеси и хлорофилла в поверхностном слое, ряд других гидрометеорологических параметров, а также центры по приему и обработке космической информации.

Основными задачами функционирования морской наблюдательной сети Росгидромета являются:

- регулярные морские метеорологические, морские гидрометеорологические, устьевые, океанографические и специальные гидрометеорологические наблюдения и наблюдения за загрязнением морской среды на основе принципов непрерывности (с учетом заданной дискретности), единство и сопоставимость методов наблюдений, сбора, обработки, хранения и распространения полученной в результате наблюдений информации;

- наблюдения за опасными и стихийными гидрометеорологическими явлениями в морях России;

- первичная обработка результатов всех наблюдений (в том числе и анализа проб воды), передача в установленном порядке текущей, оперативной и экстренной информации в определенном формате

по заданным адресам в соответствии с планом и схемой информационной работы;

- обеспечение информацией о состоянии морской природной среды морей России органов государственной власти, Вооруженных сил Российской Федерации, а также населения;

- обеспечение государственных органов экстренной информацией о возникновении и развитии опасных и стихийных морских гидрометеорологических явлений, об экстремальных уровнях загрязнения, в том числе обеспечение специальной информацией при проведении аварийно-спасательных работ и мероприятий по ликвидации последствий чрезвычайных ситуаций природного или техногенного характера.

Полученная в результате функционирования наблюдательной сети информация о состоянии природной среды в виде гидрометеорологических, ледовых, океанографических и других данных используется в обслуживании информационных потребностей различных областей экономики, военно-морского флота, морского транспорта, рыбного промысла, разведки и эксплуатации морских месторождений нефти и газа, проектирования и строительства морских гидротехнических сооружений.

Наблюдательная сеть является также базой экспериментальных наблюдений, опытной эксплуатации новых технических средств измерений, апробации новых методик наблюдений. Для мониторинга применяются летательные и космические аппараты (КА). Летательные аппараты используются для океанографических наблюдений и работ в целях быстрого получения данных о распределении на больших акваториях при помощи радиометров температуры поверхности, при помощи радиолокационных станций бокового обзора (РЛСБО) — морских льдов, для аэрофотосъемок волнения, исследования циркуляции и переносов вод, профилей водной поверхности в прибрежной зоне моря (с применением лазерного профилографа), признаков загрязнения вод. Космические аппараты находят широкое применение в практической океанографии (получение информации о распределении температуры поверхности моря, морских льдов, динамики вод, вихревых структур, взвесей, фитопланктона, нефтяных загрязнений и др.). Спутниковая альтиметрия позволяет получать продольные профили уровня поверхности моря и проводить мониторинг изменений уровня моря.

Спутниковые методы активно используются для мониторинга Мирового океана и в настоящее время играют важную роль в создаваемой Глобальной системе наблюдения за океаном (ГСНО) (UNESCO, 2003). Наиболее информативным методом для решения задач дистанционного исследования поверхности Земли из космоса

является использование и тематический анализ изображений, полученных установленными на космических аппаратах и работающими в разных частотных диапазонах приборными комплексами. Ряд спутников, оснащенных приборами дистанционного зондирования (радиолокаторами, скаттерометрами, радиометрами и оптической техникой), выведены на орбиту специально для получения разносторонней геофизической информации, необходимой для оценки состояния окружающей среды и природо-ресурсных исследований (рис. 3).

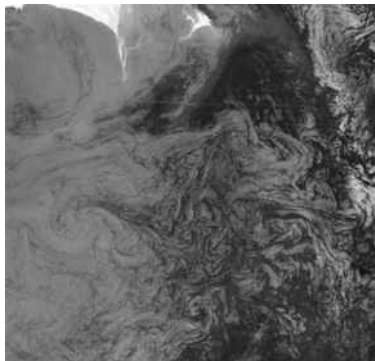


Рис. 3. Пример проявления мелкомасштабных вихрей на оптическом снимке в зоне солнечного блика. Фрагмент цветосинтезированного изображения TM Landsat-5 (02.06.2010), разрешение 30 м, композиция 3-го, 2-го и 1-го каналов

Активные и пассивные сенсоры способны детектировать видимую, инфракрасную и микроволновую области электромагнитного спектра, которые используются для измерения четырех основных параметров океанов и морей: цвета, температуры, высоты и шероховатости морской поверхности. Измерения этих параметров позволяют извлечь следующую информацию:

- микроволновые сенсоры (альтиметры, скаттерометры, радары с синтезированной апертурой) используются для определения высоты морской поверхности, уровня океанов и морей, высоты волн, скорости приводного ветра, наблюдения за ледяным покровом и нефтяным загрязнением. Микроволновая радиометрия позволяет определять соленость поверхностных вод, однако пока еще с точностью, не достаточной для решения большинства задач в океанографии;

- цветовые сканеры определяют спектральные свойства радиации, восходящей с водной поверхности, которая несет информацию о различных оптических характеристиках поверхностного слоя океана — прозрачности вод, концентрации взвешенного вещества, содержа-

нии хлорофилла, цветении вод и пр. Оптический диапазон позволяет наблюдать скопления и кромку льда, айсберги и, при определенных условиях, нефтяные загрязнения;

- инфракрасные и микроволновые сенсоры используются для измерения температуры поверхности океана (ТПО). В отличие от инфракрасных радиометров и оптических сканеров, пассивные микроволновые сенсоры могут измерять поле ТПО в условиях сплошной облачности, но с меньшими точностью и пространственным разрешением. Инфракрасные радиометры позволяют также наблюдать скопления и кромку льда.

Области применения данных дистанционного зондирования, получаемых со спутников, применительно к морям и океанам:

- мониторинг уровня и динамики вод различных частей морей и океанов;

- мониторинг экологического состояния территорий и акваторий в районах добычи, переработки, транспортировки нефти и газа, других полезных ископаемых;

- контроль береговых зон, наблюдение за судами, выявление и отслеживание нефтяных загрязнений;

- текущий контроль строительства объектов инфраструктуры, транспортировки и добычи нефти и газа и оперативный мониторинг их состояния;

- оперативное картографирование и изучение температурного режима морей и океанов;

- оперативное картографирование и изучение ареалов распространения взвешенного вещества;

- анализ распространения и динамики размещения фитопланктона в целях определения биопродуктивности моря и цветения вод;

- отслеживание ледовой и снеговой обстановки на суше и на море;

- мониторинг уровня, стока и дельт крупных рек;

- изучение облачного покрова, мониторинг опасных атмосферных явлений, скорости ветра и высоты волн;

- мониторинг природных и антропогенных катастроф;

- широкий круг задач в области изучения глобального и регионального изменения климата.

РАЗДЕЛ 2. ТЕПЛООБМЕН МЕЖДУ АТМОСФЕРОЙ И ОКЕАНОМ

Тема 1. Распределение радиации и составляющих теплового баланса

1.1. Поступление солнечной радиации

Поток лучистой энергии (спектр волн различной энергии, меняющийся с изменением условий атмосферы и высоты Солнца), приходящий на поверхность Мирового океана, является основной приходной частью теплового баланса. На внешней границе атмосферы поток солнечной радиации зависит от расстояния между Землей и Солнцем, его среднее годовое значение называется солнечной постоянной I_0 (99 % концентрации энергии в области волн 0,3–5 мкм). Солнечная постоянная принимается за исходную величину при оценках радиационного баланса. В атмосфере поток солнечной радиации ослабляется за счет поглощения озоном, кислородом, углекислым газом, водяным паром, аэрозолями, а также в результате рассеивания молекулами газов и различными примесями. Интенсивность поглощения и рассеивания радиации для каждой длины волны своя, пропорциональная коэффициентам поглощения α_λ и рассеяния σ_λ плотности поглощающего ρ_n и рассеивающего ρ_p вещества, а также пройденному лучом расстоянию dl :

$$\frac{dI_\lambda}{dl} = -\alpha_\lambda \rho_n I_\lambda - \sigma_\lambda I_\lambda \rho_p + I_p. \quad (1)$$

Первый член правой части уравнения описывает поглощение радиации, второй — рассеяние радиации при прохождении элементарного участка пути, третий — приращение радиации, вызванное рассеянием соседних лучей в направлении исходного. Поглощение радиации носит селективный характер, и коэффициент поглощения для разных участков спектра сильно меняется. Полосы поглощения с большими коэффициентами α_λ располагаются по всему солнечному спектру (рис. 4). Некоторые из них полностью поглощают радиацию в этом участке спектра, например, в одной из полос озона поглощается практически полностью ультрафиолетовая радиация.

Сложный спектр поглощения имеют водяной пар и углекислый газ, полосы поглощения различной интенсивности этих газов имеются в видимой и инфракрасной области. Коэффициент рассеяния σ_λ также

не постоянен, если при молекулярном рассеянии он обратно пропорционален четвертой степени длины волны, то при рассеянии радиации более крупными частицами зависит не только от λ , а еще и от размеров частиц и их числа. Приращение радиации I_p зависит от характера рассеяния и соответствующих индикатрис. При изучении взаимодействия атмосферы и океана нужно исследовать распространение и поглощение солнечной радиации в атмосфере и в океане в зависимости от обмена между этими средами водяным паром, углекислым газом, кислородом и солями.

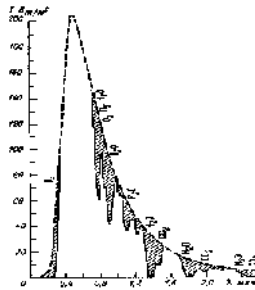


Рис. 4. Спектр солнечной радиации ($\Delta\lambda = 0,1$ мкм), поглощаемая радиация заштрихована

Определим прямую солнечную радиацию и ее ослабление в атмосфере, для этого проинтегрируем уравнение (1) без последнего члена на правой части вдоль луча и по всем длинам волн (в метеорологии интегрирование проводится не вдоль луча, а по вертикали, с учетом угла между ними, который равен зенитному углу Солнца ν_Θ):

$$I_\lambda(z) = I_{0\lambda} \exp \left[- \sec \nu_\Theta \int_z^\infty (\alpha_\lambda \rho_n + \sigma_\lambda \rho_p) dz \right] =, \quad (2)$$

$$= I_{0\lambda} \exp \left[- \sec \nu_\Theta (\tau_{n\lambda} + \tau_{p\lambda}) \right]$$

где $\tau_{n\lambda}(z) = \int_z^\infty \alpha_\lambda \rho_n dz$ — оптическая толщина поглощения;

$\tau_{p\lambda}(z) = \int_z^\infty \sigma_\lambda \rho_p dz$ — оптическая толщина рассеяния. Интегрирование

по всем длинам волн приводит к выражению для интегрального потока прямой солнечной радиации

$$I = \int_0^{\infty} I_{\lambda} \exp \left[-(\tau_{n\lambda} + \tau_{p\lambda}) \sec \nu_{\odot} \right] d\lambda. \quad (3)$$

Так как поглощение солнечной радиации (рис. 4) значительно меняется по спектру и трудно подобрать средний коэффициент поглощения, пользуются интегральной функцией пропускания P , равной правой части формулы (3), деленной на солнечную постоянную I_0 :

$$P(M) = \frac{1}{I_0} \int_0^{\infty} \exp(-\tau_{n\lambda} \sec \nu_{\odot}) d\lambda \approx \\ \approx 0,463 + 0,062 \exp(-2,99\sqrt{M \sec \nu_{\odot}}) + 0,450 \exp(-0,0922\sqrt{M \sec \nu_{\odot}}), \quad (4)$$

где $M = \int_z^{\infty} \rho_n dz$ — масса водяного пара поглощающей субстанции. В

этой формуле роль других поглощающих газов учтена путем увеличения коэффициентов при массе водяного пара. Рассеивание может быть учтено через аналогичную функцию пропускания, но в этом случае массу водяных паров и других поглощающих субстанций определить трудно из-за многократности рассеивания, при котором увеличивается путь луча.

При исследовании взаимодействия атмосферы и океана необходимо знать, как атмосфера нагревается солнечной радиацией. При безоблачном небе роль рассеянной радиации не превышает 10 %, и ее учитывают через увеличение прямой радиации. Если поглощение солнечной радиации описывается интегральной функцией поглощения, то изменение температуры некоторого слоя воздуха определяется с использованием потоков радиации на его границах формулой

$$I_j = I_0 P(M_j). \quad (5)$$

Данное дифференциальное представление изменения потока солнечной радиации для оценки температуры воздуха из-за малой точности производной функции пропускания используется редко.

Основные полосы поглощения в атмосфере обусловлены наличием водяного пара (рис. 4), большая часть которого поступает вследствие испарения с поверхности Мирового океана. Чем больше поток солнечной радиации, тем выше температура поверхности океана, сильнее испарение, следовательно, больше водяного пара в атмосфере, ослабляющего поток радиации. Описать взаимосвязь солнечной радиации с состоянием океана не так сложно, но трудно дать количественную оценку других процессов, влияющих на влагосодержание и облачность атмосферы. Основная масса водяных паров и аэрозолей

содержится в нижней части тропосферы, поэтому здесь должен быть основной нагрев воздуха за счет поглощения солнечной радиации, но в этом случае даже малое количество водяных паров вызывает поглощение радиации. Далее идет часть спектра, поглощаемая слабее, и нагрев в среднем оказывается почти одинаковым в нижней и средней тропосфере (только в верхней ослабевает, рис. 5).

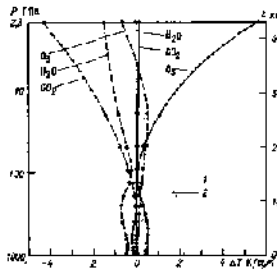


Рис. 5. Скорость изменения температуры воздуха за счет потоков радиации:
1 — длинноволновой; 2 — коротковолновой

Поглощение солнечной радиации в атмосфере происходит в отдельных областях спектра, но в среднем интенсивность поглощения увеличивается в сторону коротковолновой части, поэтому у поверхности океана максимум энергии в спектре смещается в сторону более длинных волн. Если при минимальном расстоянии, проходимом солнечными лучами, т.е. при нахождении Солнца в зените, на долю ультрафиолетовой радиации приходится 4 % лучистой энергии Солнца, на долю видимой части спектра — 46 %, инфракрасной — 50 %, то при высоте Солнца, равной 30° , распределение энергии на этих участках спектра равно 3 %, 44 % и 53 %, а при $\odot = 0$ ультрафиолетовая радиация поглощается в атмосфере и поток лучистой энергии состоит из видимой (28 %) и инфракрасной (72 %) радиации. Такой же характер уменьшения потока радиации и сдвига максимума энергии отмечается при увеличении примесей в атмосфере. Сильно варьирует масса водяного пара и аэрозолей, поэтому от них зависит степень ослабления солнечной радиации в атмосфере, например, только водяной пар может поглотить до 17 % приходящей к Земле солнечной радиации, а до 25 % может ослабить аэрозоль. Функция пропускания зависит не только от содержания в атмосфере поглощающих газов, но и от зенитного угла, поэтому при определении прямой солнечной радиации у земной поверхности часто вводится коэффициент прозрачности p , отличающийся от функции пропускания тем, что в нем зенитный угол выделен в виде показателя $m \approx \sec \nu_0$:

$$P(M) = p^m, \quad I = I_0 p^m, \quad (6)$$

это позволяет определять p только как функцию состава атмосферы. Наблюдения показали, что в зависимости от концентрации примесей в атмосфере коэффициент прозрачности p меняется от 0,9 для идеально прозрачной атмосферы до 0,5 при мутной (содержащей большое количество примесей атмосфере). Например, экваториальный воздух над океанами характеризуется малой прозрачностью ($p = 0,55$) из-за большого содержания влаги, более прозрачен морской тропический воздух ($p = 0,80$), еще выше прозрачность полярного воздуха на побережье Антарктиды ($p = 0,85$). Получены многолетние значения τ и p по месяцам и сезонам, но в определенный момент времени для конкретных метеорологических условий они меняются и определяются только по оперативным наблюдениям. В связи с этим формула (6) применяется только при климатических расчетах.

Ослабление прямой солнечной радиации происходит в результате ее поглощения и рассеяния, но часть рассеянной радиации направляется к поверхности Земли как поток i . Распределение энергии в ее спектре зависит от характера рассеяния, при рассеянии радиации молекулами атмосферных газов больше энергии приходится на короткие длины волн (голубые, синие). Если рассеяние происходит на более крупных каплях воды и аэрозолях, то максимум энергии сдвигается в сторону более длинных волн. Спектр рассеянной радиации оказывается более сложным, чем прямой, и в энергетических расчетах оценивается обычно интегральный поток рассеянной радиации, который при безоблачном небе пропорционален потоку прямой радиации. При идеальной прозрачности атмосферы он составляет 4 % прямой радиации, при низкой увеличивается до 20 %. Влияние на поток рассеянной радиации оказывают облачность и ледяной покров из-за высокой отражательной способности, следовательно, спектр поступающей на поверхность океана солнечной радиации отличается от его вида на внешней границе атмосферы. В энергетических расчетах важен суммарный эффект прямой и рассеянной радиации, их объединяют в общий поток суммарной радиации Q . Для ее расчета используется формула, полученная в результате приближенного решения уравнений переноса радиации:

$$Q = \frac{I_0 \sin h_{\odot}}{1 + \varepsilon \tau_M \operatorname{cosec} h_{\odot}}. \quad (7)$$

Множитель ε зависит от высоты Солнца: для высот 60, 30, ° он составляет 0,14, 0,20, 0,24. Соответственно, поток суммарной радиации меняется слабее, чем прямой и рассеянной, и по данным наблюдений составляют таблицы ее значений, называя возможной радиацией.

На поток суммарной радиации оказывают влияние как степень покрытия небосвода облаками n , так и вид, высота, толщина, плотность, характер распределения по небосводу, что свидетельствует о сложной зависимости и трудности вычисления совокупного влияния облаков на поток суммарной радиации. На практике используются эмпирические формулы, например,

$$Q_n = Q \left[1 - (a + bn)n \right], \quad (8)$$

где коэффициенты a и b включают влияние всех перечисленных факторов.

1.2. Длинноволновое излучение атмосферы и океана

Из-за низкой температуры земной атмосферы и океана основная энергия спектра их излучения сдвинута в область длинных волн. Таковую радиацию называют длинноволновой или тепловой. Спектр излучения атмосферы имеет сложный характер, но основная часть энергии излучается и поглощается облаками, водяным паром и углекислым газом. Поток длинноволновой радиации формируется как разность поступившей энергии I и собственного излучения E . В элементарном спектральном интервале I и E описываются уравнением, где изменение потока, идущего вниз, определяется уравнением

$$\frac{\partial I_{\lambda}^{\downarrow}}{\partial z} = \alpha_{\lambda} \rho_n (I_{\lambda}^{\downarrow} - E_{\lambda}),$$

а потока, идущего вверх, —

$$\frac{\partial I_{\lambda}^{\uparrow}}{\partial z} = \alpha_{\lambda} \rho_n (E_{\lambda} - I_{\lambda}^{\uparrow}). \quad (9)$$

Излучение E зависит в каждом спектральном интервале от температуры излучающей субстанции, поэтому при решении этих уравнений учитывается распределение по вертикали поглощающих и излучающих веществ и их температура.

В результате решения приведенных уравнений и последующего интегрирования по всем длинам волн находятся интегральные потоки нисходящей $I^{\downarrow}$ и восходящей $I^{\uparrow}$ длинноволновой радиации. Как и коротковолновую радиацию, их выражают через излучение абсолютно черного тела и функции пропускания:

$$I^{\downarrow}(M) = \int_0^M \sigma T^4(\xi) \frac{\partial P(\xi + M + M_{\infty})}{\partial \xi} d\xi, \quad (10)$$

$$I^{\uparrow}(M) = \sigma T_0^4 P(M_{\infty} - M) + \int_{M_{\infty}}^M \sigma T^4(\xi) \frac{\partial P(M_{\infty} - M - \xi)}{\partial \xi} d\xi, \quad (11)$$

где вместо z введена координата M — масса поглощающих субстанций, содержащихся в столбе атмосферы единичного сечения, начиная от верхней границы до выбранного уровня z_{∞} — общее количество водяных паров в столбе атмосферы единичного сечения, T_0 — температура подстилающей поверхности. Используемая в выражениях (10–11) функция пропускания выражается формулой

$$P(M) = 0,539 \exp(-7,75\sqrt{M}) + 0,461 \exp(-0,674\sqrt{M}). \quad (12)$$

Из формулы следует, что даже малое содержание водяного пара на пути длинноволновой радиации поглощает 50 % ее первоначальной величины, излучается также и радиация на этом участке. В связи с тем что восходящий поток формируется в более теплых слоях атмосферы, а нисходящий — в холодных (меньшим содержанием водяного пара), в среднем результирующий поток длинноволновой радиации оказывается отрицательным, приводя к понижению температуры воздуха (рис. 5).

Противоизлучение атмосферы на уровне океана зависит от распределения температуры, водяного пара и других излучающих газов во всей толще атмосферы. Однако большая часть излучения высоких слоев атмосферы поглощается и не доходит до океана, поэтому колебания температуры воздуха выше 1 км на 5°C не влияют на противоизлучение атмосферы. В нижней части тропосферы сосредоточена и основная часть водяных паров, формирующих поток длинноволновой радиации. Это приводит к тому, что находящийся под сильным влиянием океана пограничный слой атмосферы определяет атмосферный лучистый поток. Влияние колебаний температуры и влажности пограничного слоя атмосферы на поток длинноволновой радиации учитывается на основе упрощенной формулы для $I^{\downarrow}$, полученной из решения уравнений (9), в которых непрерывный спектр заменен дискретным с j интервалами. Принято, что излучение в каждом из них составляет часть излучения абсолютно черного тела ϵ_j , а σ_j считается постоянным средним по интервалу E :

$$I^{\downarrow} = \sum_j \alpha_j \delta_j \int_0^M \sigma T^4 \exp(-\alpha_j \eta) d\eta, \quad (13)$$

где σ — постоянная Стефана-Больцмана; $M = \int_0^{\infty} \rho(z) dz$ — масса излу-

чающих газов. Океан влияет на длинноволновое излучение через температуру своей поверхности T_0 , градиент температуры в M координате и через массу водяных паров, основная часть которых поступает в атмосферу, испаряясь с поверхности океана.

В связи с влиянием пограничного слоя атмосферы на противои-злучение атмосферы его вычисляют по приближенной формуле с исходными параметрами — температурой воздуха и парциальным давлением e у подстилающей поверхности:

$$I^{\downarrow} = \sigma T^4 (a_1 + b_1 \sqrt{e}), \quad (14)$$

где эмпирические параметры зависят от температуры и массы излучающих газов в тропосфере и пограничном слое. В противоположность атмосфере океан рассматривается при изучении излучения как серое тело, т.е. на всех участках спектр отличается от излучения абсолютно черного тела на один и тот же множитель δ :

$$I^{\uparrow} = \delta \sigma T_0^4. \quad (15)$$

Если поверхность океана гладкая, то $\sigma = 0,893$. При волнении излучательная способность океана становится ближе к излучательной способности черного тела, например, при волнении 5 баллов $\sigma = 0,910$, еще больше σ увеличивается при ледяном покрове на поверхности океана 0,986. Поскольку излучательная и поглощательная способность тел одинакова (закон Кирхгофа), то океан поглощает часть поступившего к нему потока атмосферного излучения $I^{\downarrow}$. Следовательно, эффективное излучение океана определяется формулой

$$F_0 = \delta (I^{\downarrow} - \sigma T^4) - (1 - \delta) I^{\downarrow}. \quad (16)$$

На атмосферное излучение оказывает влияние облачность, так как излучательная способность облаков из-за высокого содержания в них капель воды или кристаллов льда приближается к излучательной способности океана и может определяться формулой (15), в которую вместо T_0 входит температура облаков. Часть этого излучения поглощается в атмосфере и не доходит до океана, но некоторое увеличение потока атмосферной радиации при этом происходит. Увеличение потока учитывается множителем, содержащим информацию об облачности разных ярусов (в долях единицы) или об общем покрытии неба:

$$I_n^{\downarrow} = I^{\downarrow} (1 + c_L n_L + c_M n_M + c_H n_H) = I^{\downarrow} (1 + cn). \quad (17)$$

Увеличение противоизлучения атмосферы уменьшает эффективное излучение океана, которое выражается эмпирической формулой

$$F_n = F_0 \left[1 - (c_L n_L + c_M n_M + c_H n_H) \right] = F_0 (1 - cn), \quad (18)$$

где эмпирические коэффициенты не постоянны, так как в разное время года температура облаков различна. В некоторых эмпирических формулах облачность представлена не в первой, а в более высокой степени, что подчеркивает сильную зависимость длинноволновой радиации на уровне океана от облачности. Рассмотренные уравнения описывают потоки длинноволновой радиации за большие интервалы времени, при которых сглаживаются отклонения от климатического распределения температуры и излучающих газов.

1.3. Отражение и поглощение радиации океаном

Радияция, приходящая на поверхность океана, частично отражается, остальная часть проникает в океан, где рассеивается и поглощается. Характер отражения, рассеивания и поглощения лучистой энергии океаном зависит от длины волны и состояния океана. Под отражательной способностью океана A (альбедо) понимают отношение суммы отраженной и приходящей из воды рассеянной радиации к поступившей. Используется не спектральная характеристика отражательной способности океана, а интегральная для двух областей спектра коротковолновой и длинноволновой. Для длинноволновой радиации интегральное альбедо равно 0,04, оно слабо изменяется по сравнению с альбедо океана для коротковолновой. Определяется альбедо углом падения света на водную поверхность φ_n . Так как чистая вода отражает свет по закону Френеля, то можем записать

$$A_\varphi = \frac{1}{2} \left[\frac{\sin^2(\varphi_n - \varphi_0)}{\sin^2(\varphi_n + \varphi_0)} + \frac{\operatorname{tg}^2(\varphi_n - \varphi_0)}{\operatorname{tg}^2(\varphi_n + \varphi_0)} \right], \quad (19)$$

где φ_0 — угол преломления. При положении Солнца в зените альбедо спокойного моря для прямой радиации составляет 0,02, с увеличением зенитного угла φ_n альбедо возрастает до 0,35 ($\varphi_n = 85^\circ$). Волнение изменяет зенитный угол, уменьшая диапазон значений альбедо, при большой высоте Солнца из-за увеличения вероятности попадания лучей на наклонную волновую поверхность альбедо возрастает (табл. 2). Рассеянная радиация поступает на водную поверхность под различными углами, и интенсивность лучей различных направлений может меняться в зависимости от распределения облаков и высоты Солнца, поэтому альбедо поверхности океана для данного потока радиации не

постоянно, меняется от 0,05 до 0,11. Следовательно, альbedo водной поверхности для суммарной радиации меняется в зависимости от высоты Солнца, соотношения прямой, рассеянной радиации и волнения.

Таблица 2

Альbedo прямой радиации спокойного и взволнованного моря

Параметр	Значение		
φ_h	0	30	60
A при спокойном	0,02	0,02	0,06
A при взволнованном	0,13	0,04	0,02

Оно влияет на отражательную способность океана не только из-за наклона взволнованной поверхности, но и из-за образования пузырьков воздуха в воде, которые рассеивают свет, увеличивая выходящую из океана рассеянную радиацию, и альbedo сильно взволнованных участков океана, на которых образуется пена, резко возрастает.

Прозрачность воды влияет на альbedo океана, уменьшение прозрачности увеличивает альbedo при малой высоте Солнца и уменьшает при большой. При определении отражательной способности океана учитывается наличие льда, его отражательная способность резко различается для длинных и коротких волн. От снежно-ледяного покрова отражается от 0,01 до 0,04 поступающей длинноволновой радиации, но альbedo коротковолновой радиации снега и льда существенно больше. Основной причиной в колебании альbedo суммарной радиации является состояние поверхности льда и его толщина. Если в холодный период года, когда таяние отсутствует и на льду имеется толстый слой снега, альbedo почти одинаково, то в период таяния оно меняется в зависимости от стадии изменения.

Колебания альbedo снежного покрова связаны с изменением физических свойств снега и его толщины. Выпадение свежего снега, образование наста, увеличение толщины слоя снега способствуют росту его отражательной способности. Уплотнение снега, образование фирна, появление теней от неровностей рельефа при низкой высоте Солнца приводят к уменьшению его альbedo. В среднем альbedo снежного покрова на льду составляет 0,77 и 0,88 для плотного и свежевыпавшего снега.

При таянии отражательные свойства ледяного покрова становятся изменчивыми, снег и лед на разных этапах таяния обладают различной способностью отражать коротковолновую радиацию. В начальный период таяния снег становится плотным, влажным, серовато-белым, имеет альbedo 0,7; во время интенсивного таяния альbedo пропитанного водой снега понижается до 0,35. У льда в зависимости от

оттенка его поверхности и стадии таяния альбе́до меняется от 0,7 до 0,4. При таянии на ледяном покрове образуются снежи́цы различной глубины, тающий снег, и альбе́до зависит от относительной доли этих участков. Оценка зависимости альбе́до льда от разрушенности производится по эмпирическим формулам, в которых показателем разрушенности льда является относительная площадь снежи́ц и проталин:

$$A_l = 0,62 - 0,36P_b \text{ или } A_l = 0,59 - 0,32P_b .$$

На альбе́до льда влияет поток рассеянной коротковолновой радиации (выходящей), он тем больше, чем старше лед и больше его толщина (рис. 6).

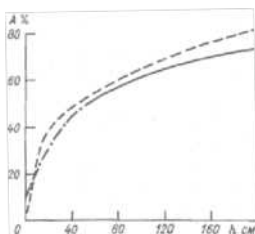


Рис. 6. Зависимость альбе́до от толщины льда, расчет и измерения

Отражательная способность морских льдов приводит к росту рассеянной радиации, которая возрастает еще больше при наличии облаков, так же хорошо отражающих коротковолновую радиацию, эффект вторичного рассеяния отраженной льдами и облаками радиации очень существен. Исследования в Арктике показывают, что с мая по сентябрь из-за отражения льдами возможная радиация на дрейфующих льдах на 10 % выше, чем на полярных станциях. Летом при облачности разница в суммарной радиации над льдом по сравнению с ее значениями над сушей или открытой водой увеличивается на 60 %, максимальное увеличение отмечено при облаках нижнего яруса.

Поглощение радиации в океане. Принципы ослабления радиации в океане не отличаются от атмосферных, происходит поглощение и рассеяние молекулами воды, содержащимися в морской воде ионами солей и различными примесями неорганического и органического происхождения, а коэффициенты поглощения и рассеяния зависят от длины волны. Радиация различных длин волн поглощается и рассеивается с глубиной по-разному, так как плотность морской воды в тысячу раз больше плотности воздуха, интенсивность ослабления радиации в океане в тысячу раз сильнее, чем в атмосфере. Минимальное поглощение света происходит в сине-зеленой области, где радиация проникает глубоко, придавая океану голубой цвет (рис. 7).

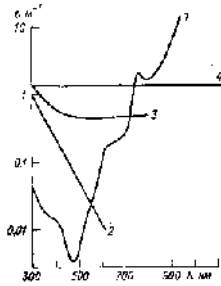


Рис. 7. Спектральная зависимость показателя ослабления: 1 — чистая вода; 2 — с растворенным веществом; 3 — минеральными частицами; 4 — крупными частицами

Основная часть спектра интенсивно поглощается в верхнем слое океана толщиной в несколько метров, а инфракрасная радиация поглощается поверхностным метровым слоем, поэтому при анализе поглощения радиации в океане спектр делят на участки, где показатель ослабления $\varepsilon_j = (\alpha_j + \sigma_j)\rho_n$ постоянен. Поток лучистой энергии на любой глубине описывается формулой

$$Q(z) = \sum_i Q_j \exp(-\varepsilon_j z), \quad (20)$$

где Q_j — лучистая энергия, прошедшая через поверхность океана в j -участке спектра.

Коротковолновая радиация поглощается в поверхностном метровом слое океана, в пределах 10 м — почти вся энергетически значимая радиация, поэтому при анализе теплового режима океанов (под поверхностным слоем) полагается, что длинноволновая и коротковолновая радиация поглощается океанической поверхностью. Из-за особенностей поглощения лучистой энергии у поверхности океана часто происходит инверсионное распределение температуры, формирующее холодную пленку (по измерениям инверсия температуры распространяется на глубину нескольких десятков сантиметров, поэтому о пленке говорят условно). Коротковолновая радиация интенсивно нагревает поверхностный слой воды, эффективное же излучение приводит к выхолаживанию поверхности океана. Дополнительные потери тепла с поверхности океана обусловлены испарением, поэтому, если нет интенсивного конвективного перемешивания, изменяющего распределение температуры по вертикали, поверхность океана становится холоднее подстилающих слоев воды.

Радиационный баланс Мирового океана. Под радиационным балансом океана понимают сумму всех потоков радиации, поглощенных и излученных океаном. Приходную часть баланса составляют суммарная солнечная радиация и противоизлучение атмосферы. Расходная часть определяется отраженной коротковолновой и длинноволновой радиацией, а также собственным тепловым излучением океана. Доля отраженной длинноволновой радиации незначительна по сравнению с основными компонентами баланса, поэтому в уравнение радиационного баланса не входит:

$$B = Q_n(1 - A) + F_n. \quad (21)$$

При анализе радиационного баланса поверхности океана B_0 учитывается проникновение на большую глубину коротковолновой радиации по сравнению с длинноволновой. Поверхность отождествляется с таким слоем, в котором поглощается вся длинноволновая радиация и часть коротковолновой $(1 - \delta)$:

$$B_0 = Q_n(1 - A)(1 - \delta) + F_n. \quad (22)$$

Наблюдения за радиационным балансом проводят метеорологические станции на суше, суда погоды, используются буи в океане и измерения метеорологических спутников. Анализ элементов радиационного баланса проводится по измеренной радиации и расчетам по приведенным формулам (составлен атлас теплового баланса). При вычислениях коротковолновой и длинноволновой радиации учитывается распределение водяного пара, аэрозолей и облачности.

За год радиационный баланс Мирового океана (с северного полярного круга до южного) положительный. В полярных районах радиационный баланс открытых участков океана положительный, только покрытые круглый год льдом акватории Северного Ледовитого океана и приантарктических вод имеют отрицательный радиационный баланс из-за большой отражательной способности льдов. Таким образом, Мировой океан аккумулирует лучистую энергию, несмотря на собственное тепловое излучение. Из-за того что альбе́до океанов меньше, чем у суши, а тепло распространяется на большую глубину, температура и тепловое излучение океанов ниже. Радиационный баланс океанов превышает радиационный баланс материков на одной и той же широте, океан более интенсивно, чем материки, поглощает лучистую энергию, трансформируя ее в теплоту парообразования. Радиационный баланс атмосферы отрицательный в течение всего года (в противоположность океану), что обусловлено малой поглощательной способностью коротковолновой радиации и сильным собственным тепловым излучением. Если бы океан не отдавал атмосфере накопленное тепло в виде теплоты конденсации водяных паров, то температура атмосферы бы пони-

жалась, в этом проявляется огромное тепляющее влияние океана на атмосферу.

Тема 2. Годовой ход составляющих теплового баланса, тепловой баланс системы атмосфера–океан

Океаническая поверхность отражает взаимодействия атмосферы и океана, через нее происходит обмен веществом и энергией. Теплообмен происходит непосредственно между атмосферой и Мировым океаном, в глобальном круговороте влаги учитывается также влагообмен с сушей. Количество влаги, уносимой с океана на материки, относительно невелико, но этот перенос является главным источником влаги для суши. Планетарный обмен солями, несмотря на их малый объем, является важным процессом, определяющим различие химического состава вод суши и океана.

Между различными видами обмена существует сложная взаимосвязь, тесно связаны между собой планетарные круговороты тепла и влаги, например, от испарения зависит не только количество влаги, вовлекающейся в планетарный обмен, но и расходование большей части солнечной энергии, поглощаемой поверхностью земного шара. Выделение тепла в атмосфере, происходящее при конденсации влаги, является важнейшим энергетическим фактором циркуляции воздушных масс.

Анализируя атмосферу и океан с точки зрения термодинамики, можно представить, что в них работают мощные тепловые машины первого и второго рода. Для тепловой машины первого рода в течение всего года «нагревателем» служит тропическая зона, а «холодильником» являются Арктика и Антарктика, работа проявляется в пассатной циркуляции воздуха. Для тепловой машины второго рода в холодное время года «нагревателем» служит поверхность океана, а «холодильником» — поверхность материков. В теплое время года «нагреватели» и «холодильники» меняются местами. Машина второго рода действует через муссонную циркуляцию. Зимой, когда температура воздуха над океаном выше, чем над сушей, создается поток воздуха с суши на океан (зимний муссон). Летом наблюдается обратная картина (летний муссон). Особенно четко прослеживается муссонная циркуляция у восточных и южных берегов Азии.

Неравномерность нагревания поверхности океана обуславливает теплообмен между низкими и высокими широтами, осуществляемый морскими течениями—водяным отоплением умеренных и высоких широт. Вынос теплых вод к восточным берегам материков на широтах 25–40° и к западным берегам в более высоких широтах (50–60°) создает

условия для значительного обогрева этих районов. Так, средняя январская температура воздуха над Западной Европой на 60° с.ш. превышает среднюю температуру для этой широты на 15–20 °С. Тепло в эти районы выносят также атлантические циклоны, зимой интенсивной циклонической деятельности благоприятствует Северо-Атлантическое течение, которое усиливает Исландский минимум атмосферного давления. В районах холодных течений, напротив, отмечается понижение температуры воздуха, например, Перуанское течение у западных берегов Южной Америки понижает температуру воздуха почти на 4 °С.

Особенности нагревания поверхности океана и суши влияют на температурный режим, облачность и осадки, что обуславливает различные типы климата, например, морской и континентальный. Континентальный климат характеризуется в умеренных широтах большой годовой амплитудой температуры воздуха и пониженной влажностью. Благодаря западному переносу в Евразии континентальность климата возрастает с запада на восток. Так, в Великобритании на 52° с.ш. годовая амплитуда температуры воздуха составляет 8 °С, а на той же широте в Казахстане — 45 °С.

Основной источник физических процессов, происходящих в атмосфере и океане, — солнечная энергия. Для отслеживания потоков энергии выделим в пространстве вертикальный столб от верхней границы атмосферы до дна океана (рис. 8).

Через боковые поверхности столба в него приносятся и выносятся массы воды и воздуха. Тепловое состояние масс воздуха и воды в столбе характеризуется теплосодержанием, которое непрерывно изменяется в результате теплообмена через верхнюю границу атмосферы, поверхность океана, боковые границы столба и через дно океана. Кроме того, в толще атмосферы и океана могут происходить процессы, связанные с выделением или поглощением тепла.

Проанализируем схему теплообмена.

На верхнюю границу атмосферы поступает поток солнечной радиации Q_0 . В Мировое пространство излучается длинноволновая радиация I_0 . Результирующий поток радиации R_0 поступает в атмосферу. Приходящие на поверхность океана коротковолновая и длинноволновая радиации составляют результирующий поток энергии, радиационный баланс R . При соприкосновении воды и воздуха между ними возникает турбулентный теплообмен Φ из-за разницы в температурах. При испарении или конденсации поверхность океана соответственно теряет или получает тепло, количество которого выражается произведением $L \cdot E$ (L — скрытая теплота парообразования, E — масса воды, которая испарилась или сконденсировалась).

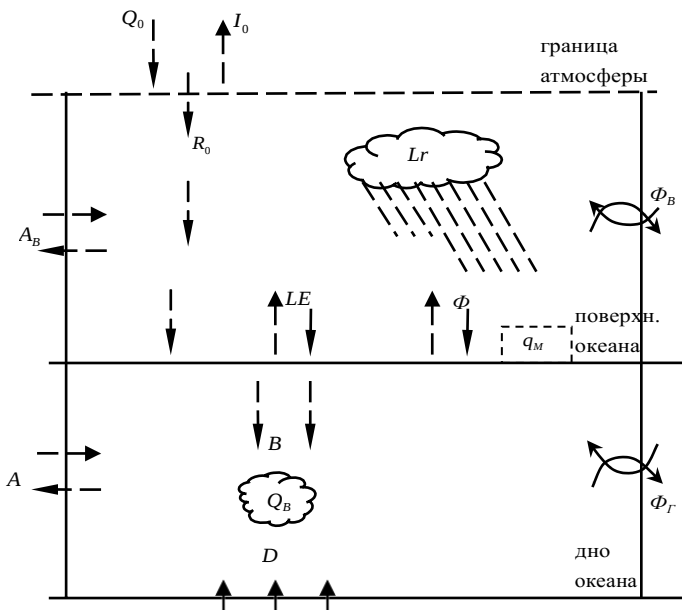


Рис. 8. Схема потоков в атмосфере, океане и на границе

При фазовых превращениях воды в лед выделяется, а при таянии льда поглощается тепло в количестве $q_m = L_K \cdot M$ (L_K — скрытая теплота кристаллизации, M — масса образовавшегося или растаявшего льда).

В результате процессов теплообмена через поверхность нагревается или охлаждается поверхностный слой воды. Перемешиванием нагревание или охлаждение передается в глубину в виде турбулентного потока тепла B . Через дно в океан поступает поток внутреннего тепла Земли D . Теплообмен через боковые границы выделенного пространства в атмосфере осуществляется в результате приноса и выноса масс воздуха с различным теплосодержанием — адвекция тепла A_B , а также при перемешивании воздуха, заключенного в столбе, и окружающего воздуха — горизонтальный турбулентный обмен теплом Φ_B . В океане теплообмен через боковые границы столба осуществляется адвекцией тепла течениями A и горизонтальным турбулентным обменом с окружающей водой Φ_r . В адвекцию тепла входит и тепловой эффект речного стока. В атмосфере происходит конденсация паров, при которой тепло испарения, отданное океаном, передается воздуху. По аналогии с потерей тепла при испарении этот приход тепла в атмо-

сферу определяется как произведение $L \cdot r$, где r — масса сконденсировавшейся воды, принимаемая равной количеству выпадающих осадков. Внутри столба воды теплосодержание в какой-то степени могут изменять диссипация механической энергии течений, переходящей вследствие трения в тепло, а также выделение и поглощение тепла при биохимических процессах Q_b . Из перечисленных потоков тепла не все имеют одинаковое значение. Наибольшие величины имеет поглощающая солнечная радиация — радиационный баланс R .

Радиационный баланс является положительной величиной в бюджете тепла Мирового океана и только в полярных областях в осенне-зимний период радиационный баланс отрицателен. Так как в южном полушарии океан занимает большую акваторию, в нем поглощается 55 % всей радиации, остальная часть приходится на северные широты. Средняя величина прихода солнечного тепла на поверхность Мирового океана в умеренных широтах составляет $29.7 \cdot 10^{16}$ ккал/год, уменьшаясь к северу и возрастая к экватору. Следующими по величине являются затраты тепла на испарение воды — $L \cdot E$, в Мировом океане на испарение расходуется в 6,5 раза больше тепла, чем с суши и общее его количество составляет $26.8 \cdot 10^{16}$ ккал/год. Из них на южное полушарие приходится 54 % общего количества тепла, что определяется различием акваторий по обе стороны экватора. Доля тепла, затрачиваемого на испарение, составляет примерно 90 % лучистого притока тепла.

Турбулентный теплообмен океана с атмосферой для умеренных широт составляет в среднем 5–10 %, для тропиков — 1–3 %. Интенсивность турбулентного теплообмена определяется в основном разностью температуры между воздухом и водой. Доля турбулентного теплообмена в расходной части бюджета тепла составляет $2.7 \cdot 10^{16}$ ккал/год. Турбулентный теплообмен оказывается определяющим в глобальном теплообмене. На турбулентный теплообмен с атмосферой расходуется только около 5 % всей радиации, поглощаемой океаническими водами, однако именно эта составляющая бюджета тепла Мирового океана является важнейшим источником нагревания приповерхностных воздушных масс, поэтому теплообмен океана и атмосферы оказывает огромное влияние на термические процессы всей планеты.

Из других процессов теплообмена заметную роль в тепловом балансе океана играют адвекция и тепло фазовых превращений воды. Адвекция тепла (холода) обычно велика в районах, находящихся под влиянием постоянных течений. Так, в области мощного теплого течения Гольфстрим в западной части Атлантического океана в среднем за

год приносится тепла даже больше, чем поступает здесь радиационного тепла. В этом районе океана баланс тепла поддерживается за счет увеличенной теплоотдачи с поверхности теплого течения при испарении и турбулентном теплообмене с атмосферой. Тепло, связанное с образованием и таянием льдов, играет важную роль в тепловом балансе полярных районов океана и северных морей. Роль остальных составляющих теплообмена в тепловом балансе океана мала, например, поток внутреннего тепла Земли через дно океана оказывает влияние только на слой воды, непосредственно прилегающий ко дну. Пренебрежимо малы также потоки тепла от диссипации энергии течений, от биохимических процессов, нагревания или охлаждения океана выпадающими осадками, от поступления грунтовых вод и других процессов.

Тепловой баланс поверхности Мирового океана представляет собой разность между приходом и расходом тепла за счет накопления или передачи энергии океана, получаемой от Солнца. В низких широтах за счет превышения приходной части бюджета над расходной происходит накопление тепла, а в высоких — потеря. Количественное соотношение между приходом и расходом тепла в процессах теплообмена выражается уравнениями теплового баланса. Эти уравнения выражают закон сохранения тепловой энергии в процессах ее трансформации в системе океан — атмосфера.

Уравнения теплового баланса выводятся отдельно для поверхности океана, атмосферы, всего океана или общие. Вид уравнений зависит от периода времени, для которого рассматриваются тепловые потоки. Уравнение теплового баланса поверхности океана выражает количественное соотношение между потоками тепла, пересекающими единичную площадку, т.е. тепловые потоки имеют различные направления относительно поверхности, их суммирование выполняется алгебраически, каждому потоку придается положительный или отрицательный знак. Обычно положительный знак приписывают потокам тепла, направленным в океан и повышающим его теплосодержание, отрицательный — потокам тепла из океана. В атмосфере знаки имеют то же назначение, т.е. потокам тепла, направленным в атмосферу, придается положительный знак и наоборот. Таким образом, одни и те же потоки тепла у метеорологов и океанологов имеют разные знаки. Следовательно, сумма потоков тепла, пересекающих единичную площадь поверхности океана (без тепла ледовых процессов), в соответствии с рис. 8 выражается уравнением:

$$R + L \cdot E + \Phi + L_K \cdot M = B.$$

Уравнение справедливо для любого промежутка времени.

В среднем за год количество льда и теплосодержание Мирового океана не изменяются,

$$L_K \cdot M = 0, B = 0,$$

и уравнение теплового баланса для поверхности Мирового океана имеет вид:

$$R + L \cdot E + \Phi = 0.$$

Баланс за год достигается тем, что радиационный приход тепла в океан уравнивается испарением и турбулентным теплообменом с атмосферой, в последнем уравнении R положительно, LE и Φ отрицательны.

Выведем уравнение теплового баланса для толщи воды от поверхности океана до дна или до глубины h . Учитывая существенные потоки тепла, получим:

$$B + A + \Phi_r + D = C,$$

где C — скорость изменения теплосодержания в столбе воды (т.к. сумма в левой части уравнения не сбалансирована). С учетом предыдущих уравнений последнее уравнение запишется так:

$$R + L \cdot E + \Phi + L_K \cdot M + A + \Phi_r + D = C.$$

Уравнение справедливо и для столба воды, нижняя граница которого может быть выбрана на любой глубине h . В этом случае D выражает турбулентный теплообмен через нижнюю границу столба с глубже лежащими водами. В среднем за год теплосодержание столба воды постоянно, $C = 0$, и уравнение принимает вид:

$$R + L \cdot E + \Phi + A + \Phi_r + D = 0$$

При рассмотрении Мирового океана в целом вследствие замкнутости общей циркуляции $A = 0$, $\Phi_r = 0$ последнее уравнение принимает вид:

$$R + L \cdot E + \Phi + D = 0,$$

где D положительно, сумма $R + LE + \Phi$ отрицательна; следовательно, Мировой океан отдает поток тепла D в атмосферу. Таким образом, океан в целом практически не имеет источников тепла, кроме турбулентного теплообмена через поверхность.

Уравнение теплового баланса для атмосферы аналогично уравнению для океана и имеет вид:

$$R_0 + R + L \cdot r + \Phi + A_B + \Phi_B = C_B,$$

где C_B — изменение теплосодержания столба воздуха в единицу времени, положительные знаки придаются потокам тепла, направленным в атмосферу. За год теплосодержание атмосферы, как и океана, не меняется, $C_B = 0$, и уравнение имеет вид:

$$R_0 + R + L \cdot r + \Phi + A_B + \Phi_B = 0.$$

В целом для всей атмосферы $A\epsilon = 0$ (общая циркуляция воздушных масс замкнута) и $\Phi_B = 0$, что приводит к упрощению уравнения:

$$R_0 + R + L \cdot r + \Phi = 0.$$

Для столба, заключенного между верхней границей атмосферы и дном океана, считая положительными входящие в него потоки тепла, уравнение теплового баланса для небольших промежутков времени будет таким:

$$R_0 + L(r - E) + A + A_B + \Phi_{\Gamma} + \Phi_B + D + L_{\kappa}M = C + C_B.$$

В среднем многолетнем для всей системы $r = E$, $A = 0$, $A_B = 0$, $\Phi_{\Gamma} = 0$, $\Phi_B = 0$, $C = 0$, $C_B = 0$, и уравнение принимает вид:

$$R_0 + D = 0,$$

это уравнение теплового баланса для земного шара в целом (поток тепла D имеет место и в районах материков). Анализ уравнения показывает, что внутреннее тепло Земли отдается в итоге излучением через верхнюю границу атмосферы, при этом атмосфера и океан остаются в тепловом равновесии. Если бы поток тепла D отсутствовал или им пренебречь, то последнее уравнение принимает вид

$$R_0 = Q_0 + I_0 = 0.$$

Следовательно, на верхней границе планеты (атмосферы) имеет место лучистое равновесие — сколько тепла приходит на верхнюю границу атмосферы, столько же уходит обратно в космическое пространство. Вследствие большой прозрачности атмосферы значительная часть приходящей на ее верхнюю границу радиации проходит к поверхности Земли и поглощается океаном или сушей, в дальнейшем это тепло атмосфера получает в трансформированном виде в результате конденсации водяных паров $L \cdot r$ и теплообмена Φ . Тепловой поток Земли, поступающий в океан и атмосферу, в итоге оказывается излученным в пространство.

Составляющие теплового баланса океана. Поток солнечной радиации, поступающий на поверхность океана, — радиационный баланс R , расходуется главным образом на теплообмен между океаном и атмосферой Φ , затраты тепла на испарение LE , горизонтальный перенос тепла морскими течениями A и изменение теплосодержания в толще воды B , т.е.

$$R = \Phi + LE + A + B.$$

Другие процессы, например, диссипация турбулентной энергии за счет сил вязкости, биологические процессы требуют меньшей затраты энергии, и ими обычно пренебрегают.

Определим составляющие приходной и расходной частей радиационного баланса R . Для его определения необходимо знать приход суммарной радиации на поверхность океана, эффективное длинно-

волновое излучение, альбедо поверхности. На верхнюю границу атмосферы падает поток прямых солнечных лучей, средняя годовая величина которого, т.е. солнечная постоянная, около $1,33 \cdot 10^3$ Дж/м²·с. Часть его отражается обратно в космическое пространство, часть рассеивается в толще атмосферы, часть поглощается атмосферой и непосредственно нагревает ее. В итоге к поверхности океана подходит поток прямой (Q) и рассеянной (q) радиации, т.е. суммарной радиации ($Q + q$), которая поглощается верхним деятельным слоем океана. Поверхность океана, как и любое тело, температура которого отличается от абсолютного нуля, излучает длинноволновую радиацию, разность между собственным длинноволновым излучением океана и встречным длинноволновым излучением атмосферы составляет эффективное излучение. Отражательная способность поверхности океана — это отношение количества отраженной радиации к пришедшей, т.е. альбедо.

R представляет разность поглощенной поверхностью океана суммарной радиации и эффективного излучения:

$$R = (Q + q)(1 - A) - I,$$

где Q — поток прямой радиации, q — поток рассеянной радиации, A — альбедо поверхности океана, I — эффективное излучение. Сложно оценить члены уравнения, т.к. систематических измерений радиации над океаном недостаточно, например, зимой его отрицательные значения наблюдаются в умеренных и высоких широтах и соответствуют зональному распределению, а летом, наоборот, значения радиационного баланса отклоняются от зонального, что обусловлено широтными изменениями облачности и температуры морской поверхности.

Атмосфера и поверхность океана имеют различную температуру, в результате чего между ними происходит турбулентный теплообмен Φ . Физический механизм турбулентного теплообмена состоит в том, что, соприкасаясь с поверхностью океана, частицы воздуха нагреваются или охлаждаются, в зависимости от знака разности температуры воды и воздуха. Так как частицы воздуха находятся в хаотическом турбулентном движении, то тепло уносится или приносится ими к поверхности воды. Поскольку температура поверхности воды и воздуха в горизонтальном направлении различается намного меньше, чем в вертикальном, результирующий поток тепла направлен по вертикали.

Для расчета турбулентного теплообмена атмосферы и океана применяется формула М.И. Будыко:

$$\Phi = \rho_v \cdot \zeta \cdot c_p \cdot (T_0 - T_z) \cdot U_z,$$

где c_p — удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении, ρ_v — плотность воздуха, ζ — коэффициент сопротивления, зависящий от

высоты, на которой измеряется скорость ветра, T_0 — температура на поверхности моря, T_z — температура на уровне z , U_z — скорость ветра (в $\text{м} \cdot \text{с}^{-1}$) на уровне z . В среднем за год поверхность океана теплее прилегающего воздуха и поэтому за счет турбулентного теплообмена океан теряет тепло. В летние месяцы потоки явного тепла везде малы, кроме районов, примыкающих к ледяным полям. Над холодными течениями в субтропических зонах они направлены из воздуха в воду. Интенсивность турбулентного теплообмена зависит от скорости ветра, волнения, изменения плотности воздуха по вертикали, разности температур воды и воздуха. Если на морскую поверхность приходит воздух, который значительно холоднее этой поверхности, следует ожидать сильного потока тепла, направленного из океана в атмосферу. Особенно значительная турбулентная теплоотдача наблюдается в районах теплых течений Кurocио и Гольфстрима, где в зимнее время происходит адвекция холодных воздушных масс из Азии и Северной Америки и образуются большие контрасты температуры между водой и воздухом. С приближением к восточным берегам океанов воздух постепенно прогревается, разность температуры между водой и воздухом уменьшается, турбулентный поток тепла в атмосферу ослабевает.

Турбулентный теплообмен, в отличие от радиационного баланса, не имеет выраженного зонального, но имеет хорошо выраженный сезонный ход. При испарении с поверхности океана расходуется тепло в количестве $L \cdot E$, где L — скрытая теплота испарения. Тепло идет на увеличение кинетической энергии молекул воды, переходящих в фазу пара, при конденсации пара в атмосфере это тепло затем передается воздуху.

Для оценки потоков скрытого тепла при испарении предложена полуэмпирическая формула (определение скорости испарения):

$$E = 0,134 (e_0 - e_z) \cdot U_z,$$

где E — скорость испарения ($\text{мм} \cdot \text{сут}^{-1}$); e_0 — абсолютная влажность воздуха у поверхности воды (гПа); e_z — абсолютная влажность воздуха на уровне z ; U_z — скорость ветра на уровне z .

В зимний период наблюдается увеличение затрат тепла на испарение, что связано с усилением роли теплых течений, и наоборот, летом, когда активны холодные течения, отмечается снижение затрат тепла на испарение. Основным фактором, способствующим увеличению потерь на испарение в холодный период, является приток тепла к поверхности океана, связанный с мощным горизонтальным переносом тепла морскими течениями. Максимальные значения потерь тепла на испарение наблюдаются зимой у западных границ Северной Атлантики и в северной части Тихого океана, где сильные зимние ветра выно-

сят холодный сухой континентальный воздух на теплые океанские течения. Годовые значения испарения, следовательно, и потери тепла убывают от экватора к полюсам, что обусловлено понижением температуры воды и воздуха, уменьшением влажности. Морские течения и атмосферная циркуляция нарушают широтный ход испарения.

Горизонтальный перенос тепла морскими течениями A (адвекция тепла) является трудноопределяемой составляющей теплового баланса океана. Для оценки пользуются замыканием уравнения теплового баланса для всей толщи воды океана:

$$R + LE + \Phi + A = 0.$$

При известных за год величинах R , LE и Φ из уравнения получают годовую адвекцию A . Мировой океан аккумулирует тепло в экваториальной области, откуда оно разносится в высокие широты, интенсивный перенос тепла осуществляется западными теплыми течениями Гольфстримом, Куро시오, Бразильским, Восточно-Австралийским. В южном полушарии из-за меньшей площади суши и более слабых теплых течений такой мощной адвекции тепла, как в северном полушарии, не происходит. Адвекция холода течениями проявляется только в областях холодных течений — Канарского, Бенгельского, Курило-Камчатского, Калифорнийского и Перуанского.

В процессе теплообмена через поверхность океана участвует тонкий слой воды, турбулентным перемешиванием тепло поверхностного слоя передается глубже лежащим слоям. Слой, в котором наблюдается годовой ход температуры, связанный с теплообменом через поверхность моря, называется деятельным слоем. В целом средние условия системы атмосфера–океан почти не меняются от года к году, поэтому при расчетах среднего годового теплового баланса можно пренебречь изменением теплосодержания в океане B и считать $B = 0$. Вековые изменения теплосодержания хотя и незначительные, но играют важную роль в механизме изменения климата.

Тепловой запас Мирового океана на три порядка превышает запас земной атмосферы, соотношение между ними составляет приблизительно 1600:1, что объясняется как большей массой и большей плотностью вод океана по сравнению с воздухом, так и значительно большей теплоемкостью воды. Относительно малый тепловой запас атмосферы обуславливает и меньшую способность сохранять неизменным свое состояние, следовательно, большую изменчивость во времени ее характеристик. Инерция в развитии процессов в водах океана в десятки раз больше, чем в воздухе. Таким образом, зная значения основных составляющих теплового баланса океанической поверхности, можно произвести расчет теплового баланса Мирового океана. Выявление

основных пространственно-временных связей составляющих теплового баланса необходимо для понимания физических процессов, происходящих в системе атмосфера–океан (перенос тепла к полюсам в атмосфере и океане, значение водяного пара в циркуляции атмосферы, образование ветровых систем и их влияние на океанические течения).

РАЗДЕЛ 3. ТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ СИСТЕМЫ АТМОСФЕРА–ОКЕАН И ЕГО ВОЗДЕЙСТВИЕ НА КЛИМАТ

Тема 1. Мониторинг и прогноз температуры океана, классификация аномалий

1.1. Распределение температуры в Мировом океане

Температура и соленость — важнейшие океанологические характеристики морской воды, их распределение во времени и пространстве определяет основные черты и динамику вод Мирового океана. Распределение температуры на поверхности Мирового океана зависит от прихода солнечного тепла в соответствии с его широтным поступлением, переносом (адвекцией) тепла и холода поверхностными течениями. Пределы изменений температуры на поверхности Мирового океана находятся от $-1,9^{\circ}\text{C}$ (температура замерзания морской воды с соленостью 35 ‰) до $+36^{\circ}\text{C}$. Приблизительно 1/5 поверхности океана занимают воды экваториально-тропического пояса с температурой $26,0\text{--}28,0^{\circ}\text{C}$, а около 1/10 — холодные антарктические воды с температурой воды ниже $+4^{\circ}\text{C}$. Самым теплым океаном является Тихий (средняя температура поверхностных вод $19,4^{\circ}\text{C}$), а холодным — Северный Ледовитый ($-0,8^{\circ}\text{C}$) (табл. 3).

Таблица 3

Температура и соленость на поверхности океанов

Океан	Температура, $^{\circ}\text{C}$	Соленость, ‰
Тихий	19,4	34,6
Атлантический	17,6	35,3
Индийский	17,9	34,7
Северный Ледовитый	-0,8	—
Мировой	17,8	34,9

Температура воды на поверхности Мирового океана (средняя) составляет $17,8^{\circ}\text{C}$ — это на $3,6^{\circ}\text{C}$ выше, чем средняя температура воздуха у поверхности Земли, а температура всей его толщи — $3,5^{\circ}\text{C}$. В северном полушарии средняя температура воды на поверхности океана примерно на 3°C выше, чем в южном. Воды с температурой ниже $+4^{\circ}\text{C}$ занимают почти 76 % объема вод океана. Только 8 % вод океана теплее 10°C , более половины холоднее $2,3^{\circ}\text{C}$. Таким образом, в целом все океаны холодные, вода в них прогревается только у самой поверхности, а с глубиной она становится все холоднее.

По особенностям температуры океан представляет собой холодную массу воды с тонким теплым слоем у поверхности. Полоса наиболее высоких температур (термический экватор) смещена к северу относительно географического экватора и находится между 5 и 10° с.ш., что связано с неравномерным распределением суши и воды на Земле, их различной теплоемкостью и теплопроводностью. Максимальные температуры в районе термического экватора достигают 27,0–27,5 °С, в Красном море и Персидском заливе наблюдается более высокая температура (36,0 °С). Самая низкая температура отмечается в замерзающих морях Мирового океана, в морях Амундсена, Карском, Лаптевых –1,8 °С, а в бассейне Фокса и Гудзоновом заливе до –1,9 °С.

Представим, что земной шар покрыт океаном (без течений), в этом случае распределение температуры по поверхности совпадает с распределением нагревания земного шара солнечными лучами. В таком случае температура воды зависела бы только от широты, т. е. изотермы совпадали бы с параллелями. В южном полушарии начиная с 40° ю. ш. и далее к югу вплоть до Антарктиды изотермы распределяются почти по параллелям. Здесь нет, если не считать южной оконечности Америки, больших массивов суши, а течения слабо искажают плавный ход изотерм. Влияние материков, преобладающих ветров и океанических течений резко нарушают характер распределения температуры на поверхности океанов. Отклонение изотерм от зонального расположения отмечается в районах постоянной адвекции теплых или холодных вод, а также в районах выхода на поверхность холодных глубинных вод (апвеллинга). Пассатные течения в западных частях океанов расходятся к северу и к югу, что обуславливает удаление изотерм от экватора. В восточных частях океанов (между 30° с.ш. и 30° ю.ш.) изотермы приближаются к экватору, что связано с влиянием холодных течений. В умеренных широтах Северной Атлантики под влиянием теплого Северо-Атлантического течения изотермы располагаются к меридианам под углом до 45°.

Выделяют четыре характерные особенности в распределении температуры поверхности океана: противоположность между западной и восточной частями Тихого, Индийского и Атлантического океанов в низких и средних широтах; противоположность между западной и восточной частями Тихого и Атлантического океанов в высоких широтах; различие между атлантическо-индийским и тихоокеанским секторами Антарктики; сравнительно высокие температуры в Северной Атлантике. Первая объясняется развитием в трех океанах субтропических антициклонических круговоротов, благодаря которым западные части этих океанов (в низких и средних широтах) являются более теплыми,

чем восточные. В восточных частях океанов в результате действия ветра происходит постоянный подъем холодных глубинных вод (апвеллинг). Вторая — развитием в Тихом и Атлантическом океанах субполярных циклонических круговоротов, благодаря которым восточные части океанов (в высоких широтах) являются более теплыми, чем западные; третья — несимметричным положением Антарктиды по отношению к Южному полюсу. В Атлантическом и Индийском океанах берега Антарктиды располагаются примерно на $65\text{--}66^\circ$ ю.ш., а в Тихом

— на 73° ю.ш., поэтому южная часть Тихого океана из-за большей акватории с высокой теплоемкостью воды является более теплой. Четвертая связана с переносом системой Гольфстрима громадного объема теплых вод в Северную Атлантику, при этом Южная Атлантика является более холодной, так как часть теплых вод Южного пассатного течения отклоняется восточным выступом Южной Америки в северное полушарие.

Течения формируют аномалии в распределении температуры воды (отклонения от среднего широтного значения температуры в сторону уменьшения или увеличения). Постоянные отрицательные аномалии температуры наблюдаются в районах постоянного апвеллинга и холодных течений у западных берегов Америки и Африки (Калифорнийский и Перуанский, Канарский и Бенгельский), где температура ниже средней широтной на $8\text{--}9^\circ\text{C}$. Положительные аномалии характерны для северо-восточных районов Атлантического и Тихого океанов (Фареро-Исландский и Аляскинский), где температура на $6\text{--}9^\circ\text{C}$ выше средней широтной. В некоторых районах океана имеют место эпизодические аномалии температуры, например, у тихоокеанского побережья Южной Америки (побережье Перу) при ослаблении юго-восточного пассата наблюдается аномальное продвижение теплых экваториальных вод (усиление течения Эль-Ниньо) далеко на юг (до 35° ю.ш.). Данное явление принадлежит к числу стихийных бедствий (прекращение подъема холодных глубинных вод приводит, например, к массовой гибели промысловых рыб), оказывает влияние на атмосферные процессы.

Океан, в противоположность атмосфере, нагревается сверху, температура в нем с глубиной обычно понижается, но из-за интенсивного волнового перемешивания верхний слой океана толщиной около $30\text{--}50$ м оказывается однородным. Под ним располагается сезонный термоклин, т.е. слой, в котором вертикальные градиенты температуры повышены по сравнению с градиентами выше- и нижележащих слоев. Часть термоклина с резким изменением температуры по вертикали называется слоем скачка температуры, ниже его в слое толщиной

1000–1500 м температура заметно понижается, слой имеет название — главный термоклин. Границы этих поверхностных слоев в океане в течение года по глубине их расположения изменяются, на больших глубинах температура понижается, достигая в придонных слоях океана 1–2 °С. Но в отдельных районах Мирового океана в придонных слоях может наблюдаться аномально высокая температура, обусловленная поступлением внутреннего тепла Земли, например, в центральной части Красного моря обнаружены две изолированные котловины глубиной более 2 км, у дна которых находится слой воды толщиной 200–300 м с температурой до 64,8 °С и соленостью более 300 ‰ (горячие рассолы). В океане выделяют пять часто встречающихся типов вертикального распределения температуры воды: 1 — полярный, 2 — субантарктический, 3 — субарктический атлантический, 4 — субарктический тихоокеанский, 5 — умеренный тропический (рис. 9). Сильно отличается полярный тип, в котором вертикальное распределение температуры связано с сезонным ослаблением тепла на поверхности океана в полярных областях и практически постоянным выхолаживанием поверхности, в результате чего возникает глубоко проникающая нисходящая конвекция.

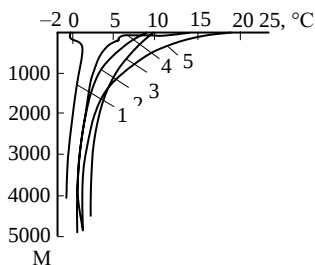


Рис. 9. Типы вертикального распределения температуры воды в Мировом океане:
1 — полярный, 2 — субантарктический, 3 — субарктический атлантический,
4 — субарктический тихоокеанский, 5 — умеренный тропический

Приведенные кривые вертикального распределения температуры являются результатом осреднения, годовые колебания температуры воды на поверхности океанов достигают больших величин. Годовая амплитуда определяется как разность средней месячной температуры воды в августе (средняя месячная температура максимальная) и в феврале (минимальная). Максимум годовой амплитуды отмечается на ° с.ш. и ° ю.ш., в северных частях Атлантического и Тихого океанов годовая амплитуда больше, чем в южных, что заметно в западных районах океанов. Преобладающие западные ветры выносят в

океан холодные воздушные массы, которые вызывают увеличение годовой амплитуды до 18 °С. В южных частях океанов отмечается более тесная связь между широтными изменениями годовой амплитуды температуры воды и суммами тепла по сравнению с северными, в которых на распределение температуры оказывают влияние континенты, циркуляция атмосферы и вод океана. В экваториальных областях так же, как и в полярных, годовая амплитуда температуры наименьшая — 2°С. Суточные колебания температуры воды на поверхности в открытом океане не велики (0,2–0,3 °С), но увеличиваются в тропической зоне океанов до 0,3–0,4 °С. Амплитуда суточных колебаний изменяется в течение года, уменьшаясь зимой и увеличиваясь летом; она зависит еще от облачности, волнения (с увеличением их суточные колебания уменьшаются). Глубина проникновения суточных колебаний определяется глубиной ветрового перемешивания и не превышает нескольких десятков метров. Одновременно амплитуда суточных колебаний с глубиной уменьшается, достигая на горизонте 50 м примерно 20 % амплитуды на поверхности, а время наступления максимума суточной температуры на этом горизонте смещается по отношению ко времени максимума на поверхности (14 ч) примерно на 5–6 ч.

Годовые колебания температуры распространяются на большие глубины, чем суточные; характер изменения температуры на различных глубинах зависит от годовых изменений количества солнечного тепла, турбулентной теплопроводности, вертикального движения вод, горизонтальных перемещений холодных и теплых течений в районах их соприкосновения. Поверхностный слой океана, находящийся во взаимодействии с атмосферой, в котором существует годовая изменчивость океанографических характеристик, называется деятельным слоем, его толщина не превышает 200 м.

Измерения температуры воды на буйковых станциях позволили выявить микромасштабные изменения температуры, определяемые часами и минутами, так называемую тонкую структуру океана. В некоторых морях в вертикальном распределении температуры воды обнаруживаются теплые и холодные промежуточные слои адвективного и конвективного происхождения, например, в Черном море на глубине 75 м наблюдается холодный промежуточный слой с температурой 8°С, который формируется в холодную половину года и существует примерно до середины лета. Слои скачка температуры на границах промежуточных слоев служат своеобразными тепловыми экранами, предохраняющими промежуточные слои от уничтожения; чем резче верхний слой скачка, тем медленнее происходит изменение промежуточного слоя.

1.2. Распределение солёности

На поверхности океана солёность определяется соотношением осадков и испарения (пресным балансом), речным стоком, переносом солей морскими течениями, образованием и таянием льда. На распределение солёности в поверхностном слое Мирового океана оказывают влияние процессы, как уменьшающие, так и увеличивающие солёность. Речной сток оказывает значительное местное влияние на солёность морей (особенно внутренних) и приустьевых участков океанов. Таяние льда влияет на солёность только в высоких широтах в определённое время года, поэтому основным процессом в формировании солёности поверхностного слоя является соотношение значений испарения и осадков, интенсивность которых в отдельных районах и в разные сезоны не одинакова и зависит от климатических условий. Средняя солёность на поверхности океанов без учёта ледовых районов и морей близка к 35‰, и эту величину часто принимают как среднюю солёность всего Мирового океана. Солёность поверхностных вод колеблется, если не считать полярных и приустьевых районов, в сравнительно небольшом диапазоне (32–38 ‰). Даже незначительные изменения общего содержания солей (солёности) оказывают большое влияние на процессы, протекающие в океане (перемешивание, градиентные течения, устойчивость слоев и др.). В морях пределы колебания солёности более широкие (до 42 ‰), что сказывается на их гидрологическом режиме.

Распределение солёности на поверхности океанов симметрично относительно экваториальной области пониженной солёности, она в экваториальных областях океанов объясняется значительным положительным пресным балансом. Здесь встречаются пассаты обоих полушарий, что приводит к восходящим движениям, образованию мощной кучевой, кучево-дождевой облачности, сильным ливням. Но, несмотря на высокую температуру, в условиях высокой влажности испаряется только 4 мм в сутки, поэтому солёность в экваториальной зоне Мирового океана понижена и составляет в среднем 34,4 ‰. Самая низкая в Тихом океане (34,1 ‰), выше в Индийском (34,6 ‰), ещё выше в Атлантическом океане (35,0 ‰). В Индийском океане из-за смещения штилевой зоны в южное полушарие минимум солёности смещён и отмечается между 10 и 15° ю. ш.

Характерной особенностью поля солёности являются тропические области максимальной солёности, совпадающие с областями отрицательного пресного баланса. Воды с наиболее высокой солёностью формируются в районах максимумов атмосферного давления и пассат-

ных ветров, где наиболее благоприятны условия для сильного испарения. Нисходящие движения в антициклонах препятствуют образованию облачности, прозрачная атмосфера способствует сильному прогреву воды, а устойчивые пассатные ветры выносят испарившуюся влагу. В результате в северной тропической области Атлантического океана летом испаряется слой до 8 мм в сутки, или до 3 м в год, что приводит к повышению солености на поверхности до 37,9 ‰. Таким образом, соленость большей части океана находится под непосредственным влиянием пресного баланса.

В полярных и умеренных областях пресный баланс также положительный, и соленость понижается с увеличением широты, но на поле солености сильно влияют течения. Система Гольфстрима и ее северные ветви выносят воды высокой солености в Норвежское море и Северный Ледовитый океан. Восточно-Гренландское и Лабрадорское течения, перенося воду, распресненную таянием льдов и осадками, понижают соленость в северо-западной части Атлантического океана. При встрече этих течений с Гольфстримом образуются большие горизонтальные градиенты солености — субарктический фронт.

Соленость поверхностных вод Северного Ледовитого океана понижена вследствие положительного пресного баланса, обусловленного стоком сибирских рек, и сильно зависит от образования и таяния морского льда. Летом между плавающими и тающими льдами в центральной части океана соленость снижается до 30 ‰ и менее, зимой при ледообразовании соленость повышается до 34 ‰. У Антарктиды преобладает зональный перенос вод, поэтому распределение солености имеет выраженный широтный характер с понижением значений к Антарктиде из-за таяния льдов и положительного пресного баланса.

Распределение солености на поверхности морей характеризуется разнообразием, обусловленным влиянием речного стока и климатическими условиями окружающих материков. Например, вблизи устьев рек соленость падает до нескольких промилле, а в условиях сильного осолонения (при испарении) соленость доходит до 42 ‰ (Красное море, Персидский залив). В Средиземном море высокая соленость (до 40 ‰) наблюдается в восточной части, а в сообщаемом с ним Черном море соленость поверхностного слоя только 17 ‰, в Азовском — 12 ‰ (из-за значительного речного стока в них). Большие контрасты солености наблюдаются в отдельных районах морей, например, в заливе Акаба (Красное море) соленость достигает 46,5 ‰ (абсолютный максимум на поверхности Мирового океана).

По вертикали распределение солености имеет сложный характер, значительные изменения солености происходят в поверхностном

слое океана до глубины 1500–2000 м, ниже изменения солёности составляют 35,8 ‰, в придонном слое — 34,7 ‰. В Мировом океане выделяют семь характерных типов распределения солёности с глубиной (рис. 10).

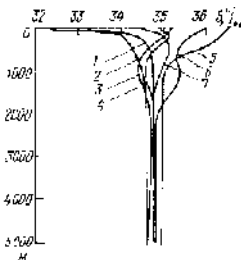


Рис. 10. Типы вертикального распределения солёности в Мировом океане:
1 — полярный, 2 — субполярный, 3 — умеренно-тропический, 4 — экваториально-тропический, 5 — североатлантический, 6 — присредиземноморский тип.
7 — индомалайский тип

Полярный тип, где изменение солёности с глубиной характеризуется сильным опреснением поверхностного слоя (50–100 м), увеличением солёности до глубины 300–500 м и малой изменчивостью ее с дальнейшим увеличением глубины. Субполярный тип отличается от полярного меньшим опреснением, но большей глубиной (1000–1500 м) погружения поверхностных вод. Умеренно-тропический тип встречается в тропических и субтропических широтах, где высокая солёность на поверхности океана связана с отрицательным пресным балансом, опресненная прослойка на глубине 800–1000 м создается водными массами полярного и субполярного происхождения. Экваториально-тропический тип характеризуется сложным изменением солёности по глубине. Поверхностный слой распреснен вследствие положительного пресного баланса, а на глубине 800–1000 м прослеживается распресненная прослойка, обусловленная водными массами полярного и субполярного происхождения, между ними на глубине 100–200 м располагается подповерхностный слой высокой солёности, образование которого связано с опусканием в низких широтах поверхностных вод высокой солёности и перемещением их глубинными течениями. Североатлантический тип характеризуется высокой солёностью на поверхности и отсутствием промежуточных опресненных вод. Присредиземноморский тип имеет прослойку высокосолёных вод, поступающих из Средиземного, Красного морей и Персидского залива, например, в Атлантическом океане высокосолёная прослойка располагается на глубине 1000 м, в Индийском — 500 м. При Индомалайском типе на

поверхности отмечается низкая соленость вследствие превышения осадков над испарением, а на глубине 200–500 м — соленая прослойка, обусловленная глубинными течениями.

В изменении солености по вертикали есть различия как между океанами, так и между отдельными частями. Слой в океане, в котором вертикальные градиенты солености повышены по сравнению с градиентами выше- или нижележащих слоев, называется галоклином. Резко выраженный постоянный слой скачка солености наблюдается в таких морях, как Черное и Балтийское, он обусловлен распреснением поверхностных вод речным стоком и поступлением в придонные слои более соленых вод из соседних бассейнов.

В высоких широтах Мирового океана наблюдается хорошо выраженный сезонный слой скачка солености, образование которого связано с периодом интенсивного таяния льда. Колебания солености в течение года (годовые амплитуды) в открытом океане незначительны, не превышают 0,2 ‰. Исключение составляют полярные области, где в летнее время наблюдается уменьшение солености вследствие таяния льдов, годовые амплитуды солености могут превышать 0,7 ‰. В прибрежных районах океанов, где отмечается интенсивный береговой сток, колебания солености могут составлять несколько промилле, суточные изменения солености достигают еще больших величин, особенно после выпадения интенсивных осадков и выноса пресных вод.

1.3. Термохалинный анализ вод океана, T, S -кривые

При смешении двух типов вод с различной температурой и соленостью, которые являются главными физическими характеристиками морской воды, результат смешения рассматривается в T, S -координатах (на T, S -диаграмме) в виде T, S -соотношений (рис. 11).

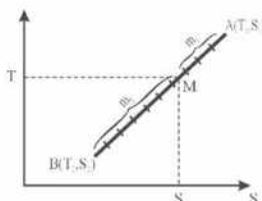


Рис. 11. T, S -соотношение, прямая смешения двух водных масс

Каждый тип однородной воды с парой характеристик температуры и солености на T, S -диаграмме изображается точкой. Построение натуральных соотношений вод Мирового океана (они называются

T,S -кривые) и их анализ составляет содержание термohалинного анализа (T,S -анализа) морских вод. Такой анализ позволяет выявить влияние процессов перемешивания на формирование основных водных масс Мирового океана.

T,S -кривую можно построить по данным океанологической станции о распределении с глубиной температуры и солёности, для этого на диаграмму наносятся T,S -точки по температуре и солёности, которые наблюдались на каждом из горизонтов. Подписывая у точек значения глубины соответствующих горизонтов и соединяя их плавной кривой, получим T,S -кривую океанологической станции.

Метод интерпретации океанологических наблюдений в виде T,S -кривых оказался эффективным средством океанографического анализа. Первые построения показали, что T,S -кривые многих океанологических станций, лежащих в одном и том же районе (большом по площади), сходны между собой. Это обстоятельство позволяет идентифицировать на T,S -диаграмме водные массы, обладающие определенным сочетанием температуры и солёности, и смеси этих водных масс.

T,S -кривая по параметру глубины z является самым важным типом T,S -соотношения вод океана. Для сравнения T,S,z -кривых между собой строят совокупности кривых (в одной и той же шкале). На T,S -диаграмме оконтуривается область, в которую ложатся все T,S -кривые того или иного района Мирового океана. Поля T,S -кривых для всех океанов изображены на обобщенной T,S -диаграмме (рис. 12).

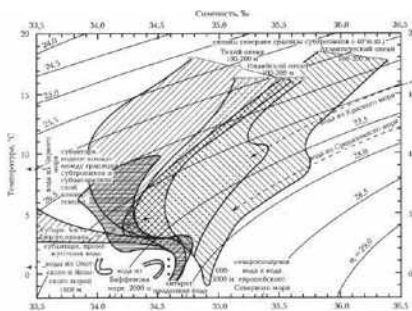


Рис. 12. Обобщенные T,S -соотношения водных масс Мирового океана

На схеме показана геометрическая интерпретация термohалинного поля океана. Образы водных масс должны подвергаться количественному анализу, в физической основе которого лежат представления о смешении между собой первоначальных двух, трех или четырех водных масс, однородных по температуре и солёности.

Кроме глубины z в качестве параметра на T,S -кривых могут выступать и другие величины, например, время t , расстояние по горизон-тали l , повторяемость n . Так, T,S,t -кривые характеризуют изменение температуры и солености в точке океана за счет периодических про-цессов или их изменение в процессе трансформации на определенном горизонте. T,S -соотношения по параметру n представляют основу для объемного статистического T,S -анализа.

Смешение двух, трех водных масс. Случаем смешения водных масс в реальных условиях Мирового океана является вертикальное перемешивание двух, трех, четырех наложенных друг на друга водных масс. Рассмотрим вопрос смешения двух и трех водных масс, важный для понимания аналитической теории T,S,z -кривых.

Проанализируем две однородные водные массы A и B , пусть температура и соленость водной массы A равны T_1 S_1 , водной массы B — T_2 S_2 . На T,S -диаграмме эти водные массы будут определяться T,S -точками. В океанологии T,S -точки, соответствующие однородным водным массам, называются термохалинными индексами. Разберем вопрос смешения этих двух водных масс, определения температуры, солености результирующей смеси. Полное смешение водных масс A и B изображается T,S -точкой M , лежащей на прямой AB , называемой пря-мой смешения. Температура и соленость смеси определяются форму-лами смешения

$$\bar{T} = \frac{m_1 T_1 + m_2 T_2}{m_1 + m_2},$$

$$\bar{S} = \frac{m_1 S_1 + m_2 S_2}{m_1 + m_2},$$

где m_1 и m_2 — пропорции водной массы A и водной массы B . Резуль-тирующая точка M лежит на прямой смешения на расстояниях от то-чек A и B , пропорциональных m_1 и m_2 . Точке M соответствует 36 % водной массы A и 64 % водной массы B , т.е. в этой точке определили процентное содержание каждой из двух смешивающихся водных масс (в случае полного смешения). В реальных условиях полного смешения между различными водными массами может не произойти из-за того, что кроме процесса смешения, стремящегося выровнять температуру и соленость, в океане происходят процессы, поддерживающие началь-ные температуру и соленость этих водных масс. К ним относятся про-цессы теплообмена с атмосферой, адвекция (перенос) первоначальных водных масс из других районов океана и иные, поэтому в стационар-ном случае водные массы находятся в состоянии непрерывного час-тичного смешения, а их T,S -характеристики в разных точках одной

вертикали определяются на прямой смешения. Прямая смешения в рассматриваемом случае смешения двух водных масс является T, S -прямой, т.е. частным случаем T, S -кривой.

Проанализируем случай смешения трех однородных водных масс A, B, C , имеющих температуру, соленость T_1S_1, T_2S_2, T_3S_3 . На T, S -диаграмме (рис. 13) отображены индексы трех водных масс, если они не лежат на одной прямой, то образуют треугольник смешения.

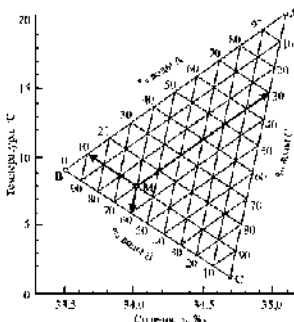


Рис. 13. Треугольник смешения, номограмма процентного соотношения трех водных масс

Продукт полного смешения трех водных масс будет иметь температуру и соленость, определяемые формулами смешения

$$\bar{T} = \frac{m_1 T_1 + m_2 T_2 + m_3 T_3}{m_1 + m_2 + m_3},$$

$$\bar{S} = \frac{m_1 S_1 + m_2 S_2 + m_3 S_3}{m_1 + m_2 + m_3},$$

где m_1, m_2 и m_3 — пропорции водной массы A , водной массы B и одной массы C , участвующих в смешении. Результат полного смешения трех водных масс будет изображаться T, S -точкой M , лежащей внутри треугольника смешения. Зная положение результирующей T, S -точки в пределах треугольника смешения, можно определить содержание каждой из водных масс в смеси. Для удобства графического определения процентного соотношения каждой из водных масс в смеси строится соответствующая процентная номограмма, например, точке M соответствует 10 % воды A , 60 % воды B и 30 % воды C .

Широко распространены в Мировом океане промежуточные водные массы, которые характеризуются экстремумом солености (средиземноморская промежуточная водная масса в Атлантическом океане, красноморская водная масса в Индийском океане) или экстремумом

мом температуры (атлантическая теплая прослойка в Северном Ледовитом океане). Поэтому при анализе перемешивания трех водных масс и выяснении их процентного содержания T,S -кривая, укладываемаяся в пределах треугольника смешения, экстремумом указывает на промежуточную водную массу, а ее концевые ветви будут принадлежат термохалинным индексам поверхностной и глубинной водным массам. Такой тип T,S -кривой, указывающий на смешение трех водных масс, характерен для океана и интересен для анализа водных масс.

Тема 2. Изменение термодинамических характеристик атмосферы и океана

При изучении атмосферных и океанических процессов приходится сталкиваться с различными видами преобразования энергии, например, с трансформацией лучистой энергии Солнца, за счет которой формируются все виды движения в газообразной и жидкой оболочке. Исследование закономерностей преобразования одного вида энергии в другой, связей энергии с состоянием вещества является предметом термодинамики.

Рассмотрим законы термодинамики, необходимые при изучении взаимодействия атмосферы и океана.

Термодинамика исследует состояние системы, т.е. некоторого определенного количества вещества, которое не может быть ни бесконечно большим, ни малым, состоящим, например, из нескольких молекул. Атмосфера и океан в целом отдельно, в ограниченных объемах удовлетворяют этим требованиям. Поэтому к ним применимы положения термодинамики, а сами объемы воздуха и воды или вся атмосфера и Мировой океан называются термодинамическими системами.

Совокупность свойств системы, таких как плотность, температура, давление, влажность, соленость и др., определяет состояние термодинамической системы, а изменение ее состояния, следовательно, и ее свойств называется процессом. Любые преобразования энергии, изменения количества вещества и его свойств как в целом для атмосферы и океана, так и для их ограниченных объемов, перенос вещества и др. являются процессами, происходящими в термодинамической системе. Обмен теплом, паром и количеством движения между атмосферой и океаном, океанические и воздушные течения, изменения агрегатного состояния воды могут служить примерами термодинамических процессов.

При рассмотрении свойств и состояния атмосферы и океана с точки зрения термогидродинамики отметим ряд общих черт. В первую

очередь, воздух и вода в данном случае рассматриваются как сплошные материальные системы с непрерывным распределением вещества и физических характеристик. При этом молекулярная структура вещества во внимание не принимается, а его макроскопические характеристики определяются осреднением по некоторому элементарному объему с характерным размером, много большим, чем длина свободного пробега молекулы в кубе. Поэтому под плотностью ρ температурой T , влажностью, соленостью и другими характеристиками вещества в какой-то точке пространства следует понимать соответствующие характеристики элементарного объема воды или воздуха, содержащего большое число молекул, с центром в указанной точке.

Следующим важным свойством воздуха и воды является сжимаемость, т.е. их плотность меняется в больших пределах, но между жидкостью и газом имеется различие в том, что расстояния между молекулами в воде много меньше, чем в воздухе. Это приводит к возникновению в воде значительных сил сцепления, выраженных на поверхности вода — воздух. Данные силы названы поверхностными, под их действием вода так сильно сжата, что другие силы вызывают незначительное по сравнению с воздухом изменение объема воды. Зависимость плотности воздуха и воды от определяющих факторов выражается уравнением состояния. И воздух, и морская вода представляют собой смеси со сравнительно малым количеством примесей S . Поэтому во многих случаях к ним применимы закономерности, справедливые для химически чистых веществ.

В общем виде уравнение состояния через удельный объем v может быть представлено выражением $v = v(T, P, S)$. Отсюда полный дифференциал функции состояния системы представляется в виде функции трех переменных:

$$dv = \left(\frac{\partial v}{\partial T} \right)_{PS} dT + \left(\frac{\partial v}{\partial P} \right)_{TS} dP + \left(\frac{\partial v}{\partial S} \right)_{TP} dS. \quad (1.1)$$

Если все члены выражения поделить на удельный объем v , то коэффициентами при дифференциалах температуры, давления и примеси будут:

– коэффициент термического расширения:

$$k_T = \frac{1}{v} \left(\frac{\partial v}{\partial T} \right)_{PS}, \quad (1.2)$$

– коэффициент плотностной сжимаемости:

$$k_P = - \frac{1}{v} \left(\frac{\partial v}{\partial P} \right)_{TS}, \quad (1.3)$$

– коэффициент объемной деформации за счет примеси:

$$k_s = -\frac{1}{v} \left(\frac{\partial v}{\partial S} \right)_{TP} . \quad (1.4)$$

Через перечисленные параметры уравнение состояния воздуха и воды выражается в дифференциальном виде:

$$\frac{dv}{v} = k_T dT - k_P dP - k_S dS . \quad (1.5)$$

Так как плотность ρ обратно пропорциональна удельному объему v , можно вывести аналогичную формулу для изменения плотности:

Эта запись дифференциального уравнения состояния для практического применения не удобна из-за изменчивости коэффициентов уравнения. Чаще пользуются упрощенным выражением уравнения состояния системы, в котором воздух считается смесью идеальных газов (молекулы не имеют объема, не взаимодействуют между собой) и газовый состав сухого воздуха неизменен, средняя относительная масса (m_c) равна 28,9. Сильно меняется в воздухе только плотность водяного пара ρ , относительная молекулярная масса которого $m_n = 18,0$. Уравнение состояния для смеси идеальных газов плотностью ρ_1 , состоящей из сухого воздуха и водяного пара, имеет вид

$$P = R_{yn} T \left(\frac{\rho_c}{m_c} + \frac{\rho_n}{m_n} \right) = T (R \rho_c - R \rho_n) , \quad (1.6)$$

где R_{yn} — универсальная газовая постоянная; $R = R_{yn}/m_c$ — газовая постоянная сухого воздуха; $R_n = R_{yn}/m_n$ — газовая постоянная водяного пара. В формуле (1.6) чаще используется плотность влажного воздуха и удельная влажность $S_1 \equiv q = \rho/\rho_1$, в этом случае выражение по форме совпадает с уравнением состояния идеального газа

$$P = R \rho_1 T \left[1 + q \left(\frac{R_n}{R} - 1 \right) \right] = R \rho_1 T_v , \quad (1.7)$$

выражение $T \left[1 + q \left(\frac{R_n}{R} - 1 \right) \right]$ называется виртуальной температурой T_v .

В воде свободное пространство между молекулами много меньше, а силы притяжения молекул воды больше, чем в воздухе, поэтому уравнение состояния идеального газа здесь не применимо. Аналогия с воздухом сводится к тому, что уравнение состояния пресной воды определяется теми же характеристиками, т.е. давлением, температурой и плотностью. Роль солей в морской воде можно качественно представить влагой в воздухе, в этом случае соленость S рассматрива-

ется как параметр состояния. Эмпирическое соотношение между характеристиками приведено в океанографических таблицах, но на практике оно заменяется более упрощенным, например, уравнением состояния морской воды:

$$\frac{\rho_2(T, S, P)}{\rho_0} = 1 + 10^{-5} (\varepsilon_1 T - \varepsilon_2 T^2 - \varepsilon_3 S T + \varepsilon_4 S + \varepsilon_5 P), \quad (1.8)$$

где $\varepsilon_1 = 6,89 \text{ } ^\circ\text{C}$; $\varepsilon_2 = 0,918 \text{ } ^\circ\text{C}^2$; $\varepsilon_3 = 0,39 \text{ } ^\circ\text{C}^2 (\text{‰})^{-1}$; $\varepsilon_4 = 82 (\text{‰})^{-1}$; $\varepsilon_5 = 5 \cdot 10^{-5} \text{ Па}^{-1}$.

В термодинамике различают два вида энергии — внутреннюю и внешнюю. Первая складывается из энергии поступательного и вращательного движения молекул, их взаимодействия, внутриатомной и внутриядерной энергии. Вторым видом — энергия движения всей системы как единого целого, энергия положения системы в поле сил при условии неизменности внутренней энергии (в противном — часть энергии перейдет во внутреннюю). Любой вид энергии B является однозначной функцией состояния системы и не зависит от пути, по которому совершается переход от одного состояния к другому. Единственно возможными термодинамическими формами передачи энергии от одной системы к другой является теплота Q и работа U . Изменение энергии в результате этих процессов составляет суть первого начала термодинамики и выражается формулой

$$dB = dQ - dU. \quad (1.9)$$

Изменения энергии как в виде тепла, так и через работу зависят от пути процесса, т.к. при этом различным будет вклад, например, трения. Но в энергетике большинства метеорологических и океанологических процессов его роль незначительна и поэтому члены правой части формулы (1.10) можно рассматривать как дифференциалы. Важным термодинамическим параметром является энтропия — η , характеризующая макроскопическое состояние системы в зависимости от ее микроструктуры. Она максимальна при равномерном распределении всех параметров состояния в системе. Чем неравномернее они распределены, тем меньше значение энтропии системы. Связь между энергией, энтропией и параметрами состояния системы (температура, давление, количество примесей) определяется основным уравнением термодинамики

$$dB = Td\eta - PdV + \mu dS. \quad (1.10)$$

Если в качестве термодинамической системы рассматривается воздух, то S обозначает относительную долю влаги в объеме, а при рассмотрении морской воды S — соленость. Параметр представляет собой разность между химическими потенциалами всех примесей и основным веществом системы. Уравнение термодинамики (1.11) описывает связь

между рядом параметров термодинамической системы, будь ею воздух или вода. Такие параметры, как энергия, энтальпия, энтропия, вычисляются через температуру и теплоемкость. Если в качестве независимых переменных в уравнении использовать измеряемые температуру, удельный объем и количество примесей, удельную влажность или соленость и полный дифференциал внутренней энергии представить через частные производные по этим трем элементам, то получается выражение

$$\left(\frac{\partial B}{\partial T}\right)_{vS} dT + \left(\frac{\partial B}{\partial v}\right)_{TS} dv + \left(\frac{\partial B}{\partial S}\right)_{Tv} dS = Td\eta + \mu dS - Pdv. \quad (1.11)$$

Когда не изменяются объем и количество примесей системы, это уравнение упрощается. При перечисленных ограничениях частный дифференциал совпадает с полным, а значение полученных выражений зависит от физических свойств вещества и носит название теплоемкости при постоянных объеме и количестве примесей:

$$c_{vS} = \left(\frac{\partial B}{\partial T}\right)_{vS} = T \left(\frac{\partial \eta}{\partial T}\right)_{vS}. \quad (1.12)$$

Оно является общим для воздуха и воды. Процесс может протекать не при постоянном объеме системы, а при неизменном давлении. В этом случае используется теплоемкость при постоянном давлении или изобарическая теплоемкость, которая аналогично находится из уравнения (1.12):

$$c_{PS} = c_{vS} + \left[\left(\frac{\partial B}{\partial v}\right)_{TS} + P \right] \left(\frac{\partial v}{\partial T}\right)_{PS}. \quad (1.13)$$

Последний член этой формулы характеризует количество тепла, которое пошло на совершение работы $P = dv/dT$ и на изменение внутренней энергии, связанной с изменением объема.

Более простое выражение изобарической теплоемкости получается при использовании энтальпии $\chi = B + Pv$. При этом в основном уравнении термодинамики делается переход от энергии к энтальпии и производятся такие же операции, как и при получении изохорной теплоемкости. В результате получается выражение теплоемкости при постоянном давлении или изобарической теплоемкости:

$$c_{PS} = \left(\frac{d\chi}{dT}\right)_{PS} = T \left(\frac{d\eta}{dT}\right)_{PS}. \quad (1.14)$$

Теплоемкость при постоянном давлении не бывает меньше, чем изохорная теплоемкость, явно из общей формулы (1.13) это не следует, но после преобразований уравнение становится более простым:

$$c_{PS} - c_{vS} = \frac{Tk_T^2 v}{k_p}. \quad (1.15)$$

Правая часть всегда положительна, следовательно, $c_{PS} \geq c_{VS}$. Если полагать воздух идеальным газом, то из уравнения состояния легко находятся коэффициенты k_T и k_P , тогда

$$c_P - c_V = R. \quad (1.16)$$

Разность теплоемкостей воды значительно меньше, чем воздуха, и зависит от температуры. Поскольку при температуре наибольшей плотности $k_T = 0$, то $c_{PS} = c_{VS}$. В остальных случаях как при $k_T > 0$, так и при $k_T < 0$ теплоемкость воды при постоянном давлении больше теплоемкости при постоянном объеме.

РАЗДЕЛ 4. МЕЛКОМАСШТАБНОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА

Тема 1. Дифференциальные уравнения для вертикальных профилей v , t , f в приводном слое атмосферы

1.1. Приводный слой атмосферы

Приводным называется слой атмосферы, в пределах которого вертикальные потоки импульса, тепла и влаги остаются постоянными по высоте. Рассмотрим усредненное уравнение движения для горизонтального вектора скорости v . При статистически однородном в горизонтальном направлении поле скорости оно имеет вид

$$\frac{dv}{dt} = 2\Omega^k \times v - \nabla p / \rho + \partial(\tau / \rho) / \partial z, \quad (1)$$

где p — атмосферное давление; τ — горизонтальный вектор касательного напряжения ветра; ρ плотность воздуха; $\frac{d}{dt}$ и ∇ — операторы

индивидуальной производной и горизонтального градиента; ось z ориентирована вертикально вверх. В уравнении (1) главными являются первые два члена в правой части, характеризующие соответственно эффект силы Кориолиса и горизонтального градиента давления. Поскольку они уравнивают друг друга, то, принимая fU_0 (U_0 — характерный масштаб скорости ветра, f — параметр Кориолиса) в качестве верхней оценки третьего члена в правой части (1) и предполагая, что изменение вектора $\frac{\tau}{\rho}$ в вертикальном направлении составляет

$0,2 \frac{|\tau|}{\rho}$, получаем для толщины h_1 слоя приближенного постоянства

вертикального потока импульса неравенство $h_1 > 0,2 \frac{|\tau|}{\rho} (fU_0)^{-1}$, откуда

при $\frac{|\tau|}{\rho} = 0,1 \text{ м}^2/\text{с}^2$, $U_0 = 10 \text{ м/с}$, $f = 10^{-4} \text{ (1/с)}$ следует оценка $h_1 > 20 \text{ м}$.

Оценку толщины h_2 слоя приближенного постоянства вертикального потока тепла H можно получить из усредненного уравнения переноса тепла, которое при отсутствии фазовых переходов влаги, радиационных источников и стоков тепла записывается в виде

$$\frac{T}{\theta} \frac{d\theta}{dt} = - \frac{\partial}{\partial z} \frac{H}{\rho c_p}, \quad (2)$$

где θ — потенциальная температура; T — абсолютная температура; c_p — теплоемкость воздуха при постоянном давлении. Если левая часть равенства (2) имеет порядок $0,1 \cdot 10^{-3} \text{ } ^\circ\text{C}/\text{с}$, а характерное значение $\frac{H}{\rho c_p} = 2,0 \cdot 10^{-2} \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{м}/\text{с}$, то для толщины слоя, в пределах которого от-

носительное изменение вертикального потока тепла H не превышает 20 %, справедлива оценка $h_2 > 40 \text{ м}$.

Если изменение массовой доли влаги во времени имеет порядок $1,5 \cdot 10^{-7} \text{ } ^\circ/\text{с}$, а вертикальный поток E водяного пара — $0,5 \cdot 10^1 \text{ г}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$, то на основании усредненного уравнения переноса массовой доли влаги

$$\frac{dq}{dt} = - \frac{\partial(E/\rho)}{\partial z}, \quad (3)$$

записанного в предположении об отсутствии фазовых переходов, толщина h_3 слоя, в котором вертикальный поток водяного пара изменяется не более чем на 20 %, составляет $h_3 > 50 \text{ м}$. Таким образом, условия приближенного постоянства с высотой вертикальных потоков импульса, тепла и влаги выполняются одновременно, если толщина h приводного слоя атмосферы определяется как $h = \min(h_1, h_2, h_3)$.

Рассчитаем характерное время t_a установления квазистационарного режима приводного слоя атмосферы. На основании уравнения

движения (1) оно равно $t_a \approx \frac{U_0 h}{0,2 \frac{\tau}{\rho}}$, откуда после подстановки типич-

ных значений U_0 , h и $\frac{|\tau|}{\rho}$ получаем $\tau_0 \approx 2 \text{ ч}$. Такой же порядок имеет и

характерное время развития ветрового волнения. По данным измерений предельная средняя квадратическая высота ветровых волн достигается при разгоне X (расстояние, отсчитываемое в направлении распространения волн), равном $X \approx 10^4 \frac{u_a^2}{g}$, где u_a — средняя скорость

ветра на стандартном уровне измерений в приводном слое атмосферы, g — ускорение свободного падения. Принимая в качестве грубой оценки $X \approx 10^4 c_0 t_w$, где c_0 — фазовая скорость, отвечающая частоте

максимума в спектре ветрового волнения, находим $t_w \approx \frac{10^4 u_a^2}{g c_0}$. Далее,

если предположить, что весь импульс ветра $M \approx \rho u_a h$ в приводном слое атмосферы расходуется только на развитие волн, а для импульса волн M_w справедлива оценка $M_w \approx \frac{\rho_w g a^2}{c_0}$ (здесь a — характерная

высота волн, ρ_w, ρ — плотность воды и воздуха), то $c_0 \approx \frac{\rho_w g a^2}{\rho u_a h}$.

Подстановка этого выражения в t_w дает $t_w \approx 10^4 \frac{\rho_w u_a^3 h}{\rho a^2 a^2}$, откуда при $\frac{\rho}{\rho_w} \approx 10^{-3}$, $u_a \approx 10$ м/с, $h \approx 100$ м, $a \approx 1$ м, $g \approx 10$ м/с² следует $t_w \approx 3$ ч.

Таким образом, статистические характеристики квазистационарного приводного слоя атмосферы должны зависеть не только от высоты и других определяющих его параметров, но и от стадии развития ветрового волнения.

1.2. Вертикальное распределение скорости над неподвижной шероховатой поверхностью

Проанализируем вертикальное распределение средней скорости над неподвижной шероховатой поверхностью, средняя высота h_0 неровностей которой не маленькая по сравнению с масштабом толщины вязкого подслоя. Поскольку элементы шероховатости оказывают существенное влияние на распределение средней скорости вблизи под-

стилающей поверхности, то уравнение $u = u_* f_u \frac{zu_*}{v}$ заменяется более общим выражением

$$u = u_* f_u \left(\frac{zu_*}{v}, \frac{h_0 u_*}{v}, \dots \right), \quad (1)$$

многоточие означает, что в выражении (1) опущены безразмерные параметры, характеризующие форму элементов шероховатости и их взаимное расположение.

Проанализируем случаи малых и больших значений z . При малых z , соизмеримых с h_0 , вышесказанное относительно зависимости средней скорости от определяющих ее параметров остается. В этом случае использование размерности для установления общих закономерностей вертикального распределения средней скорости становится неперспективным. В другом предельном случае, когда расстояние z от подстилающей поверхности много больше средней высоты h_0 элементов шероховатости и масштаба толщины $\frac{v}{u_*}$ вязкого подслоя, т.е.

$z \gg h_0 > \frac{v}{u_*}$, локальные свойства подстилающей поверхности уже не

оказывают ощутимого влияния на вертикальное распределение средней скорости, число определяющих параметров сокращается и для u имеет место формула

$$u \approx Au_* \lg z + A_1 \text{ при } z \gg h_0, \quad (2)$$

в которой, однако, постоянная A_1 , задаваемая условием непрерывности скорости на нижней границе области определения решения (2), зависит от размеров, формы и взаимного расположения элементов шероховатости, контролирующих вертикальную структуру потока в пристеночном слое, и от вязкости. Представим постоянную A_1 в виде

$$A_1 = u_* \times \left[A \ln \left(\frac{u_*}{v} \right) + B \right] \text{ или } A_1 = u_* \left[A \ln \left(\frac{u_* h_0}{v} \right) - A \times \ln h_0 + B \right] \text{ и затем}$$

подставим ее в уравнение (2), в результате выражение переписывается следующим образом:

$$u = u_* \left[A \ln \left(\frac{z}{h_0} \right) + B' \right], \quad (3)$$

где $B' = u_* \left[A \ln \left(\frac{u_* h_0}{v} \right) + B \right]$ — новая числовая константа, являющаяся

функцией от числа Рейнольдса поверхности $Re_0 = \frac{u_* h_0}{v}$, а также от формы и взаимного расположения элементов шероховатости. Учтем, что $A = 1/\chi$, и введем определение параметра шероховатости $z_0 = h_0 \exp(-\chi B')$. Подстановка этого выражения в (3) дает

$$u = \frac{u_*}{\chi} \lg \frac{z}{z_0}, \quad (4)$$

откуда следует, что параметр шероховатости представляет собой уровень, на котором средняя скорость обращалась бы в нуль, если бы логарифмический закон для профиля средней скорости выполнялся вплоть до этого уровня (в действительности он выполняется при $z \gg z_0$). Для подстилающей поверхности, покрытой однородными элементами шероховатости, параметр шероховатости z_0 должен зависеть только от числа Рейнольдса поверхности Re_0 , так что $z_0 = h_0 f(Re_0)$, где $f(Re_0)$ — безразмерная универсальная функция.

Найдем значения функции при малых и больших значениях Re_0 .

Пусть $Re_0 \ll 1$ (элементы шероховатости полностью погружены в вязкий подслой, влияние подстилающей поверхности на обтекающий ее поток осуществляется с помощью сил молекулярной вязкости). Тогда высоту h_0 элементов шероховатости можно исключить из числа определяющих параметров. Следовательно, $f(Re_0) \approx Re_0^{-1}$ и выражение для параметра шероховатости будет иметь вид

$$z_0 = \frac{m_0 \nu}{u_*}, \quad (5)$$

где m_0 — числовой множитель.

В данном случае ни параметр шероховатости, ни профиль средней скорости не зависят от высоты элементов шероховатости. Соответствующая этому случаю подстилающая поверхность может рассматриваться как гидродинамически гладкая.

Напротив, при $Re_0 \gg 1$ (элементы шероховатости выступают за пределы вязкого подслоя, влияние подстилающей поверхности на обтекающий ее поток осуществляется посредством сил нормального давления на элементы шероховатости) из числа определяющих параметров должна выпасть кинематическая вязкость. Это возможно, если функция $f(Re_0)$ стремится к некоторому постоянному значению. Обозначая его через m_1 , получаем

$$z_0 = m_1 h_0. \quad (6)$$

Отвечающая этому случаю поверхность называется гидродинамически шероховатой. Формулы (5), (6) лежат в основе существующей гидродинамической классификации подстилающих поверхностей по числу Рейнольдса поверхности.

Тема 2. Влияние стратификации и фазовых переходов на турбулентный режим приводного слоя атмосферы

2.1. Роль стратификации, теория подобия Монина–Обухова

Для анализа роли стратификации обратимся к теории подобия для температурно-стратифицированной среды, разработанной А.С. Мониним и А.М. Обуховым. Вертикальная структура температурно-стратифицированного приземного (приводного) слоя атмосферы определяется касательным напряжением ветра τ потоком тепла H , плотностью ρ , молекулярной вязкостью и температуропроводностью χ , теплоемкостью c_p воздуха, параметром плавучести $\beta = \frac{g}{T_0} z$, а также

параметром, характеризующим геометрические свойства подстилающей поверхности. Основой для построения теории подобия служит следующая гипотеза: в области развитой турбулентности на всех участках спектра, кроме интервала диссипации, турбулентный режим не зависит от молекулярных констант, а на высотах, значительно превосходящих средний размер неровностей подстилающей поверхности, свойства поверхности непосредственно не сказываются на изменении по вертикали статистических характеристик гидродинамических полей. Количество определяющих параметров можно сократить на два, если учесть, что средняя скорость и температура не содержат размерности массы, и потому ρ и c_p должны входить только в комбинации $\frac{\tau}{\rho}$ и $\frac{H}{\rho c_p}$. Таким образом, распределение с высотой средней

скорости и температуры должно определяться значениями параметров $\frac{\tau}{\rho}$, β , $\frac{H}{\rho c_p}$, из которых единственным образом (с точностью до числового множителя) составляется комбинация

$$L = \frac{u_*^3}{\chi \beta \left[-\frac{H}{\rho c_p} \right]},$$

называемая масштабом длины Монина–Обухова. Согласно изложенному принципу подобия безразмерные вертикальные градиенты сред-

ней скорости u и потенциальной температуры θ должны быть универсальными функциями безразмерного отношения $\frac{z}{L}$, т. е.

$$\begin{aligned}\frac{\partial u}{\partial z} &= \frac{u_*}{\chi z} \Phi_u \left(\frac{z}{L} \right), \\ \frac{\partial \theta}{\partial z} &= \frac{T_*}{z} \Phi_\theta \left(\frac{z}{L} \right),\end{aligned}\quad (1)$$

где $u_* = \left(\frac{\tau}{\rho} \right)^{\frac{1}{2}}$, $T_* = -\frac{H}{\rho c_p} / \chi u_*$ — скорость трения и масштаб температуры; $\Phi_u \left(\frac{z}{L} \right)$, $\Phi_\theta \left(\frac{z}{L} \right)$ — универсальные функции аргумента $\frac{z}{L}$. Он представляет собой критерий гидростатической устойчивости: при $\frac{z}{L} < 0$ стратификация является неустойчивой, при $\frac{z}{L} > 0$ — устойчивой и при $\frac{z}{L} = 0$ — нейтральной. Увеличение масштаба длины L в $\frac{z}{L}$ эквивалентно уменьшению высоты z и наоборот. Следовательно, на достаточно малых высотах влияние стратификации не сказывается. Интегрируя (1), приходим к выражениям

$$\begin{aligned}u &= \frac{u_*}{\chi} \left[\ln \frac{z}{z_0} - \varphi_u \left(\frac{z}{L} \right) \right], \\ \theta - \theta_0 &= T_* \left[\ln \frac{z}{z_0} - \varphi_\theta \left(\frac{z}{L} \right) \right],\end{aligned}\quad (2)$$

где $\varphi_{u,\theta} = \int_0^{\frac{z}{L}} \frac{1 - \Phi_{u,\theta}(\xi)}{\xi} d\xi$ и считается, что $\frac{z}{z_0} \ll 1$, $\Phi_{u,\theta}(0)=1$.

Проанализируем некоторые режимы стратификации — нейтральную, близкую к нейтральной, неустойчивую и сильно устойчивую.

Нейтральная стратификация. В этом случае $\left(\frac{z}{L} \rightarrow 0 \right)$ архимедова сила не участвует в формировании вертикального распределения средней скорости и потенциальной температуры и из числа определяющих параметров выпадает параметр плавучести β . Из оставшихся пара-

метров u_* , $\frac{H}{\rho c_p}$, z невозможно составить безразмерную комбинацию.

Применительно к уравнениям (1) это означает, что при $\frac{z}{L} \rightarrow 0$ функции

$\Phi_u\left(\frac{z}{L}\right)$ и $\Phi_\theta\left(\frac{z}{L}\right)$ асимптотически стремятся к единице. Тогда

$$\begin{aligned}\frac{\partial u}{\partial z} &= \frac{u_*}{\chi z}, \\ \frac{\partial \theta}{\partial z} &= \frac{T_*}{z},\end{aligned}\quad (3)$$

откуда после интегрирования получаем обычные формулы теории логарифмического пограничного слоя:

$$\begin{aligned}u &= \frac{u_*}{z} \ln \frac{z}{z_0}, \\ \theta - \theta_0 &= T_* \ln \frac{z}{z_0}.\end{aligned}\quad (4)$$

Стратификация, близкая к нейтральной (небольшие значения $\frac{z}{L}$). Представим функции $\Phi_u\left(\frac{z}{L}\right)$, $\Phi_\theta\left(\frac{z}{L}\right)$ в виде степенных рядов

в окрестности точки $\frac{z}{L} = 0$ и ограничимся первыми двумя членами разложения. В результате получим

$$\varphi_{u,\theta}\left(\frac{z}{L}\right) = 1 + \frac{\beta_{u,\theta} z}{L}.\quad (5)$$

Подстановка уравнения (5) в уравнения (1), последующее интегрирование дают так называемый логлинейный закон для профилей средней скорости и потенциальной температуры:

$$\begin{aligned}u &= \frac{u_*}{\chi} \left(\ln \frac{z}{z_0} + \beta_u \frac{z}{L} \right), \\ \theta - \theta_0 &= T_* \left(\ln \frac{z}{z_0} + \beta_\theta \frac{z}{L} \right),\end{aligned}\quad (6)$$

где принято $\frac{z}{z_0} \ll 1$. Безразмерные константы в уравнениях (5–6) β_u ,

β_θ обязаны быть положительными, т.к. усиление неустойчивости

должно сопровождаться интенсификацией турбулентного обмена, что в свою очередь приводит к уменьшению вертикальных градиентов средней скорости и потенциальной температуры. Следовательно, поправки к логарифмическим членам в правых частях выражений (6) должны быть отрицательными при неустойчивой стратификации ($\frac{z}{L} < 0$) и положительными при устойчивой стратификации ($\frac{z}{L} > 0$).

Это возможно, если $\beta_u, \beta_\theta \gg 0$.

Сильно неустойчивая стратификация (большие отрицательные значения $\frac{z}{L}$). Воспользуемся тем, что условие $\frac{z}{L} \rightarrow -\infty$ соответ-

ствует или неограниченному росту $-\frac{H}{\rho c_p}$ при фиксированном u_* или

убыванию u_* при фиксированном $-\frac{H}{\rho c_p}$. В этом случае скорость тре-

ния должна выпадать из числа параметров, определяющих вертикаль-

ную структуру поля температуры, но не поля скорости. Это условие

выполняется, если функция $\Phi_\theta\left(\frac{z}{L}\right)$ в (1) при $\frac{z}{L} \rightarrow -\infty$ асимптотически

стремится к $\left(\frac{z}{L}\right)^{-\frac{1}{3}}$. Если допустить, что при $\frac{z}{L} \rightarrow -\infty$ отношение $\Phi_u\left(\frac{z}{L}\right)/\Phi_\theta\left(\frac{z}{L}\right)$ стремится к некоторому конечному пределу, то на основании (1) получаем

$$\begin{aligned} u &= \frac{a_u}{\chi} L^{\frac{1}{3}} \left(z^{-\frac{1}{3}} - z^{-\frac{1}{3}} \right), \\ \theta - \theta_0 &= a_\theta T_* L^{\frac{1}{3}} \left(z^{-\frac{1}{3}} - z^{-\frac{1}{3}} \right), \end{aligned} \quad (7)$$

где a, a_0 — безразмерные константы.

Сильно устойчивая стратификация (большие положительные значения $\frac{z}{L}$). Воспользуемся тем, что большие положительные значе-

ния $\frac{z}{L}$ эквивалентны большим z при фиксированном положительном

L , или фиксированному z при малых положительных L . Малым положительным L отвечают большие положительные $-\frac{H}{\rho c_p}$ (резкая инверсия температуры), а в таких условиях крупные турбулентные возмущения вырождаются из-за расхода энергии на работу против архимедовых сил. Это приводит к ослаблению обмена между слоями, в результате чего турбулентность приобретает локальный характер. Но тогда характеристики турбулентного обмена и связанные с ними вертикальные градиенты средней скорости и потенциальной температуры должны перестать зависеть от вертикальной координаты z . Последнее условие равносильно $\Phi_u\left(\frac{z}{L}\right) \rightarrow \frac{z}{L}$, $\Phi_\theta\left(\frac{z}{L}\right) \rightarrow \frac{z}{L}$ при $\frac{z}{L} \rightarrow 0$.

В этом случае из уравнений (1) следует

$$u = \frac{a'_u}{\chi} \frac{u}{L} z, \\ \theta - \theta_0 = a'_\theta \frac{T}{L} z, \quad (8)$$

где (как и раньше) $\frac{z}{z_0} \ll 1$.

В общем случае для оценки средней скорости и потенциальной температуры по формулам (2) необходимо знать универсальные функции $\varphi_u\left(\frac{z}{L}\right)$, $\varphi_\theta\left(\frac{z}{L}\right)$. Первые сведения о них были получены А.С. Мониним и А.М. Обуковым по данным измерений средней скорости ветра и температуры в нижнем слое атмосферы над сушей. Результаты обработки подтвердили наличие асимптотических свойств функции $\Phi_u\left(\frac{z}{L}\right)$, предсказываемых теорией подобия. В последующем выяснилось, что эти результаты неплохо согласуются с определениями функции $\Phi_u\left(\frac{z}{L}\right)$ по данным пульсационных измерений турбулентных потоков в атмосфере.

Полученные выводы, относящиеся к температурно-стратифицированной среде, обобщаются на случай учета стратификации влажности. Такой учет сводится к замене выражения для масштаба длины Монина–Обухова на

$$L = \frac{u_*^2}{\chi^2 (\beta T^* + 0,61 g q_*)} , \quad (9)$$

где $\frac{E}{\rho}$, χu_* — масштаб массовой доли влаги; g — ускорение свободного падения; и добавлению к уравнениям (2) аналогичной формулы для профиля массовой доли влаги

$$q - q_0 = q_* \left(\ln \frac{z}{z_0} + \varphi_q \frac{z}{L} \right), \quad (10)$$

где $\varphi_q \frac{z}{L}$ — универсальная функция, обладающая теми же свойствами, что и $\varphi_\theta \frac{z}{L}$.

Располагая сведениями об универсальных функциях Φ_u , Φ_θ , Φ_q , можно получить выражения, устанавливающие связь между коэффициентами сопротивления, теплообмена и испарения, с одной стороны, и параметром $\frac{z}{L}$, характеризующим стратификацию атмосферы, с другой. Выражения имеют вид

$$C_u = \frac{\chi^2}{\left[\ln \frac{z}{z_0} - \varphi_u \left(\frac{z}{L} \right) \right]^2},$$

$$C_{\theta,q} = \alpha_{\theta,q} C_u \frac{\left[\ln \frac{z}{z_0} - \varphi_{\theta,q} \left(\frac{z}{L} \right) \right]}{\left[\ln \frac{z}{z_0} - \varphi_{\theta,q} \left(\frac{z}{L} \right) \right]}. \quad (11)$$

Первое имеет отношение к объяснению следующего обстоятельства: если усреднить оценки C разных авторов, то окажется, что коэффициент сопротивления можно считать неизменным в интервале скоростей ветра от 4 до 15 м/с, равным $(1,3 \pm 0,3) \cdot 10^{-3}$. Если используемые оценки предварительно сгруппировать по условиям стратификации и усреднить, то выясняется, что для нейтральной или близкой к нейтральной стратификации коэффициент сопротивления увеличивается от $1,1 \cdot 10^{-3}$ при скорости ветра 4 м/с до $1,8 \cdot 10^{-3}$ при скорости 14 м/с. Для приводного слоя атмосферы характерна неустойчивая

стратификация, она способствует увеличению коэффициента сопротивления, ее влияние проявляется тем сильнее, чем слабее ветер.

2.2. Мелкомасштабное взаимодействие океана и атмосферы при шторме

Особенностями мелкомасштабного взаимодействия океана и атмосферы при шторме являются, во-первых, возникновение вблизи поверхности раздела вода — воздух промежуточной зоны, содержащей смесь конечных объемов воды и воздуха, во-вторых, резкая интенсификация процессов обмена импульсом, теплом и влагой в результате макроскопического переноса. Он тесно связан с образованием брызг в воздухе и пузырей в воде, а они — с обрушиванием ветровых волн. Существует два типа обрушивания ветровых волн — ныряющее и скользящее. В первом случае гребень волны обгоняет склон и, опрокидываясь, погружается в воду, во втором обрушивающаяся масса воды по мере своего движения по склону волны захватывает большое количество пузырей воздуха и образует барашки, т.е. турбулентные течения смеси воды и воздуха на склоне волны. Плотность смеси меньше, чем воды, разность плотности поддерживается за счет вовлечения воздуха, потому барашки не вырождаются мгновенно, а под действием силы тяжести скользят по склонам волн, как по наклонной стенке.

Проникновение воздуха в воду происходит при обрушивании волн, но вклад вовлечения через свободную поверхность жидкости также важен. Образование брызг происходит примерно в такой последовательности: когда вершина всплывающего пузыря воздуха оказывается выше свободной поверхности, вода стекает с нее и оболочка пузыря в окрестности вершины истончается. Истончение продолжается до тех пор, пока не возникает отверстие (каверна), как только это происходит, неуравновешенная сила поверхностного натяжения вызывает расширение отверстия и смещение разорванной оболочки в направлении от центра. В результате на периферии отверстия возникают кольцевое возвышение и кольцевые волны, их интерференция в центре отверстия сопровождается образованием вертикальной струи, от которой отделяется одна или несколько вертикально взмывающих капель (брызг).

Рассмотренная схема является упрощенной, в естественных условиях брызги образуются также за счет их непосредственного срыва с гребней волн и взаимодействия крутых гравитационных волн с поверхностным дрейфовым течением. Имеющаяся в настоящее время

эмпирическая информация о вертикальном потоке и концентрации брызг в приводном слое атмосферы мала, поэтому имеющиеся знания о механизме переноса импульса, тепла и влаги в штормовых условиях касаются преимущественно качественного состава. При штормовом ветре с поверхности воды в воздух взлетают брызги, они разгоняются ветром и, падая обратно в воду, отдают приобретенный ими импульс верхнему слою воды. Так же, но с меньшей эффективностью происходит передача импульса с пузырями воздуха. Обрушивание волн вызывает интенсивное перемешивание верхнего слоя воды. Все эти процессы в совокупности приводят к уменьшению вертикальных градиентов средней скорости в приповерхностных слоях воды и воздуха и к увеличению коэффициента сопротивления морской поверхности. Еще один фактор роста коэффициента сопротивления — появление коротких и крутых гравитационных волн и пены, увеличивающих эффективную шероховатость морской поверхности.

Проанализируем механизмы тепло- и влагообмена океана и атмосферы при шторме. Отметим, что температура нижней части приводного слоя может быть выше или ниже температуры поверхности воды, а влажность — меньше насыщенной. Следовательно, температура брызг, в момент отрыва равная температуре морской поверхности, и насыщенная влажность на поверхности брызг будут отличаться от температуры и влажности приводного слоя атмосферы. Именно эти отличия определяют тепло- и влагообмен брызг с воздухом. Подслой, в котором проявляется непосредственное воздействие брызг, ограничен высотой их подъема (15–20 см), толщина этого подслоя много меньше толщины приводного слоя атмосферы. И наоборот, толщина насыщенного пузырьками слоя воды при шторме намного больше толщины слоя с примерным постоянством потоков в воде, так что турбулентные потоки в приповерхностном слое воды составляют только некоторую часть полных потоков, обуславливаемых переносом субстанции пузырями.

Влияние пузырей на процессы переноса в приповерхностном слое воды оценить сложно, потому ограничимся анализом эффекта брызг на структуру приводного слоя атмосферы. Такой анализ выполнен в рамках термодинамической модели изолированной капли с последующим интегрированием по спектру размеров капель. Такой подход оправдан, если объемная концентрация капель не превышает критическую, при которой расстояние между отдельными каплями соизмеримо с толщиной образующегося на них пограничного слоя. В противном случае законы сопротивления, тепло- и влагообмена для отдельных капель становятся неприменимыми к их множеству. Критиче-

ское значение объемной концентрации сферических частиц составляет 0,02, содержание влаги в нижней части приводного слоя атмосферы при скорости ветра 20–25 м/с составляет 10^{-3} – 10^{-4} г/см³. Соответственно средняя объемная концентрация брызг (отношение содержания влаги к плотности воды) на один-два порядка ниже критической. Предположение о сферичности капель также выполняется во всем диапазоне размеров брызг, типичных для приводного слоя атмосферы. После перехода к множеству капель, характеризующему их распределением по размерам и в пространстве, оценка интегрального переноса импульса, тепла и влаги брызгами достигнута.

Рассмотрим результаты модельных расчетов. При типичном для приводного слоя атмосферы радиусе капель (от 0,003 до 0,005 см) вертикальный перенос тепла и влаги брызгами оказывается соизмеримым с турбулентным переносом. Вместе с тем уменьшение радиуса до 0,0015 см приводит к тому, что перенос влаги брызгами становится в несколько раз больше турбулентного переноса, а перенос тепла — отрицательным (воздух охлаждается брызгами). Это объясняется тем, что маленькие капли быстро достигают температуры равновесия, при которой диффузионный теплообмен, затраты тепла на испарение, радиационные источники и стоки тепла уравниваются друг друга, и дальнейшее испарение капель происходит за счет поступления тепла из воздуха. Наоборот, когда радиус увеличивается, капли, имеющие начальную температуру, большую, чем температура окружающей среды, отдают ей тепло путем диффузионного теплообмена. Вклад брызг в полный поток импульса невелик, при радиусе капель от 0,003 до 0,005 см составляет 10 % полного потока. При уменьшении радиуса капель отношение переноса импульса брызгами к полному переносу убывает, при увеличении — стремится к конечному пределу. При увеличении радиуса капель с 0,003 до 0,005 см испарение уменьшается, что связано с уменьшением площади поверхности капель, а обмен явным теплом, представляющий собой разность между скоростью изменения теплосодержания капель и затратами тепла на испарение, увеличивается. Аналогично изменяется и отношение коэффициентов теплообмена и испарения.

Вклад штормов в формирование средних (за большой промежуток времени) значений теплообмена и испарения определяется не только интенсивностью этих процессов, но и повторяемостью штормов, их продолжительностью и перепадами температуры и влажности на границе раздела вода — воздух в штормовых и фоновых (не штормовых) условиях. Обусловливаемое штормами усиление теплоотдачи океана в атмосферу проявляется осенью, зимой, меньше весной, с мая

по октябрь из-за уменьшения повторяемости штормов их влияние практически не сказывается. Отношение суммарных потоков тепла, определенных с учетом и без учета штормов (количественная мера штормовых эффектов), варьирует в пространстве и во времени от 1,38–1,41 в зимние месяцы до 1,00 летом, в среднем за год это отношение составляет 1,31. В высоких широтах, а также в районе Гольфстрима и Северо-Атлантического течения штормовая деятельность определяет примерно треть результирующего переноса тепла и влаги в атмосферу.

РАЗДЕЛ 5. МЕЗОМАСШТАБНОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА

Тема 1. Планетарный пограничный слой и определение его толщины

1.1. Планетарный пограничный слой (ППС)

Планетарным пограничным слоем называется область течения в газообразной и жидкой оболочке вращающейся Земли, которая образуется в результате действия сил градиента давления, турбулентного трения и Кориолиса.

Рассмотрим составляющие средней скорости u , v и скорости геострофического течения:

$$U_g = - \frac{1}{f\rho} \frac{\partial p}{\partial y} = G \cos \alpha,$$

$$V_g = \frac{1}{f\rho} \frac{\partial p}{\partial x} = G \sin \alpha,$$

где G — модуль скорости геострофического течения α — угол между изобарой и осью x ; p и ρ — среднее давление и плотность; f — параметр Кориолиса; x, y — оси декартовой системы координат.

Определим толщину h_E планетарного пограничного слоя так, чтобы относительное отклонение средней скорости от геострофической на уровне $z = h_E$ не превышало некоторого заданного значения δ т.е.

$$\frac{1}{G} \left[\left(U_g - u \right)^2 + \left(V_g - v \right)^2 \right]_{z=h_E}^{\frac{1}{2}} \leq \delta.$$

Вертикальный масштаб планетарного пограничного слоя зависит от скорости трения $*$ и параметра Кориолиса f . С учетом размерности получаем формулу Россби — Монтгомери

$$h_E = \frac{\gamma u_*}{|f|}, \quad (1)$$

где γ — безразмерный множитель, варьирующий в пределах от 0,1 до 0,4.

При $\gamma = 0,4$ толщина планетарного пограничного слоя составляет в умеренных широтах около 1000 м, что на порядок меньше толщины тропосферы. При другом способе определения h_E предполагается, что ППС остается гидродинамически устойчивым до тех пор, пока эффективное число Рейнольдса

$$\text{Re}_E = \frac{G h_E}{k_E},$$

где k_E — некоторое эффективное значение коэффициента турбулентной вязкости, не превышает критического числа Рейнольдса Re_{kr} для ламинарного пограничного слоя. Если теперь по аналогии с ламинар-

ным пограничным слоем принять $h_E = \left(\frac{2k_E}{|f|} \right)^{\frac{1}{2}}$ и разрешить это равен-

ство относительно k_E , то для толщины планетарного пограничного слоя будем иметь

$$h_E \geq \frac{2G}{f \text{Re}_{kr}}. \quad (2)$$

Анализ оценок в уравнениях (1–2) ориентировочный, т.к. формулы не учитывают особенности структуры планетарного пограничного слоя, обусловленные влиянием стратификации. Вспомним, что есть два вида турбулентности — динамическая и конвективная, порождаемые работой напряжений Рейнольдса и работой сил плавучести.

В приземном слое атмосферы динамическая турбулентность преобладает при сильном ветре, конвективная — при сильном нагревании подстилающей поверхности. По мере удаления от подстилающей поверхности динамическая турбулентность убывает быстрее конвективной, в результате чего именно конвективная турбулентность определяет толщину планетарного пограничного слоя над сушей. В этом случае верхняя граница ППС отождествляется с нижней границей слоя высотной инверсии, до которой распространяется нагревание атмосферы.

При стратификации, отличной от нейтральной, структура планетарного пограничного слоя должна определяться теми же параметрами u_* , $\frac{H}{\rho c_p}$, β что и структура приземного слоя. Только еще добав-

ляется параметр Кориолиса f . Из этого набора, кроме масштаба длины Монина — Обухова L , можно составить еще один масштаб длины:

$$\lambda = \frac{\chi u_*}{|f|},$$

где χ — постоянная Кармана, и безразмерную комбинацию $\mu = \frac{\lambda}{L} = \chi^2 \beta \frac{-H/\rho c_p}{|f|u_*^2}$, имеющую смысл безразмерного параметра

стратификации.

Следовательно,

$$h_E = \mu_* \frac{1}{|f|} \varphi(\mu_0), \quad (3)$$

где $\varphi(\mu_0)$ — универсальная функция, равная 1 при нейтральной стратификации ($\mu_0 = 0$).

1.2. Определение толщины, слоя ППС

Уточним выражение для h_E , вид функции $\varphi(\mu)$ в режиме неустойчивой стратификации. Для этого режима в пределах планетарного пограничного слоя выделяется приземный слой, слой свободной конвекции, слой перемешивания и вовлечения. В приземном слое, где преобладает динамическая турбулентность, определяющими параметрами

являются u_* , $\frac{H}{\rho c_p}$, z , β характерными масштабами скорости и темпера-

туры u_* , $*$ (теория подобия Монина — Обухова). Соответственно безразмерные вертикальные градиенты средней скорости и температуры, образованные нормировкой их размерных выражений на u_* , T_* , представляют собой универсальные функции безразмерной высоты $\frac{z}{L}$.

По результатам обработки данных пульсационных и градиентных измерений приземный слой при сильно неустойчивой стратификации ограничен высотами $z \leq 0,07|L|$. Высота $z \leq 0,07|L|$ служит нижней границей слоя свободной конвекции, в которой динамическая турбулентность становится пренебрежимо малой по сравнению с конвективной турбулентностью. Структура этого слоя определяется тремя параметрами: $\frac{H}{\rho c_p}$, z , β . Составленные из них масштабы скорости w_* и

температуры $*$ имеют вид

$$w_* = \left(\frac{z\beta H}{\rho c_p} \right)^{\frac{1}{3}}, \quad T_* = \frac{H/\rho c_p}{w_*}.$$

Согласно теории подобия Монина — Обухова образуемые нормировкой на u_* и T_* безразмерные профили средней скорости и температуры остаются неизменными по высоте, это условие, выполняющееся до $z \approx |L|$. Выше этой высоты находится перемешанный слой, его структура не зависит ни от u_* ни от z и определяется только $\frac{H}{\rho c_p}$, β , f . Характерным масштабом длины в этом случае является h_E , а масштабами скорости и температуры — $w_* = \left(\frac{z\beta H}{\rho c_p} \right)^{\frac{1}{3}}$ и $T_* = \frac{H / \rho c_p}{w_*}$. Соответственно безразмерные вертикальные градиенты средней скорости и температуры представляют собой функции только от $\frac{z}{h_E}$. Перемешанный слой простирается до высоты $z = 0,8h_E$.

В интервале высот от $0,8h_E$ до $1,2h_E$ располагается слой вовлечения (промежуточный слой между ППС и свободной атмосферой). Структура этого слоя определяется скоростью вовлечения, характеризующей интенсивность проникновения турбулентности из слоя свободной конвекции в нетурбулентную инверсионную область, ее гидростатической устойчивостью и условиями в свободной атмосфере.

Оценку толщины планетарного пограничного слоя при сильной гидростатической неустойчивости (больших отрицательных значениях μ_0) можно получить, если отказаться от учета эффектов вовлечения и допустить, что h_E определяется только тремя параметрами $\frac{H}{\rho c_p}$, β , f .

В этом случае с учетом размерности

$$h_E \sim \left(\frac{\beta H}{\rho c_p} \right)^{\frac{1}{2}} |f|^{-\frac{3}{2}} \sim \lambda (-\mu_0)^{\frac{1}{2}}. \quad (4)$$

Подчеркнем, что многослойная структура присуща конвективному планетарному пограничному слою над сушей, типичная толщина которого превышает масштаб длины Монина—Обухова в 50–100 раз.

Над океаном отношение $\frac{h_E}{L}$ намного меньше (кроме областей образования холодных глубинных вод в Норвежском, Гренладском морях, море Уэдделла). В подобной ситуации возможность пренебрежения динамической турбулентностью и, следовательно, исключение из чис-

ла параметров, определяющих структуру слоя свободной конвекции и перемешанного слоя, динамической скорости * вызывает сомнение. Это можно устранить, перейдя к описанию конвективного планетарного пограничного слоя над океаном (в рамках общего подхода), сохранив в числе определяющих параметров * и h_E .

В условиях сильно устойчивой стратификации толщина слоя, охваченного турбулентностью динамического происхождения, составляет 100 м. Выше располагается слой, в формировании структуры которого важную роль играет радиационный приток тепла, создаваемый длинноволновым излучением подстилающей поверхности и прилегающего к ней нижнего слоя атмосферы.

Если отождествить толщину планетарного пограничного слоя с толщиной слоя приземной инверсии, то она может оказаться много больше, чем вертикальная протяженность слоя преобладания динамической турбулентности, что следует учитывать при оценке выражения

$$h_E \sim u_*^2 \left(-\frac{\beta H}{\rho c_p} \right)^{-\frac{1}{2}} |f|^{-\frac{1}{2}} \sim \lambda (\mu_0)^{\frac{1}{2}}. \quad (5)$$

Оно получено в предположении, что h_E определяется только $\frac{H}{\rho c_p}$, β , f .

Из-за подавления турбулентности и ослабления интенсивности перемешивания реакция устойчиво стратифицированного планетарного пограничного слоя на изменение внешних параметров замедляется. Используемое при выводе уравнения (5) условие квазистационарности планетарного пограничного слоя может не выполняться, выходом является замена диагностического соотношения (5) эволюционным уравнением для толщины ППС.

Проблема замыкания. Рассмотрим стационарный, горизонтально однородный планетарный пограничный слой при параллельных, равноотстоящих друг от друга изобарах. Предположим, что горизонтальные градиенты давления и плотности (кроме случаев, когда она входит в комбинации с ускорением свободного падения) равны в пределах планетарного пограничного слоя средним значениям. С учетом предположений отбрасывания малых членов (характеризующих эффект молекулярной вязкости) уравнения для составляющих средней скорости u , v записываются в виде

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + f v - \frac{\partial}{\partial z} u' w' = 0, \quad (6)$$

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - fu - \frac{\partial}{\partial z} \nabla' w' = 0, \quad (7)$$

где $-u'w'$, $-v'w'$ — нормированные на среднюю плотность компоненты напряжений Рейнольдса; остальные обозначения прежние. Дополним уравнения (6), (7) эволюционными уравнениями для средней температуры T

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{\partial \overline{w'T'}}{\partial z}, \quad (8)$$

средней массовой доли влаги q

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -\frac{\partial \overline{w'q'}}{\partial z}, \quad (9)$$

уравнением неразрывности

$$\frac{\partial u}{\partial v} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \quad (10)$$

уравнением статики

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -g\rho, \quad (11)$$

состояния влажного воздуха

$$p = R\rho T(1 + 0,61q). \quad (12)$$

В уравнениях (8–9) пренебрегли молекулярной диффузией, источниками и стоками тепла, влаги, но сохранили, в отличие от (6–7), члены, описывающие эффект нестационарности, т.к. в противном случае удовлетворить условию обращения в нуль турбулентных потоков тепла $\overline{u'T'}$ и влаги $\overline{u'q'}$ на верхней границе планетарного пограничного слоя (как требует определение) не представляется возможным.

Наиболее удобным является усреднение по ансамблю (бесконечному множеству независимых реализаций), обладающее следующими двумя свойствами: $\overline{\overline{u_i u_j}} = \overline{u_i} \overline{u_j}$, $\overline{\overline{u_i u_j'}} = \overline{u_i'} \overline{u_j'} = 0$. Реализовать такое усреднение на практике трудно, поэтому привлекают эргодическую гипотезу, т.е. предполагают, что течение является статистически стационарным и что, поскольку в этом случае средние по ансамблю значения не изменяются во времени, усреднение по ансамблю эквивалентно усреднению по времени. Период усреднения выбирается наибольшим из временных интервалов, при котором среднее во времени приближается к его устойчивому стационарному значению с некоторой допустимой точностью. Чтобы это условие выполнялось, спектр исследуемого процесса должен содержать глубокий минимум, отде-

ляющий высокочастотные турбулентные пульсации от низкочастотных колебаний синоптического происхождения. Тогда выбор любого периода усреднения из области спектрального минимума обеспечит фильтрацию высокочастотных пульсаций и не будет искажений вследствие низкочастотных колебаний. Подобный минимум характерен для спектров скорости ветра, температуры в приводном и приземном слоях атмосферы над горизонтально однородной подстилающей поверхностью (приближен к периоду порядка часа). Его нет в спектрах метеорологических элементов в верхней части планетарного пограничного слоя и в приземном слое над горизонтально неоднородной подстилающей поверхностью.

Обратимся к системе (6–12), отметим, что она содержит 7 уравнений и 11 неизвестных — $u, v, w, p, \rho, T, q, u'w', v'w', \overline{w'T'}, \overline{w'q'}$. Таким образом, система (6–12), описывающая усредненное (по Рейнольдсу) движение в планетарном пограничном слое, оказывается незамкнутой из-за появления ковариаций $u'w', v'w', \overline{w'T'}, \overline{w'q'}$. Если составить для них дополнительные уравнения, возникнут новые неизвестные — третьи моменты. Процедуру можно продолжить, и каждый раз в уравнениях будут появляться новые неизвестные, моменты более высоких порядков.

Строгое в математическом смысле замыкание системы уравнений для турбулентного движения, в том числе для движения в ППС, невозможно, связанная с этим проблема и есть проблема замыкания. Решение ее сводится к использованию некоторых предположений, позволяющих выразить моменты более высокого порядка через моменты более низкого порядка или характеристики среднего течения. Подобного рода замыкания называются замыканиями второго и первого порядков.

Замыкание первого порядка основано на аналогии между турбулентным и ламинарным движением. Компоненты вертикального турбулентного потока импульса $-u'w', -v'w'$ можно представить в виде произведений коэффициента турбулентной вязкости k_M на вертикальный градиент соответствующей составляющей средней скорости $\frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z}$, т.е

$$-u'w' = k_M \frac{\partial u}{\partial z}, \quad (13)$$

$$-v'w' = k_M \frac{\partial v}{\partial z}. \quad (14)$$

Так же и вертикальный турбулентный поток любой другой субстанции со средней концентрацией c определяется как

$$-w'c' = k_C \frac{\partial c}{\partial z}, \quad (15)$$

где k_C – коэффициент турбулентной диффузии. В отличие от коэффициентов кинематической молекулярной вязкости ν и диффузии χ коэффициенты k_M , k_C не являются собственно параметрами жидкости.

Таким образом, дальнейшая задача заключается в установлении связи коэффициентов турбулентной вязкости и диффузии с локальными характеристиками среднего течения (впервые на эту проблему обратил внимание Прандтль).

Суть замыкания второго порядка состоит в том, что составляющие напряжений Рейнольдса и турбулентные потоки скалярных субстанций не аппроксимируются формулами градиентного типа, лежащими в основе замыкания первого порядка (К-теория), а считаются новыми неизвестными, определяемыми из уравнений для ковариаций. Попытка удовлетворить указанным требованиям приводит к чрезвычайно сложным схемам параметризации, мало пригодным в конкретных расчетах. В настоящее время целесообразно использовать более простые схемы параметризации.

Тема 2. Система планетарных пограничных слоев атмосферы и океана, теоретические модели

В системе двух планетарных пограничных слоев внешними параметрами являются метеорологические характеристики (скорость геострофического ветра, температура, массовая доля влаги и результирующий поток радиации) на верхней границе пограничного слоя атмосферы и гидрологические характеристики (скорость геострофического течения, температура и соленость) на нижней границе пограничного слоя океана. Эти параметры определяют структуру системы планетарного пограничного слоя, условия на поверхности раздела, внутренние связи между отдельными элементами.

Перечисленные выше внешние параметры в свою очередь определяются процессами взаимодействия пограничного слоя атмосферы со свободной атмосферой и пограничного слоя океана с глубинными слоями. Так как турбулентные потоки различных субстанций по мере удаления от поверхности раздела двух сред уменьшаются и на внешней границе планетарного пограничного слоя обращаются в нуль, то взаимосвязь между пограничными слоями, свободной атмосферой и глубинными слоями океана осуществляется за счет не турбулентного переноса, а процессов другого происхождения. Связующими звеньями в системе пограничный слой атмосферы – свободная атмосфера и по-

границный слой океана—глубинные слои служат упорядоченные вертикальные движения и проникновение турбулентности в соседнюю нетурбулентную область, т.е. вовлечение. Время адаптации поля скорости в системе планетарного пограничного слоя намного меньше, чем в свободной атмосфере и глубинных слоях океана. Поэтому при исследовании динамики двух планетарных пограничных слоев их выделение из системы океан—атмосфера, последующее рассмотрение без учета механизмов обратных связей со свободной атмосферой и с глубинными слоями океана в ряде случаев оказывается оправданным (т.е. предполагается автономность системы пограничных слоев атмосферы и океана).

Теоретические модели. Первоначально рассмотрим модели, в которых предполагается использование априорного предположения о величине и профиле коэффициента турбулентной вязкости. При анализе данных наблюдений за ветром и перемещением льда, например, заметили, что его дрейф в Центральной Арктике отклоняется от направления ветра вправо на 30–40°. Нансен объяснил этот факт влиянием вращения Земли и указал: так как верхний слой океана приводится в движение льдом, то возбуждаемые в океане течения должны отклоняться от направления ветра еще больше. Теоретические исследования по этому вопросу проводил Экман, он получил результаты, согласующиеся с выводами Нансена, привел теоретическое подтверждение правого (в Северном полушарии) вращения вектора скорости дрейфового течения с глубиной и высказал предположение о возможности использования полученных результатов для описания изменений с высотой скорости ветра над сушей. Данная идея была реализована в работе Экснера. Остановимся на ней, так как представление о двух планетарных пограничных слоях как единой динамической системе там проанализировано.

В стационарных условиях при параллельных и равноотстоящих друг от друга изобарах движение в планетарном пограничном слое описывается следующей системой уравнений:

$$\begin{aligned} \frac{d}{dz_i} \left(k_{Mi} \frac{du_i}{dz_i} \right) + f(v - V_{gi}) &= 0, \\ \frac{d}{dz_i} \left(k_{Mi} \frac{dv_i}{dz_i} \right) - f(u - U_{gi}) &= 0, \end{aligned} \quad (1)$$

где u_i, v_i — составляющие скорости ветра или дрейфового течения; z_i — вертикальная координата, ориентированная вертикально вверх в атмосфере, вниз в океане (начало координат расположено на свободной поверхности океана); индекс i принимает значения 1, 2, причем $i = 1$

соответствует пограничному слою атмосферы, $i = 2$ — пограничному слою океана.

Уравнения (1) решаются в предположении, что составляющие скорости U_{g2} , V_{g2} геострофического течения равны нулю. Коэффициент турбулентной вязкости k_{Mi} в каждом ППС сохраняется неизменным по высоте и заданным. На поверхности раздела вода — воздух на достаточно большом удалении от системы выполняются условия

$$u_1 = u_2; \quad v_1 = v_2;$$

$$k_{M1}\rho_1 \frac{du_1}{dz_1} = -k_{M2}\rho_2 \frac{du_2}{dz_2};$$

$$k_{M1}\rho_1 \frac{dv_1}{dz_1} = -k_{M2}\rho_2 \frac{dv_2}{dz_2} \quad \text{при } z_{1,2} = 0; \quad (2)$$

$$u_i \rightarrow U_{gi}; \quad v_i \rightarrow V_{gi} \quad \text{при } z_i \rightarrow \infty. \quad (3)$$

Условия (2), как известно, означают непрерывность скорости и потока импульса на свободной поверхности океана, (3) — ограниченность скорости на большой высоте в пределах соответствующего планетарного пограничного слоя. Конечные выражения для вертикального профиля скорости ветра и течения имеют вид

$$\begin{aligned} u_i &= U_{gi} + \exp(-a_i z_i) \left[(u_0 - U_{gi}) \cos(a_i z_i) + (v_0 - V_{gi}) \sin(a_i z_i) \right], \\ v_i &= V_{gi} + \exp(-a_i z_i) \left[(v_0 - V_{gi}) \cos(a_i z_i) - (u_0 - U_{gi}) \sin(a_i z_i) \right], \end{aligned} \quad (4)$$

где u_0 , v_0 — составляющие скорости течения на поверхности океана, определяемые равенствами

$$\begin{aligned} u_0 &= \frac{U_{g1}}{1 + \frac{\rho_2}{\rho_1} \sqrt{\frac{a_1}{a_2}}}, \\ v_0 &= \frac{V_{g1}}{1 + \frac{\rho_2}{\rho_1} \sqrt{\frac{a_1}{a_2}}}, \\ a_i &= \frac{1}{2} k_{Mi}^{-1} |f|^{\frac{1}{2}}. \end{aligned} \quad (5)$$

Воспользовавшись оценками коэффициента турбулентной вязкости, Кошмидер рассчитал изменение с высотой скорости ветра в атмосфере и скорости дрейфового течения в океане. Получилось, что распределение скорости в системе пограничных слоев атмосферы и океана описывается двойной спиралью Экмана, а скорость течения на поверхности раздела воздух–вода отлична от нуля и совпадает по на-

правлению с геострофическим ветром (рис. 14). Отсюда следует вывод о левом вращении вектора скорости ветра с высотой в приповерхностном слое атмосферы.

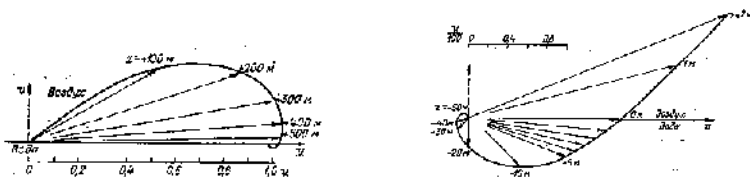


Рис. 14. Двойная спираль Экмана (а), в 50 кратном увеличении (б)

Чтобы получить согласование результатов расчета скорости ветра с данными наблюдений, в дальнейшем учитывалось изменение с высотой градиента атмосферного давления. При этом в качестве граничного условия на поверхности раздела вода — воздух приняли условие скольжения. Коэффициент турбулентной вязкости считался заданным, не зависящим от высоты. Рассчитанные изменения модуля скорости ветра с высотой в качественном отношении оказались близкими к измеренным, на первых нескольких сотнях метров отмечался быстрый рост скорости ветра, между 500–1000 м он замедлялся или прекращался, выше вновь усиливалась скорость с высотой.

Модель в случае покрытия поверхности океана свободно дрейфующим льдом была обобщена Лайхтманом. В этом случае условие непрерывности потока импульса на поверхности раздела вода — воздух заменялось уравнением бюджета сил, действующих на единичную (единицу площади поверхности) массу льда, в компонентной форме это уравнение записывается в виде

$$\begin{aligned} f m v_{10} + \rho_1 k_{M1} \left. \frac{du_1}{dz_1} \right|_{z_1=0} + \rho_2 k_{M2} \left. \frac{du_2}{dz_2} \right|_{z_2=0} &= 0, \\ - f m u_{10} + \rho_1 k_{M1} \left. \frac{dv_1}{dz_1} \right|_{z_1=0} + \rho_2 k_{M2} \left. \frac{dv_2}{dz_2} \right|_{z_2=0} &= 0. \end{aligned} \quad (6)$$

Предполагается, что поверхность океана горизонтальна, коэффициенты турбулентной вязкости k_{M1} , k_{M2} не обращаются в нуль на поверхностях раздела воздух — лед и лед — вода.

Если ориентировать ось x вдоль направления геострофического ветра ($V_{g1} = 0$) и принять, что $u_0, v_0 \ll U_{g1}$, то выражения для составляющих скорости дрейфа льда будут иметь вид

$$u_0 = 2U_{g1} \frac{\rho_1}{\rho_2} \frac{(a_2/a_1)^{\frac{1}{2}} (1 + m_1 a_2/\rho_2)}{1 + (1 + 2m_1 a_2/\rho_2)^2},$$

$$v_0 = - \frac{2U_{g1}}{\rho_2} \frac{(a_2/a_1)^{\frac{1}{2}} m_1 a_2/\rho_2}{1 + (1 + 2m_1 a_2/\rho_2)^2}. \quad (7)$$

Из уравнения видно, что $\frac{v_0}{u_0} = - \frac{m_1 a_2/\rho_2}{1 + m_1 a_2/\rho_2} < 0$, следовательно,

дрейф льда в глубоком море всегда направлен в сторону высокого давления и при наличии ледяного покрова поворот ветра в нижнем слое атмосферы будет больше предсказываемого моделью.

Простые замкнутые модели. Система уравнений (1) не замкнута, кроме составляющих скорости ветра и дрейфового течения она содержит еще две неизвестные функции — коэффициенты турбулентной вязкости в пограничных слоях атмосферы и океана. Чтобы замкнуть систему, уравнения движения необходимо дополнить соотношениями, связывающими коэффициенты турбулентной вязкости с распределением скорости. В качестве соотношений Лайхтман предложил использовать интегральные уравнения бюджета турбулентной энергии:

$$\int_0^{h_i} k_{Mi} \left[\left(\frac{du_i}{dz_i} \right)^2 + \left(\frac{dv_i}{dz_i} \right)^2 - \gamma \frac{d \ln S_i}{dz_i} \right] dz_i - \varepsilon_i h_i = 0, \quad (8)$$

где S_i — потенциальная температура воздуха θ_i или плотность воды ρ_i ; h_i — толщина i -го ППС; ε_i — средняя в пределах ППС скорость диссипации турбулентной энергии. В уравнении (8) диффузионные потоки турбулентной энергии на внешних границах пограничных слоев и на поверхности раздела вода — воздух приняты равными нулю. Кроме очевидных преимуществ использования этого уравнения для определения коэффициента турбулентной вязкости оно обладает и недостатками — появление двух новых неизвестных параметров (ε_i , h_i), необходимость аппроксимации вертикального распределения коэффициента турбулентной вязкости некоторой функцией высоты.

В простейших замкнутых моделях наибольшее распространение получили два способа определения ε . В первом средняя скорость диссипации принимается пропорциональной продукции турбулентной энергии сдвигового и конвективного происхождения, второй сводится к использованию предположения о том, что ε_i является функцией среднего в пределах ППС коэффициента турбулентной вязкости и

толщины ППС. Если согласиться с этим предположением, то на основании соображений размерности

$$\hat{\varepsilon}_i = \frac{c_\varepsilon k_{Mi}^3}{h_i^4}, \quad (9)$$

где c_ε — эмпирическая константа, h_i можно отождествить с высотой, на которой производная от модуля средней скорости первый раз обращается в нуль

$$\left. \frac{d}{dz_i} (u_i^2 + v_i^2)^{\frac{1}{2}} \right|_{z=h} = 0$$

или с толщиной слоя трения, на верхней границе которого выполняется условие Экмана

$$\left[(u_i - U_{gi})^2 + (v_i - V_{gi})^2 \right]^{\frac{1}{2}}_{z=h} = \exp(-\pi) (U_{gi}^2 + V_{gi}^2)^{\frac{1}{2}}.$$

Последнее условие при отсутствии геострофического течения преобразуется к виду

$$\left. (u_2^2 + v_2^2)^{\frac{1}{2}} \right|_{z=h_i} = \exp(-\pi) (u_0^2 + v_0^2)^{\frac{1}{2}}. \quad (10)$$

Записанная выше система уравнений (1–3), (8–10) замкнута. Ее решение при $k_{Mi} = \text{const}$ было получено Б.А. Каганом, формулы для характеристик турбулентности и толщины ППС имеют вид

$$\begin{aligned} k_{M1} &= \frac{h^2 |f|}{10,4}, \\ k_{M2} &= \frac{\rho_1}{\rho_2} G_1 \left[\frac{(1 - \delta_2)}{2\pi} \frac{k_{M1} |f|}{(g / \rho_0) \gamma_2} \right]^{\frac{1}{2}}, \\ h_1 &= -\frac{T_h - T_0}{2\gamma_a} + \left[\left(\frac{T_h - T_0}{2\gamma_a} \right)^2 + (1 - \delta_1) \frac{2,28 G_1^2}{(g / \theta \gamma_1)} \right]^{\frac{1}{2}}, \\ h_2 &= \pi \left(\frac{2k_{M2}}{|f|} \right)^{\frac{1}{2}}, \end{aligned} \quad (11)$$

где T_h и T_0 — температура на верхней границе пограничного слоя атмосферы и на поверхности океана; γ_a и γ — сухоадиабатический и фактический градиенты температуры в атмосфере; z — вертикальный

градиент плотности в пограничном слое океана δ_1 и δ_2 — числовые константы, характеризующие отношение диссипации к продукции турбулентной энергии в соответствующем ППС.

Из уравнений (11) следует, что коэффициент турбулентной вязкости в океане связан со скоростью геострофического ветра не квадратичной, как это было принято считать, а более слабой зависимостью. Выясняется, что ветровой коэффициент является функцией не только скорости ветра, но и степени устойчивости в атмосфере и океане. Не менее интересным оказался результат, касающийся зависимости глубины слоя трения в океане от широты, но из анализа фактических данных известно, что скорость геострофического ветра увеличивается с широтой. Отсюда следует вывод, противоречащий утвердившемуся мнению об уменьшении глубины слоя трения от экватора к полюсу.

Рассмотренная модель качественно воспроизводит связи между различными характеристиками системы ППС и внешними параметрами. Однако получить с ее помощью согласование между рассчитанными и измеренными значениями искомых характеристик не удастся. Причиной является использование постоянных по высоте в атмосфере и глубине в океане коэффициентов турбулентной вязкости. Поэтому последующее усовершенствование модели идет по пути замены средних коэффициентов турбулентной вязкости теми или иными функциями вертикальной координаты. Чувствительность решения к выбору различных схем изменения коэффициентов турбулентной вязкости по вертикали была исследована Б.А. Каганом. Замена переменного по глубине коэффициента турбулентной вязкости в океане средним значением не сказывается на структуре поля ветра, частично изменяет структуру поля течений. Проявляется в небольшом увеличении скорости течения в верхней и уменьшении в нижней части слоя трения. В то же время использование постоянного по высоте коэффициента турбулентной вязкости в атмосфере приводит к усилению скорости дрейфового течения на 50 %.

Чувствительным к аппроксимации коэффициента турбулентной вязкости в пограничном слое атмосферы оказался угол между направлением поверхностного дрейфового течения и приземной изобарой. Если при постоянном по высоте коэффициенте турбулентной вязкости поверхностное дрейфовое течение ориентировано почти строго вдоль изобары (совпадение с изобарой имеет место только при постоянных коэффициентах турбулентной вязкости в атмосфере и океане), то при переменном коэффициенте турбулентной вязкости в атмосфере оно направлено в сторону высокого давления и составляет с изобарой угол 30° .

Чтобы найти оптимальный вариант аппроксимации вертикального распределения коэффициента турбулентной вязкости в пограничных слоях атмосферы и океана, необходимо располагать данными наблюдений, полученными в определенных условиях. Из-за отсутствия таковых ограничились сравнением рассчитанных и измеренных значений ветрового коэффициента. Наблюдаемые значения ветрового коэффициента варьируют в широких пределах: от 0,0092 до 0,0328, что объясняется ошибками определения скорости поверхностного течения, идентифицируемого по дрейфу. Следовательно, существующие оценки в действительности характеризуют не поверхностное течение, а течение в слое конечной (и притом разной в каждом отдельном случае) толщины. Из набора оценок ветрового коэффициента выбраны только две статистически обеспеченные и свободные от указанных выше недостатков. В итоге выяснилось, что задание вертикального профиля коэффициента турбулентной вязкости схемой с изломом, т. е. замена профиля линейной функцией высоты в приводном слое и постоянным по высоте в остальной части пограничного слоя атмосферы, а в пограничном слое океана — постоянным по глубине гарантирует приемлемую точность расчета ветрового коэффициента. Согласно данным наблюдений он изменяется от 0,0192 до 0,0226, по результатам расчета — 0,025.

Во всех перечисленных моделях пограничные слои атмосферы и океана считались горизонтально однородными, но имеются многочисленные доказательства того, что в районах атмосферных и гидрологических фронтов горизонтальные градиенты характеристик могут заметно отличаться от нуля. Например, в районе гидрологического фронта в Саргассовом море перепад температуры составляет более 1 °C на 10 км, известны участки фронта, где перепад температуры достигает 3 °C на 100 м. В первой модели пограничных слоев атмосферы и океана, учитывающей горизонтальную неоднородность полей метеорологических и гидрологических характеристик (предложенная Б.А. Каганом), получено решение стационарной системы уравнений, включающей уравнения движения, состояния, переноса тепла и бюджета турбулентной энергии в обеих средах, а также уравнения переноса водяного пара в атмосфере и соли в океане. При этом горизонтальные градиенты температуры и солёности считались постоянными по вертикали и заданными. На поверхности океана принималось условие непрерывности скорости, температуры и потока импульса. Температура поверхности определялась из условия теплового баланса. Считалось также, что на верхней границе пограничного слоя атмосферы и на нижней границе пограничного слоя океана ветер и течение становятся геострофическими, а температура и влажность воздуха, как и темпера-

тура и соленость воды, принимают фиксированные значения, задача решалась при постоянных коэффициентах турбулентной вязкости в обеих средах.

Описанная модель обобщена на случай, когда океанская поверхность покрыта свободно дрейфующим льдом. Полученное решение позволило объяснить ряд особенностей термического и динамического взаимодействия атмосферы и океана при наличии ледяного покрова и, в частности, усиление инверсии в атмосфере зимой. Как оказалось, оно обуславливается экранирующим влиянием льда, способствующим уменьшению притока тепла к деятельной поверхности льда снизу и понижением ее температуры. Но из-за сложности реальных процессов и использования предположения о постоянстве коэффициентов турбулентной вязкости объяснение имеет качественный характер. В зимний период такое предположение приводит к завышению температуры деятельной поверхности льда, а летом, когда она становится равной температуре замерзания воды, — к значительному занижению затрат тепла на таяние льда. Поэтому в усовершенствованной версии модели вертикальное распределение коэффициента турбулентной вязкости в пограничном слое атмосферы аппроксимировалось схемой с изломом. Результаты испытаний этой версии модели продемонстрировали, что она воспроизводит с удовлетворительной точностью сезонные изменения температуры деятельной поверхности льда, скорости дрейфа, интенсивности нарастания и таяния. В среднем за год скорость нарастания (таяния) и скорость дрейфа льда получились равными 57 см/год и 10 см/с, данные наблюдений дают соответственно 30–50 см/год и 8 см/с.

В еще одной нестационарной модели системы пограничных слоев атмосферы и океана горизонтальные градиенты температуры и влажности в атмосфере, горизонтальные градиенты температуры и солености в океане считались заданными, хотя и произвольными функциями вертикальной координаты, вместо уравнения бюджета турбулентной энергии привлекалась модифицированная формула Прандтля. Модификация сводилась к учету эффектов стратификации и ветрового волнения.

Полуэмпирические модели. В них не используются априорные предположения о величине и профиле коэффициента турбулентной вязкости. Общей особенностью всех разобранных моделей является то, что при их построении использована та или иная аппроксимация вертикальных профилей коэффициента турбулентной вязкости. В работах С.С. Зилитинкевича, Д.Л. Лайхмана, А.С. Монины показано, что благодаря сильной изменчивости коэффициента турбулентной вязкости в

атмосфере даже удачная его аппроксимация не обеспечивает надежное воспроизведение структуры пограничного слоя атмосферы при различных условиях. То же можно сказать и в отношении пограничного слоя океана с разницей, что информация о коэффициенте турбулентной вязкости в океане ограничена. Известны попытки определения коэффициента турбулентной вязкости по данным пульсационных измерений в океане, свидетельствующие о том, что коэффициент турбулентной вязкости достигает максимального значения на глубине 10–15 м. Ниже он уменьшается и в интервале глубин от 100–150 до 400 м остается практически постоянным по глубине. Коэффициент турбулентной вязкости в зависимости от условий может изменяться на два порядка: от 10 до 1000 см²/с.

Таким образом, имеющиеся в настоящее время данные позволяют установить только порядок и приближенную форму профиля и, несмотря на наглядность моделей, в которых коэффициент турбулентной вязкости считается заданной функцией вертикальной координаты, они не удовлетворяют требованиям.

Теоретическая модель системы пограничных слоев атмосферы и океана, не использующая априорных предположений о величине и профиле коэффициента турбулентной вязкости, была разработана Д.Л. Лайхтманом. Продемонстрирован интересный способ сведения двухслойной задачи к однослойной. Если замкнуть уравнения движения уравнением бюджета турбулентной энергии и обычными в полумпирической теории турбулентности соотношениями приближенного подобия, то система уравнений для пограничных слоев атмосферы и океана будет иметь вид

$$\begin{aligned}
 & \frac{d}{dz_i} \left(k_{Mi} \frac{du_i}{dz_i} \right) + f(v_i - V_{gi}) = 0, \\
 & \frac{d}{dz_i} \left(k_{Mi} \frac{dv_i}{dz_i} \right) - f(u_i - U_{gi}) = 0, \\
 & k_{Mi} \left[\left(\frac{du_i}{dz_i} \right)^2 + \left(\frac{dv_i}{dz_i} \right)^2 - g \frac{d \ln S_i}{dz_i} \right] - c \frac{b_i^2}{k_{Mi}} + \alpha_b \frac{d}{dz_i} \left(k_{Mi} \frac{db_i}{dz_i} \right) = 0, \\
 & k_{M2} = b_i \left(\frac{\chi c^{\frac{1}{2}}}{u_*^i} z_{0i} + \chi c^{\frac{1}{4}} \right) \int_{z_{0i}}^{z_i} \frac{dz_i}{b_i^{\frac{1}{2}}}. \quad (12)
 \end{aligned}$$

Обобщением этой модели стала модель ветрового дрейфа льда, сущность ее такова: система уравнений для пограничных слоев атмо-

сферы и океана путем соответствующего поворота осей координат сводится к системе уравнений для пограничного слоя атмосферы, решение которой известно. Сопряженные уравнения производятся с использованием уравнений движения льда и условия непрерывности скорости на границах раздела вода — лед, лед — воздух. Характеристики дрейфа льда определяются решением системы четырех трансцендентных уравнений. Анализ данной системы показал, что при нейтральной стратификации в двух средах скорость и направление дрейфа льда являются функцией трех безразмерных параметров. Контрольные расчеты, выполненные при фиксированных значениях безразмерных параметров, свидетельствуют о том, что коэффициент дрейфа льда и угол между направлением дрейфа льда и изобарой практически нечувствительны к вариациям z_{01}/z_{01} . Из двух других параметров один определяет скорость и почти не сказывается на направлении дрейфа льда, другой — наоборот.

Описание моделей системы пограничных слоев атмосферы и океана будет неполным, если не отметить следующее. Поверхность раздела вода — воздух колеблется около своего среднего положения, поэтому в одно и то же время разные точки горизонтальной плоскости в окрестности среднего уровня будут находиться и в воздухе, и в воде. Чем дальше отстоит рассматриваемая плоскость от свободной поверхности, тем сильнее изменяется соотношение площадей воды и воздуха. Если вспомнить о различии статистических режимов турбулентности в 2 средах, то закономерности процессов в этой зоне нельзя описывать так же, как для пограничных слоев атмосферы и океана. Поэтому введено понятие переходного слоя, в пределах которого колеблется поверхность раздела. Внутри этого слоя все физические характеристики претерпевают значительные изменения, затруднение можно обойти путем перехода к подвижной системе координат, отслеживающей поверхность раздела вода — воздух (когда ветровые волны не обрушиваются) или отождествления переходного слоя со слоем двухфазной жидкости в режиме развитой турбулентности.

В рассмотренных выше моделях пограничных слоев атмосферы и океана предполагалось, что турбулентная энергия в верхнем слое океана генерируется только за счет взаимодействия рейнольдсовых напряжений со сдвигом средней скорости. Поэтому в качестве граничного на поверхности океана принималось условие равенства нулю диффузионного потока турбулентной энергии. Существует и другая точка зрения, согласно которой основным механизмом продукции турбулентной энергии в верхнем слое океана является диффузия турбулентной энергии из переходного слоя, где вследствие обрушивания

ветровых волн их энергия преобразуется в энергию турбулентности. Таким образом, в настоящее время существуют два альтернативных представления о механизме генерации турбулентной энергии в верхнем слое океана.

РАЗДЕЛ 6. КРУПНОМАСШТАБНОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА

Тема 1. Механизмы крупномасштабного взаимодействия атмосферы и океана. Классификация моделей климатической системы

1.1. Механизмы взаимодействия атмосферы и океана

Циркуляционная система атмосферы (тропосфера) получает тепловую энергию от подстилающей поверхности, которая разнообразна по своим природным свойствам. Например, значительную часть Мирового океана составляют открытые воды, но полярные районы покрыты льдами, площадь и граница которых подвержены сезонным и межгодовым колебаниям. Поверхность суши однородна, но степи, леса, горы создают сложную картину теплообмена суши с атмосферой, адекватное описание которой пока невозможно.

Поэтому для выявления наиболее важных источников тепла рассмотрим сначала роль поверхности суши и океана в процессе теплообмена между подстилающей поверхностью и атмосферой (табл. 4). Из данных таблицы видно, что вклад океана больше, чем суши, особенно в тропиках. Если учесть площади, занимаемые широтными зонами, то вклад океана на всем северном полушарии в теплообмен «атмосфера–океан» окажется равным 75 %. В южном полушарии вследствие малой площади, занятой материками, вклад океана приближается к 100 %.

Таблица 4

Поток тепла от подстилающей поверхности в атмосферу

Широтная зона	Поток тепла, Дж/год		Вклад океана, %
	океан	суша	
30–60°с.ш.	15,55	8,30	65
0–30°с.ш.	41,17	9,58	81

Таким образом, аномалии теплосодержания атмосферы, следовательно, и ее циркуляции обусловлены преимущественно особенностями атмосферного теплообмена с океаном. Рассмотрим виды теплового взаимодействия атмосферы и океана.

Турбулентный теплообмен обусловлен разностью температуры воды и воздуха:

$$P = a(t_w - t_a)u, \quad (1)$$

где a — коэффициент пропорциональности; t_w — температура поверхности воды; t_a — температура воздуха; u — скорость ветра.

Теплообмен за счет испарения влаги (скрытый теплообмен) определяется количеством влаги, испаряющейся с поверхности воды, по соотношению:

$$E = b(e_w - e_a)u, \quad (2)$$

где b — коэффициент пропорциональности; e_w — парциальное давление (упругость) насыщения водяного пара при данной температуре воды; e_a — парциальное давление (упругость) водяного пара в приводном слое воздуха. Этот вид теплообмена называется скрытым, потому что само по себе испарение влаги в атмосферу еще не увеличивает ее теплосодержания, но если испарившаяся влага конденсируется в атмосфере, то в воздух выделяется тепло конденсации, равное LE , где L — удельная теплота парообразования. В среднем по Мировому океану явный теплообмен дает 25–30 % от общего потока тепла в атмосферу, остальная часть приходится на долю скрытого теплообмена, который поэтому следует признать главным видом теплового взаимодействия океана и атмосферы.

Основной поток скрытого тепла устремляется в атмосферу в тропических районах океана, в зоне внутритропической конвергенции, именно здесь расположен глобальный источник теплосодержания атмосферы. Существует еще один механизм скрытого теплообмена, который действует только в штормовых условиях, при развитии волнения в океане и скорости ветра более 15–20 м/с. Это — испарение в воздухе брызг воды, срываемых ветром с гребней волн.

За три штормовых дня атмосфера может получить такое же количество влаги (скрытого тепла), какое она получает в спокойных, маловетренных условиях. Данный механизм действует главным образом в умеренных и высоких широтах, где велика повторяемость штормовой погоды. Реализация в атмосфере океанического тепла зависит от ее температурной стратификации, для турбулентного теплообмена это следует из формулы (1): тем больше, чем больше положительная разность $t_w - t_a$, т.е. чем больше вертикальная неустойчивость воздуха в приводном слое. Поток влаги зависит от разности парциального давления (упругости) водяного пара $e_w - e_a$ и напрямую с температурной стратификацией не связан. Однако, чтобы произошла конденсация водяного пара в атмосфере, т.е. выделение скрытого тепла, неустойчивая стратификация и возникающие вследствие этого восходящие движения необходимы.

Следовательно, разность $t_w - t_a$ является фундаментальной характеристикой теплового взаимодействия океана и атмосферы. Существуют два основных типа теплового взаимодействия в умеренных и высоких широтах в зависимости от знака разности $t_w - t_a$. При положительном знаке, особенно если абсолютная величина разности значительна, в атмосфере над океаном развиваются сильные восходящие движения, образуется мощная слоисто-дождевая или кучево-дождевая облачность, выпадают интенсивные осадки, в атмосферу выделяется большое количество скрытого тепла.

Примерами погоды, связанной с этим типом взаимодействия океана и атмосферы, являются синоптические процессы зимой на восточных побережьях континентов в умеренных широтах. На Дальнем Востоке зимний континентальный муссон, имеющий температуру у поверхности земли -20°C , вторгается на относительно теплое Японское море ($5-10^\circ\text{C}$), что порождает бурную конвекцию, прогревание нижней тропосферы и образование здесь циклонов. В средней и верхней тропосфере на востоке Тихого океана образуется теплый высотный гребень. Совсем другая погода формируется при отрицательной разности $t_w - t_a$, которая отмечается в этих же районах летом. Например, у восточного побережья Северной Америки теплый континентальный воздух, поступающий с западно-восточным переносом на относительно холодную поверхность Атлантического океана, приобретает устойчивую температурную стратификацию. Охлаждающее влияние океана распространяется только на нижний слой атмосферы толщиной 800–1000 м, в котором образуются температурные инверсии, низкая слоистообразная облачность и туманы. Общеизвестно выражение «туманы Ньюфаундленда». Очевидно, что первый тип взаимодействия океана и атмосферы является активным, при нем атмосфера приобретает основные запасы тепла.

Энергоактивные зоны океана. Рассмотрим распространение первого типа взаимодействия, области его максимального развития носят название энергоактивных зон Мирового океана. В Северном полушарии их выделяют четыре: зона Гольфстрима, ньюфаундлендская и норвежская в Атлантическом океане, зона Куроисио в Тихом океане. Они соответствуют теплым океаническим течениям: Гольфстриму, Северо-Атлантическому, Норвежскому и Куроисио, где разность $t_w - t_a$ максимальна вследствие повышенной температуры воды. Наличие трех энергоактивных зон Мирового океана в Северной Атлантике и всего одной в Тихом океане объясняется относительно небольшой шириной Атлантического океана в сравнении с Тихим, а также особенно-

стями циркуляции атмосферы. Изменение температуры воздушной массы над океаном, ее трансформация в условиях западно-восточного переноса отмечается практически на всем ее пути через океан. Поэтому и области поступления тепла в атмосферу (энергоактивные зоны Мирового океана) существуют в Северной Атлантике как на западе, так и на востоке. При этом энергоактивные зоны в Гольфстриме и ньюфаундлендская прогревают воздушные массы, поступающие на океан по югу умеренных широт, а норвежская энергоактивная зона — воздух арктических вторжений.

В Тихом океане трансформация континентального воздуха начинается и заканчивается в энергоактивной зоне Курисио, занимающей почти половину его акватории; на западе температурные контрасты между водой и воздухом уже отсутствуют. В тропических и экваториальных районах Земли тепловое взаимодействие океана и атмосферы имеет другой характер.

Воздушные массы пассатов северного и южного полушарий, относительно сухие в начале своих траекторий, насыщаются над океанами колоссальным количеством влаги, однако ее реализация в атмосфере (превращение скрытого тепла в явное) затруднена из-за наличия пассатной инверсии температуры в нижнем, примерно километровом слое воздуха (нет конвекции, нет мощной облачности), поэтому нет прогревания атмосферы за счет освобождения скрытого тепла. Только вблизи экватора, где встречаются пассаты обоих полушарий и разрушается пассатная инверсия, вся влага, запасенная пассатами, поднимается вверх в процессе вынужденной (конвергенция ветра) и свободной конвекции, формируя мощные скопления кучево-дождевых облаков.

Эти скопления, называемые кластерами, образуют крупномасштабную линейную облачную структуру, вытянутую вдоль экватора и хорошо видны на спутниковых снимках (рис. 15), как проявление внутритропической зоны конвергенции. Именно здесь, за счет тепловых ресурсов тропической зоны океанов, формируется экваториальное звено первой ячейки меридиональной циркуляции атмосферы — ячейки Гадлея, внутри которой полученное атмосферой океаническое тепло переносится в более высокие широты.

На этом основании выделяют еще одну энергоактивную зону Мирового океана — экваториальную, как главный нагреватель планетарной тепловой машины, в результате работы которой образуется глобальный западно-восточный перенос атмосферы. Знак разности температуры $t_w - t_a$ на экваторе не имеет такого решающего влияния на процессы теплового взаимодействия атмосферы и океана, как это наблюдается в умеренных и высоких широтах, но также создает здесь

два типа взаимодействия, возникающих при положительной и отрицательной аномалии температуры воды океана.

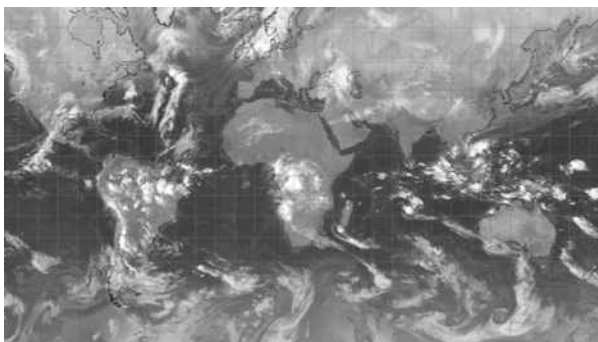


Рис. 15. Глобальная карта облачности 18.02.2012 (ИК–диапазон, 10,5–12,5 мкм)

При положительной аномалии конвекция во внутритропической зоне конвергенции развита хорошо, а при отрицательной — в определенной мере подавлена. Два различных состояния внутритропической зоны конвергенции влияют по-разному и на формирование циркуляции атмосферы в масштабе всей планеты.

Взаимодействие атмосферы и океана в тропиках. Проанализируем крупномасштабные особенности теплового влияния океана на атмосферную циркуляцию и формирование длительных аномалий погоды.

Разделим процессы взаимодействия на два масштаба: глобальный, где главную роль играет экваториальная энергоактивная зона, и региональный, в котором тепловое взаимодействие происходит в активной зоне умеренных и высоких широт. Разработанной моделью глобального взаимодействия атмосферы и океана является модель, первоначально предложенная Я. Бьеркнесом для тихоокеанского сектора Северного полушария, в настоящее время известная под названием «модель Эль-Ниньо — Ла-Нинья». Этими испанскими терминами обозначаются две фазы температурного режима Перуанского течения у западных берегов Южной Америки. Давно отмечено, что с периодичностью 4–5 лет воды этого течения становятся холоднее, а затем теплее нормы.

В годы холодной воды у берегов Перу и Чили интенсивно развивается планктон, вследствие подъема биогенных веществ со дна океана, и активно размножается анчоус — главный объект рыболовного промысла, от успеха которого зависит благосостояние этих стран

(фаза «Ла-Нинья»). Когда Перуанское течение теплеет, подъем на поверхность придонных вод и соответственно биогенных веществ резко ослабляется, что вызывает значительное падение продуктивности анчоуса и его уловов (фаза «Эль-Ниньо»). Понятно, что для жителей прибрежных районов наступление условий Эль-Ниньо является настоящей трагедией, и своевременный их прогноз мог бы смягчить негативные экономические последствия. В процессе поиска прогностических решений было обнаружено, что потепление Эль-Ниньо не ограничивается Перуанским течением, а постепенно распространяется на экваториальные воды всего Тихого океана.

На этом феномене Я. Бьеркнес и построил свою модель, он пришел к выводу, что температура воды на экваторе и интенсивность пассатов северного и южного полушарий изменяются в режиме автоколебаний. В годы Эль-Ниньо, когда океан на экваторе аномально прогрет, конвекция в ВЭК усилена, увеличен, следовательно, поток скрытого тепла в атмосферу, интенсифицирована вся ячейка Гадлея, что приводит к усилению субтропических антициклонов и пассатов.

В процессе Эль-Ниньо заложены причины самоликвидации, усиление пассатов приводит к активизации дрейфовых течений в тропических районах океана, т.е. течений, вызванных ветром. Дрейфовый перенос вод подчиняется закону Экмана, согласно которому суммарный поток в слое океана, подверженном действию ветра, направлен перпендикулярно к вектору ветра, вправо от него в северном полушарии и влево — в южном. Таким образом, в области усиленных пассатов создаются условия дивергенции теплых поверхностных вод и подъема глубинных холодных вод. Этот процесс наблюдается во всей приэкваториальной зоне и в районе Перуанского течения, где теплая вода сгоняется пассатом в открытый океан, а на ее место вновь поднимаются глубинные воды, богатые биогенными веществами, наступают условия Ла-Нинья.

В условиях Ла-Нинья существуют предпосылки их исчезновения, т.е. постепенное ослабление внутритропической зоны конвергенции над холодной водой, ослабление субтропических антициклонов, пассатов и дрейфовой дивергенции вод. Дрейфовая дивергенция вод приводит к радиационному нагреванию экваториальных водных масс и восстановлению режима Эль-Ниньо. Имеются многочисленные данные, подтверждающие данную модель автоколебаний в тропической части Тихого океана.

Связь процессов в тропическом поясе Тихого океана с внутритропической циркуляцией атмосферы осуществляется через субтропические антициклоны. При их усилении в периоды Эль-Ниньо интенсифицируются пассаты, что приводит к усилению конвекции в ВЭК и к усилению скрытого теплового потока в атмосферу.

фицируются не только пассаты, но и ветры полярной периферии субтропических антициклонов — западно-восточный перенос.

Региональное взаимодействие атмосферы и океана. Такое взаимодействие осуществляется в энергоактивных зонах Мирового океана, связанных с теплыми течениями.

В исследованиях, посвященных анализу этого процесса, в качестве показателя теплового влияния океана используются данные по аномалиям температуры поверхности воды, устанавливаются асинхронные статистические связи, в которых океан опережает атмосферу, для ее использования в долгосрочных прогнозах. Но следует учитывать, что время реакции атмосферы на температурные аномалии океана небольшое, потому что тепловая трансформация воздушных масс над океаном в умеренных широтах занимает только несколько суток. В долгосрочных прогнозах погоды используются месячный и сезонный масштабы осреднения данных. Следовательно, статистические связи между тепловым состоянием океана и атмосферной циркуляцией в масштабах месяца и сезона будут наиболее тесными и физически объяснимыми, если рассчитаны как синхронные. Важным обстоятельством использования таких связей для долгосрочных прогнозов является большая тепловая инерция океана. Анализ автокорреляционных и спектральных функций средних месячных аномалий температуры воды в главных течениях Северной Атлантики и соответствующих им энергоактивных зон показывает, что время сохранения аномалий одного знака 3–4 месяца, но известны случаи существования однородных аномалий в течение 10 месяцев.

Таким образом, для использования синхронных статистических связей между тепловым состоянием океана и атмосферной циркуляцией в целях долгосрочного прогноза погоды необходимо и вполне возможно дать предварительный прогноз температуры воды в океане с достаточной точностью. Тепловая инерция океана позволяет рассчитывать аномалии температуры воды на сроки до 3 месяцев вперед.

Если есть такой прогноз, используются синхронные статистические связи между аномалиями температуры воды в энергоактивных зонах Северной Атлантики Δt_w и одним из важнейших показателей циркуляции атмосферы ΔH_{500} в Евразии. Анализ корреляции между этими величинами показал, что вблизи энергоактивных зон Мирового океана отмечается положительный очаг корреляции, т.е. положительные аномалии Δt_w приводят к увеличению потока тепла в атмосферу и общему росту давления в нижних ее пяти километрах, к формированию высотного гребня. Восточнее положительной области корреляции

расположена отрицательная, отражающая процесс формирования длинных волн в атмосфере: гребень через 2–3 тыс. км вдоль западно-восточного переноса сменяется ложбиной.

Данная физико-статистическая модель полностью подтверждается результатами гидродинамического моделирования взаимодействия океана и атмосферы. Таким образом, располагая прогнозом температуры воды в океане, мы можем дать прогноз поля давления в атмосфере, т.е. преобладающего в будущем типа атмосферной циркуляции. Расчет характеристик погоды по данным о прогностической циркуляции не представляет труда; методы такого расчета были предложены во многих синоптических работах по долгосрочному прогнозу.

1.2. Классификация моделей климатической системы

Изучение любого физического явления должно основываться на данных измерений, но если объем эмпирической информации недостаточен или временной масштаб изучаемых явлений велик (соизмерим с продолжительностью жизни поколения), или явление, о последствиях которого нужно знать недопустимо (ядерный конфликт), в этих ситуациях пользуются математическими моделями изучаемых явлений.

Математические модели климатической системы представляют собой совокупность уравнений гидротермодинамики, описывающих состояние отдельных подсистем и дополненных надлежащими начальными и граничными условиями и схемами параметризации тех физических процессов, которые из-за несовершенства наших знаний, ограниченности имеющихся в распоряжении технических средств не поддаются разрешению в явном виде.

Модели климатической системы делятся на аналитические и численные, детерминистические и стохастические, гидротермодинамические и термодинамические (энергобалансовые), нульмерные, 0,5-мерные (боксовые), одномерные, двухмерные (зональные) и трехмерные. Данное деление классифицирует модели по методу решения (аналитические, численные), учитывает ансамбль состояний климатической системы (стохастические, детерминистические), по способу воспроизведения упорядоченной крупномасштабной циркуляции (в гидротермодинамических моделях — непосредственно, термодинамических — параметризованная форма), по числу независимых переменных, пространственных координат (модели нульмерные и др.).

Определим принцип деления моделей на детерминистические и стохастические. Климатическая система обладает широким спектром временных масштабов — от долей секунд, присущих турбулентности,

до сотен миллионов лет, обусловленных циклической перестройкой конвективных движений в мантии Земли и дрейфа континентов. Детерминистической модели, воспроизводящей многообразие временной изменчивости климатической системы, учитывающей реальную географию континентов и океанов, не существует. Поэтому сокращаем рассматриваемый интервал временных масштабов, или заменяем описание неразрешаемых моделью процессов параметрическим. Таким образом поступают с короткопериодными процессами, в долгопериодных определяющие их параметры фиксируются, что вызывает искажение отклика малоинерционных звеньев климатической системы на внешнее возмущение.

Отказ от фиксации параметров инерционных звеньев климатической системы не только создает проблему замыкания (как в теории турбулентности), но и приводит к появлению в уравнениях модели дополнительных членов, характеризующих случайные возмущения. Пусть $\mathbf{X} = (x_i)$ — вектор состояния быстрого компонента, $\mathbf{Y} = (y_i)$ — медленного компонента климатической системы (например, атмосферы и океана), первому соответствует типичный временной масштаб t_{0x} , второму — t_{0y} , которые связаны неравенством $t_{0x} \ll t_{0y}$.

Следовательно, в спектре климатической изменчивости быстрый и медленный компоненты разнесены друг относительно друга. В этом случае эволюция климатической системы может быть описана следующей системой уравнений:

$$\frac{dx}{dt} = f_i(\mathbf{X}, \mathbf{Y}), \quad (1)$$

$$\frac{dy_i}{dt} = g_i(\mathbf{X}, t), \quad (2)$$

где f_i и g_i — известные нелинейные функции от переменных $\mathbf{X}, \mathbf{Y}$. Рассмотрим эволюцию климатической системы на временных масштабах $t_{0x} \gg t_{0y}$, приведем систему (1–2) к одному уравнению для медленной переменной $\mathbf{Y}$ усреднив уравнение (2) по времени с периодом, много большим t_{0x} , но много меньшим t_{0y} , получим

$$\overline{\frac{dy_i}{dt}} = \overline{g_i(\mathbf{Y}, \mathbf{X})}, \quad (3)$$

где есть временное усреднение. Последовательно заменим усреднение по времени усреднением по ансамблю всевозможных реализаций быстрой переменной $\mathbf{X}$ при фиксированном значении медленной переменной $\mathbf{Y}$. Затем параметризуем фигурирующую в функции $\langle g_i(\mathbf{X}, \mathbf{Y}) \rangle$ переменную $\mathbf{X}$ (скобки — вероятностное усреднение) в тер-

минах Y . Отметим, что $\overline{g_i(Y, X)}$ отличается от $\langle g_i(X, Y) \rangle$ флуктуационным членом g'_i , характеризующим вклад в дисперсию переменной Y всех высокочастотных возмущений переменной X и возмущений из интервала $t_{0x} \ll t \ll t_{0y}$ спектрального минимума, т.е. возмущений, которые обуславливаются взаимодействием быстрого и медленного компонентов и образуют вместе с высокочастотными возмущениями низкочастотный белый шум. Параметризуя $\langle g_i(X, Y) \rangle$ в виде $\langle g_i(X, Y) \rangle = \tilde{g}_i(Y) + g'_i$, приходим к уравнению

$$\frac{dy_i}{dt} = \tilde{g}_i(Y) + g'_i. \quad (4)$$

Эволюция медленного компонента климатической системы из любого начального состояния будет описываться в фазовом пространстве параметров y_i не одной кривой, а семейством кривых, соответствующих всевозможным случайным возмущениям g'_i , что следует из уравнения (4). В этом и заключается отличие детерминистических и стохастических моделей, в одних наличие случайных возмущений не учитывается, в других учитывается только в определенной форме.

Одним из ограничений детерминистических моделей является трудность анализа полученных результатов, помогает в анализе серия численных экспериментов, проводимая при различном сочетании внешних и внутренних параметров модели. Примером является теория подобия циркуляции планетных атмосфер, разработанная Г.С. Голицыным и модифицированная С.С. Зилитинкевичем, А.С. Мониным для глобального взаимодействия атмосферы и океана.

Тема 2. Параметризация синоптической изменчивости потоков импульса, тепла и влаги

2.1. Турбулентность, основные понятия

Наиболее распространенные движения в океане, атмосфере и водах суши при реально наблюдаемых скорости и размерах потоков имеют турбулентный характер. При этом упорядоченность движения, характерная для ламинарных потоков и определяемая физическими свойствами среды, нарушается. При возрастании скорости движения или размеров потока в вязкой среде ламинарное движение может терять устойчивость. Малые возмущения начинают быстро возрастать, нарушая регулярный характер движения, в потоке возникают вихревые образования различных пространственных масштабов и с различным

временем жизни. Движение становится неупорядоченным. Мгновенные значения всех термогидродинамических полей испытывают случайные колебания с различными пространственно-временными масштабами как в каждой точке пространства в один и тот же момент времени, так и во времени в одной и той же точке пространства.

Переход от ламинарного к турбулентному режиму движения происходит, когда Re (число Рейнольдса) = $\frac{vh}{V}$, где v — скорость

движения, h — толщина течения, $V = \frac{\mu}{\rho}$ — кинематическая вязкость

жидкости, где μ — коэффициент вязкости жидкости, ρ — плотность жидкости, превышает критическое значение $Re_{кр} \approx 3000$.

Если атмосфера и океан рассматриваются как сплошные среды, то используется уравнение Навье — Стокса, оно позволяет при определенных условиях выделить статистически точные осредненные значения. По определению турбулентное движение жидкости предполагает наличие неупорядоченности течения, в котором различные величины претерпевают хаотические изменения во времени и пространстве и при этом могут быть выделены их статистически точные осредненные значения.

Источниками турбулентности могут быть силы трения при движении вблизи неподвижных стенок или градиенты скорости в потоке. Турбулентность, возникающая вблизи неподвижных твердых границ и непрерывно подвергающаяся их воздействию, называется пристеночной, а при отсутствии твердых границ — свободной. В реальной вязкой жидкости турбулентное движение всегда диссипативно, влияние вязкости приводит к преобразованию кинетической энергии движения в тепло. При отсутствии постоянного притока энергии от внешних по отношению к турбулентному движению источников оно вырождается, все его характеристики становятся более однородными.

Если во всех областях поля течения турбулентность имеет одну и ту же структуру и ее характеристики не зависят от параллельного переноса системы координат, то она называется однородной. Простейшим видом турбулентности является полная неупорядоченность, когда все статистические характеристики не зависят от направления. В этом случае турбулентность называется изотропной. Роль турбулентности в процессах формирования термогидродинамических полей в атмосфере и океане велика и является важной проблемой геофизики. Описание пульсирующих турбулентных полей может быть только статистическим, с определенными вероятностными выводами относи-

тельно средних характеристик. В практических приложениях преобладает полуэмпирический подход, который заключается в изучении характеристик средних полей при определенных гипотезах относительно связи их с пульсационными.

Турбулентные колебания термогидродинамических полей в атмосфере образуют широкий спектр пространственно-временных масштабов, интенсивность турбулентности в различных областях этого спектра различна, что позволяет выделить отдельные энергонесущие области с характерными для них пространственными и временными масштабами. С учетом этого А.С. Монин предложил следующую классификацию.

Микрометеорологические колебания — колебания с временными масштабами от долей секунд до минут, так называемая мелкомасштабная турбулентность. Максимум энергии таких колебаний приходится на период около 1 мин., а горизонтальные пространственные масштабы составляют величины около 600 м.

Мезометеорологические колебания — колебания с периодами от минут до часов. Пространственные масштабы таких колебаний около 10 км, т.е. порядка эффективной толщины всей тропосферы.

Синоптические процессы — колебания с периодами от суток до нескольких суток с максимумом энергии вблизи 4 суток. Типичная скорость движения при этих процессах около 10 м/с, а типичная скорость превращения энергии — около недели.

Крупномасштабные колебания — глобальные, с периодами от недель до месяцев; сезонные, с годовым периодом; межгодовые и внутривековые. Последние слабо изучены и объединяются в одну группу крупномасштабных колебаний.

Из вопросов тепло- и влагообмена атмосферы с океаном рассмотрим микрометеорологические процессы, обусловленные мелкомасштабной турбулентностью вблизи границы вода — воздух. Реальные движения в атмосфере и океане имеют турбулентный характер, что проявляется в наличии неупорядоченных разномасштабных колебаний во времени и пространстве всех термогидродинамических полей. Влиянием турбулентности обусловлено увеличение тепла, солей, приводящих к выравниванию градиентов этих субстанций в океанах. Океаническая турбулентность характеризуется широким спектром пространственно-временных масштабов, соответствующих нестационарным изменениям термогидродинамических полей согласно классификации.

В океане можно выделить следующие наиболее характерные колебания:

мелкомасштабные — с периодами от долей секунд до десятков минут, порождаемые поверхностными и внутренними волнами, мелкомасштабными колебаниями внешних факторов и внутренними гидродинамическими неустойчивостями термохалинной и скоростной структуры океана;

мезомасштабные — с периодами от часов до суток, обусловленные приливными и инерционными силами, а также суточными изменениями потока лучистой энергии;

синоптические — с периодами от нескольких суток до месяцев, выражающиеся в формировании крупных вихрей с масштабами порядка 100 км, имеющих значительно большую продолжительность жизни, чем атмосферные циклоны и антициклоны. Эти колебания могут быть сравнимы со среднемноголетними изменениями течения, однако их изучение еще только начинается. Пример таких колебаний — ринги Гольфстрима;

сезонные колебания с годовым периодом — наиболее четко выражены в температурной структуре океана в умеренных и высоких широтах;

межгодовые, внутривековые и междувекковые колебания, связанные с общим изменением климата и состоянием Мирового океана. Их изучение необходимо для разработки долгосрочных и сверхдолгосрочных прогнозов погоды.

2.2. Параметризация потоков тепла и влаги в приводном слое атмосферы

Для описания осредненных значений параметров пульсирующих полей необходимо использовать статистическое осреднение. Строго говоря, такое осреднение должно быть вероятностным по ансамблю реализаций при одинаковых условиях протекания процессов и внешних факторах. Получить набор таких реализаций не представляется возможным, поэтому практически используется временное осреднение какой-либо длительной реализации в одной точке. Мгновенное значение любой пульсирующей случайной величины представляется в виде

$$f = \bar{f} + f', \quad (1)$$

где $\bar{f}$ — среднее значение, f' — отклонение от среднего или пульсация.

Такой способ описания впервые был предложен Рейнольдсом и им же сформулированы определенные правила при использовании формулы (1), а именно:

$$\begin{aligned}\overline{f + \varphi} &= \bar{f} + \bar{\varphi}, \quad \overline{a\varphi} = a\bar{f} \quad \text{при } a = \text{const}, \\ \frac{\partial \bar{f}}{\partial \tau} &= \frac{\partial \bar{f}}{\partial \tau}, \quad \frac{\partial \bar{f}}{\partial x_i} = \frac{\partial \bar{f}}{\partial x_i}, \\ \overline{a\bar{f}} &= a\bar{f}.\end{aligned}\quad (2)$$

Из этих условий вытекают важные для дальнейшего следствия:

$$\bar{f}' = 0, \quad \bar{\bar{f}} = \bar{f}, \quad \overline{f\varphi} = \bar{f}\bar{\varphi} + \overline{f'\varphi'}.\quad (3)$$

Среднее временное значение при таком подходе определяется выражением

$$\bar{f} = \frac{1}{T} \int_{\tau-T/2}^{\tau+T/2} f(x, y, z, t) d\tau, \quad (4)$$

где T — период осреднения. Подставляя уравнение (1) в уравнения Навье–Стокса и осредняя их, получим уравнения Рейнольдса, из которых для потоков тепла и влаги в приводном слое следуют выражения

$$P = -c_p \rho \nu_T \frac{dt}{dz} + c_p \rho \overline{t'w'}, \quad (5)$$

$$W = -\rho \nu_q \frac{dq}{dz} + \rho \overline{q'w'}, \quad (6)$$

где ν_T и ν_q — коэффициенты молекулярной температуропроводности и диффузии, ρ — плотность и c_p — теплоемкость воздуха при постоянном давлении, t — температура воздуха, q — удельная влажность воздуха, w' — пульсации вертикальной составляющей скорости ветра.

Из выражений (5) и (6) следует, что для конкретных расчетов потоков тепла и влаги необходимо располагать прямыми градиентными и пульсационными измерениями соответствующих величин. Поскольку такие измерения проводятся только при специализированных измерениях, то для практических нужд возникает задача расчета потоков по данным стандартных измерений на одном уровне в приводном слое. Эта задача решается путем параметризации потоков, т.е. выражения их через интегральные характеристики приводного слоя атмосферы.

Задачей параметризации потоков является их расчет по легко измеряемым внешним параметрам. Такими являются: скорость ветра u_a на уровне $z = a$, разность температур $\delta t = t_s - t_a$ и удельных влажностей $\delta q = q_s - q_a$. Температура t_s должна быть равна температуре поверхности воды, но при использовании стандартных измерений она отождествляется со средней температурой некоторого приповерхностного слоя, не учитывающего наличия скин-слоя.

Величину насыщающей удельной влажности q_s можно выразить через температуру испаряющей поверхности, например по формуле Магнуса:

$$q_s = \frac{0,622e}{p}, \quad e = 6,1 \cdot 10^{\frac{745T_s}{235 + T_s}}, \quad (7)$$

где e — давление насыщенного водяного пара гПа, p — атмосферное давление.

Согласно гипотезе интегральных коэффициентов обмена параметризация (5) и (6) осуществляется следующим образом:

$$P = c_p \rho c_T u_a (t_s - t_a), \quad (8)$$

$$W = \rho c_q u_a (q_s - q_a). \quad (9)$$

Формулы (8) и (9) еще не решают проблемы расчета потоков тепла и влаги. Они только переносят трудности определения коэффициентов турбулентного обмена на определение коэффициентов c_T и c_q . Есть различные схемы определения c_T и c_q . В простом случае считают $c_T = c_q = \text{const}$. В более сложных моделях полагают $c_T = f(u_a)$; $c_q = f(u_a)$. Существуют и более громоздкие схемы расчетов.

С точки зрения определения P и W по данным дистанционного зондирования отметим, что в формулы (8) и (9) входят параметры u_a , t_s , t_a , q_s , q_a . u_a и t_s , которые можно рассчитать по данным зондирования. Как следует из уравнения (7), q_s рассчитывается по t_s , а параметры t_a и q_a , учитывая, что уровень измерения их составляет 10–50 м от поверхности воды, определить по данным дистанционного зондирования сложно. Но временной ход t_a и q_a тесно коррелирует с временным ходом t_s , следовательно, можно выразить t_a и q_a в виде функций t_s :

$$t_a = \varphi_1(t_s), \quad (10)$$

$$q_a = \varphi_2(t_s). \quad (11)$$

Тогда P и W можно искать в виде

$$P = F_1(u_a, t_s), \quad (12)$$

$$W = F_2(u_a, t_s). \quad (13)$$

Если выразить зависимости (12) и (13) в явном виде, то это позволит вычислять P и W по данным дистанционного зондирования.

2.3. Поверхностное волнение

Ветер кроме течений вызывает и волны, волнение существенно меняет структуру поверхностного слоя океана и влияет на процессы теплового и динамического взаимодействия океана с атмосферой, оп-

тические, акустические и целый ряд других физических, химических и биологических процессов. Порывы ветра меняют ровную поверхность океана, вначале это правильные гряды очень невысоких (порядка сантиметров) волн — рябь. Такие волны называют капиллярными, т.к. влияние на них оказывает сила поверхностного натяжения жидкости, частоты капиллярных волн лежат в диапазоне 50–10 Гц. При дальнейшем увеличении волнения под действием ветра капиллярные волны преобразуются в гравитационно-капиллярные, на которые помимо силы поверхностного натяжения существенное влияние оказывает сила тяжести. Эти волны менее упорядочены, а их частоты лежат в диапазоне 10–1 Гц.

При усилении ветра волнение увеличивается, становится неупорядоченным, в виде отдельных неправильной формы холмов и впадин. Такое волнение называют трехмерным, в отличие от волн с очень длинными гребнями. Штормовое волнение, развивающееся при длительном сильном ветре, становится более упорядоченным и имеет вид отдельных валов с явно выраженными гребнями, но все эти гребни сравнительно небольшой протяженности, и общая трехмерная форма волнения сохраняется. Описанные в данном абзаце волны называют гравитационными, их частоты меньше 1 Гц.

На поверхности основных волн возникают более мелкие неупорядоченные вторичные волны. Вершины этих волн и основных гребней нередко частично разрушаются, образуя «барашки», состоящие из пены. Размер волн возрастает по мере действия ветра вначале быстро, а затем все медленнее, стремясь к определенному пределу, соответствующему данной скорости ветра. Еще одной особенностью ветрового волнения является его зависимость от протяженности поверхности, над которой дует ветер, или длины разгона волны. Поэтому максимальные значения размеров волн наблюдаются в зоне «ревуших сороковых» широт Южного полушария, где западный ветер может разгонять волны вдоль всего круга широт.



Рис. 16. Траектории движения частиц жидкости в воде

Расстояние между вершинами (гребнями) или впадинами (подошвами) называют длиной волны λ , расстояние по вертикали между подошвой и гребнем h — высотой волны. Время, за которое в данной

точке одна вершина сменяется другой, τ есть период волны, $1/\tau$ — ее частота, а скорость перемещения гребня по горизонтали c — фазовая скорость волны. Отношение h/λ называется крутизной волны. Величина $k = 2\pi/\lambda$ — волновое число. Траектории движения частиц жидкости в волне представляют собой эллипсы, быстро уменьшающиеся с глубиной. На глубине, равной половине длины волны, амплитуда периодических движений жидкости в 23 раза меньше, чем на поверхности, а на глубине, равной длине волны, они практически полностью затухают (в 535 раз меньше волновых колебаний на поверхности).

Характеристики волн изменяются в зависимости от скорости ветра в довольно широких пределах, при этом обнаруживаются две общие закономерности: чем выше штормовая волна, тем она положе, т. е. при этом h/λ уменьшается; чем длиннее волна, тем больше скорость ее распространения. Типичным для штормового ветра (скорость больше 15 м/с) является волнение высотой в 5–8 м при длине волны 190–200 м, периодах около 10 с. Увеличение h/λ при $v = 19$ м/с вызвано, по-видимому, тем, что волнение не было установившимся. Максимально возможная крутизна волны составляет $h/\lambda = 0,143$. В более ранней стадии развития волны всегда круче, чем в последующих. Усиление ветра приводит к увеличению отношения h/λ , ослабление его уменьшает крутизну волны. Как только ветер утих или совсем прекратился, волнение начинает медленно затухать. В первую очередь затухают вторичные короткие волны. Чем больше длина волны, тем медленнее она затухает. Оставшееся после прекращения ветра волнение называют мертвой зыбью. Крутизна ее всегда меньше крутизны ветрового волнения. В силу медленного затухания и очень большой скорости распространения зыбь из района зарождения проникает в очень отдаленные районы и по пути нередко становится фоном, на котором зарождается и развивается местное ветровое волнение. Зыбь наиболее близка к теоретическому двумерному волнению, когда длина гребня бесконечна.

РАЗДЕЛ 7. МЕЖДУНАРОДНЫЕ ПРОГРАММЫ И ЧИСЛЕННЫЕ МОДЕЛИ ГЛОБАЛЬНЫХ АТМОСФЕРНЫХ ПРОЦЕССОВ

Тема 1. Результаты численного моделирования глобального взаимодействия атмосферы и океана. Моделирование антропогенных изменений климата

1.1. Результаты моделирования

Проанализируем результаты численных экспериментов по реакции системы атмосфера–океан на внешние воздействия. Из-за большой теплоемкости океана реакция климатической системы имеет четко выраженный нестационарный характер, потому результаты не используются непосредственно в прогнозе на небольшой срок, их назначение — дать представление о возможных изменениях климатической системы.

Реакция на изменение соотношений площадей суши и океана. Соотношение площадей океана и суши, их взаимное расположение играют в формировании климата не меньшую роль, чем широтная зональность инсоляции, газовый состав атмосферы. Доказательством могут быть эмпирические данные или результаты численных экспериментов. Обсуждение результатов начнем с ответа на вопрос о том, каким был бы климат, если бы Земля была полностью покрыта океаном или сушей.

На протяжении геологической истории Земли соотношение площадей океана и суши в отдельных полушариях испытывало неоднократные и значительные изменения, порождаемые дрейфом континентов. Они (масштаб 100 лет) должны были сопровождаться флуктуациями климата, характеризующимися ослаблением или усилением континентальности. Следовательно, воспроизведение климата, отвечающего данной ситуации, позволяет оценить вероятный диапазон климатических флуктуаций, создаваемых дрейфом континентов, и решить проблему реконструкции палеоклимата (цель интерпретации численных экспериментов).

Возьмем за основу 0,5-мерную (боксовую) модель климатической системы Северного полушария, предварительно модифицированную для двух моментов. В случае Земли, покрытой океаном, в уравнениях сохранения тепла для области умеренных и низких широт океана исключался член, характеризующий влияние пространственной неоднородности полей температуры и толщины верхнего квазиоднородного слоя, чтобы отразить факт, что их пространственная неоднородность обуславливается и блокирующим эффектом континентов. В слу-

чае Земли, покрытой сушей, влагосодержание почвы фиксировалось, принималось $\frac{W}{W_k} = 1$, южная граница снежного покрова отождествлялась со средней годовой изотермой -1°C , положение которой, как и в исходной модели, находилось из аппроксимации меридионального распределения средней годовой приземной температуры.

Результаты численных экспериментов свидетельствуют о том, что Земля, покрытая океаном, обладает более теплым, а Земля, покрытая сушей, более холодным (по сравнению с современным) климатом. Основные отличия климатических характеристик соответствуют высоким широтам, разность средних годовых значений приземной температуры в указанных двух случаях составляет более 26°C в северном, 3°C в южном боксах. Причины подобного преобразования климата понятны, это изменения радиационных и теплофизических свойств подстилающей поверхности, наличие положительной обратной связи между альбедо подстилающей поверхности и приземной температурой. Им соответствует исчезновение морского льда в первом случае и значительное продвижение снежного покрова на юг во втором.

В случае Земли, покрытой океаном, резко (на 12°C по сравнению с современной) увеличивается температура глубинного слоя в области умеренных и низких широт океана. Отмеченная особенность является следствием ослабления переноса холодных глубинных вод и высоких широт в умеренные и низкие широты океана. Ослабление переноса холодных глубинных вод вызывается повышением температуры воды в высоких широтах океана и локальным уменьшением теплоотдачи океана в атмосферу. В случае Земли, покрытой сушей, решением является заметное усиление меридионального переноса явного и скрытого тепла в атмосфере, что объясняется, во-первых, сосредоточением меридионального переноса тепла в атмосфере (в двух других случаях перенос перераспределяется между океаном и атмосферой), во-вторых, интенсификацией возмущений синоптического масштаба в атмосфере, обусловленной увеличением перепада температур между северным и южным атмосферными боксами.

Эксперименты выявляют один неожиданный результат: в случае Земли, покрытой сушей, влагосодержание атмосферы в южном боксе не только не уменьшается, как должно было быть при понижении температуры и ослаблении испарения с подстилающей поверхности, а, наоборот, увеличивается по сравнению с современной Землей или покрытой океаном. Для объяснения результата обратимся к рис. 17, где показаны сезонные колебания элементов климата: температуры, влажности, скорости выпадения осадков.

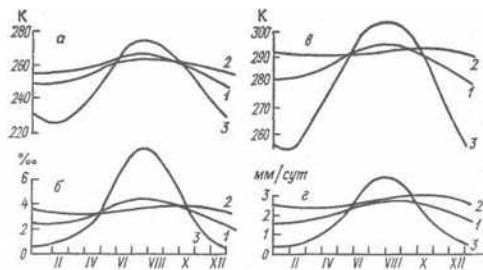


Рис. 17. Сезонные колебания средних по Северному полушарию климатических характеристик при современном соотношении площадей океана и суши (1), когда Земля покрыта океаном (2), суши (3): а — средняя взвешенная (по массе атмосферы) температура воздуха; б — средняя взвешенная массовая доля влаги; в — температура воздуха в приземном слое атмосферы; г — скорость выпадения осадков

Средняя годовая влажность воздуха зависит в основном от ее значений в летний период, когда температура приземного слоя атмосферы в случае Земли, покрытой суши, выше, чем в других двух случаях, на 5 °С. Если теперь учесть, что влажность и температура воздуха связаны между собой нелинейной зависимостью, то отмеченное увеличение влагосодержания атмосферы становится понятным, но тогда климат умеренных и низких широт в случае Земли, покрытой суши, должен быть более гумидным, чем климат в случае Земли, покрытой океаном, и еще более, чем климат, при современном распределении суши и океана. Этот противоречащий результат является фиксацией влагосодержания почвы. Он — свидетельство того, как важно правильно описывать гидрологический цикл при моделировании палеоклимата.

Рассмотрим другой вопрос темы (взаимное расположение океана и суши), проанализируем предельные ситуации. Представим, что на Земле имеется один континент, занимающий зональный пояс 17° с.ш. и 17° ю.ш. (экваториальный континент), или два континента с центрами на полюсах и границами, проходящими вдоль 45° с. и 45° ю.ш. (полярные континенты). При такой аппроксимации площадь экваториального континента в первом случае и двух полярных континентов будет равна общей площади всех современных континентов. Другими словами, требуется оценить чувствительность климата к вариациям взаимного расположения океана и суши при неизменном соотношении их площадей. Сформулированная таким образом задача была решена в рамках упрощенной версии модели NCAR, полученная зависимость средней годовой зональной температуры подстилающей поверхности от широты представлена на рис. 18.

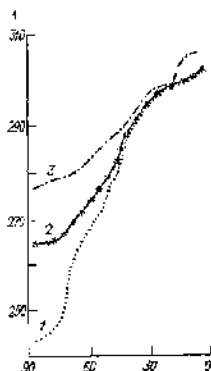


Рис. 18. Меридиональное распределение средней годовой зональной температуры подстилающей поверхности: 1 — случай полярных континентов с учетом снежного покрова в высоких широтах суши; 2 — без учета снежного покрова суши; 3 — случай экваториального континента

В случае экваториального континента средняя годовая зональная температура подстилающей поверхности в районе полюса остается выше температуры замерзания воды, в случае полярных континентов она уменьшается на 12°C , когда существование снежного покрова в высоких широтах суши не учитывается, на 34°C , если учитывается. Поддержание низких температур подстилающей поверхности, льда и снега в полярных широтах определяется только характером отражательной способности подстилающей поверхности. Другое объяснение имеет понижение температуры в экваториальных и тропических широтах, что связано с усилением испарения при замене суши океаном. Для Земли в целом средняя годовая температура подстилающей поверхности в случае полярных континентов оказывается ниже, чем в случае экваториального, на $4,6^{\circ}\text{C}$ без учета, на $7,4^{\circ}\text{C}$ при учете снежного покрова суши. Выяснилось, что климат очень чувствителен к вариациям взаимного расположения площадей океана и суши, их соотношения.

Чувствительность климата к вариациям солнечной постоянной или концентрации атмосферного CO_2 должна быть больше, когда континенты группируются в окрестности полюса, и меньше в районе экватора. Причиной является усиление положительной обратной связи между альбедо и температурой подстилающей поверхности из-за появления морского льда и снежного покрова суши в первом случае и отсутствия во втором.

1.2. Результаты моделирования антропогенных изменений климата

Реакция на изменение концентрации атмосферного CO₂. Основная климатическая роль углекислого газа, как и ряда других газов, состоит в том, что он создает в атмосфере так называемый парниковый эффект. Он заключается в том, что, с одной стороны, CO₂ слабо поглощает нисходящий поток коротковолновой солнечной радиации, с другой, является сильным поглотителем восходящего потока длинноволнового излучения в диапазоне длин волн 10–18 мкм. Поглощенная атмосферным CO₂ длинноволновая радиация переизлучается по всем направлениям, нисходящий поток длинноволновой радиации усваивается земной поверхностью, в результате чего температура поверхности становится выше той, которая была бы при отсутствии CO₂ и других парниковых газов в атмосфере.

Оценка парникового эффекта для современного состава атмосферы следует из условия равенства поглощенной планетой коротковолновой солнечной радиации и ее длинноволнового излучения

$$\pi a^2 S_0 (1 - \alpha_p) = 4\pi r^2 \sigma T_e^4,$$

где S_0 — солнечная постоянная; α_p — планетарное альбедо; a — радиус планеты; T_e — эффективная радиационная температура; σ — постоянная Стефана—Больцмана. Полагая $S_0 = 1370$ Вт/м², $\alpha_p = 0,3$, получаем $T_e \approx 255$ К. Температуру T_e можно интерпретировать как температуру на таком уровне H в атмосфере, на котором излучение в космическое пространство равно излучению планеты, для современной атмосферы $H \approx 6$ км. Средний вертикальный градиент температуры в тропосфере составляет около 5,5 °С /км, следовательно, температура T_s подстилающей поверхности должна быть равна 288 К. Разность $T_s - T_e$ К обусловлена парниковым эффектом атмосферы. В предположении о радиационном равновесии атмосферы увеличение Q нисходящего потока суммарной (коротковолновой и длинноволновой) радиации на верхней границе тропосферы при удвоении концентрации атмосферного CO₂ составляет около 4 Вт/м². На нагревание земной поверхности расходуется примерно треть суммарной радиации, остальная часть тратится на нагревание тропосферы, что увеличивает излучение активных в радиационном отношении компонентов атмосферы (облаков, H₂O, CO₂ и других газов) и усиливает нагревание подстилающей поверхности. Суммарное повышение δT_s температуры подстилающей поверхности, вызванное двумя факторами, составляет

$$\delta T_s \approx \frac{\delta Q}{4\sigma T_s^3} \approx 0,75 \text{ К}.$$

В приведенной оценке не учитывается наличие обратных связей, которые способны изменить результирующий эффект, следовательно, необходим более детальный анализ парникового эффекта CO_2 . Остановимся на анализе, выполненном на основе модели GFDL, она охватывает все звенья климатической системы, включая глубинные слои океана. О пространственном распределении установившихся изменений средней зональной температуры воздуха и воды в результате четырехкратного увеличения концентрации атмосферного CO_2 можно судить по рис. 19.

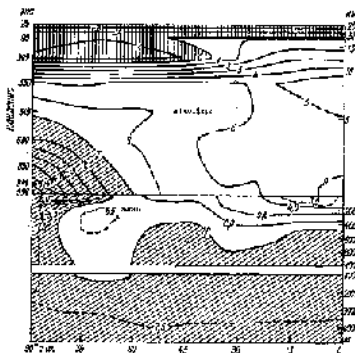


Рис. 19. Широтно-высотное распределение изменений средней зональной температуры ($^{\circ}\text{C}$) при четырехкратном увеличении концентрации атмосферного CO_2

Из-за усиления парникового эффекта стратосфера выхолаживается, а тропосфера нагревается, наибольшее повышение температуры воздуха отмечается в высоких широтах, что связано с уменьшением альбеда подстилающей поверхности за счет сокращения площади снега и льда. Повышение температуры распространяется до 12 км, в низких широтах оно охватывает всю тропосферу до 18 км. Это объясняется влиянием устойчивой стратификацией в высоких широтах и интенсивным конвективным перемешиванием в низких. Средняя зональная температура воды увеличивается на всех глубинах в океане, повышение температуры глубинного слоя составляет $7,0^{\circ}\text{C}$, оно одинаково на всех широтах, изменяется температура поверхности океана в зоне $^{\circ}\text{C.ш.}$, где находится область образования холодных глубинных вод (стратификация нейтральная) и возмущения температуры проникают до дна. Повышение температуры поверхности океана в низких широтах меньше, чем в высоких, из-за слабого прогрева приземного слоя атмосферы. Повышение температуры в глубинном слое океана превышает его значение в верхнем квазиоднородном.

Наибольшее увеличение температуры поверхности океана наблюдаются не в районе полюса, где нагревание приземного слоя атмосферы максимально, а в окрестности кромки морского льда (75° с.ш.). Это связывают с влиянием арктического галоклина, отделяющего холодный и распресненный верхний квазиоднородный слой океана от более теплого и соленого глубокого слоя, способствующего уменьшению толщины верхнего. При последующих экспериментах, выполненных при восьмикратном увеличении концентрации атмосферного CO_2 , не обнаружена данная особенность и вопрос о максимальном повышении температуры поверхности океана в окрестности кромки морского льда остается открытым.

Изменения средней зональной температуры воды и воздуха (рис. 19) отвечают средней годовой инсоляции, учет ее сезонных изменений трансформирует указанное распределение, потому что многие обратные связи (например, между приземной температурой и альбедо снежно-ледяного покрова) имеют сезонный характер. В качестве примера рассмотрим результаты численных экспериментов по сезонной изменчивости реакции климатической системы на удвоение концентрации атмосферного CO_2 , полученные в рамках модели GFDL с реальной географией континентов и представлением океана в виде резервуара конечной теплоемкости. В низких широтах изменения средних зональных значений приземной температуры T_a оказываются небольшими и слабо варьирующими в течение годового цикла (рис. 20).

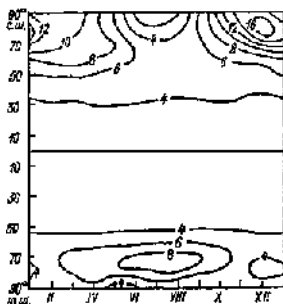


Рис. 20. Пространственно-временное распределение изменений средней зональной приземной температуры ($^\circ\text{C}$) при удвоении концентрации атмосферного CO_2

В высоких широтах они больше и испытывают сезонные колебания, особенно в Северном полушарии, при этом наибольшее повышение приземной температуры имеет место в начале зимы, когда значения T_a минимальны, наименьшее — летом (T_a максимальны), т.е. при увеличении концентрации атмосферного CO_2 амплитуда сезонных ко-

лебаний T_a в высоких широтах заметно уменьшается. Повышение приземной температуры, сопутствующее увеличению концентрации атмосферного CO_2 , приводит к уменьшению площади и толщины морского льда, соответственно уменьшается альбеда подстилающей поверхности, увеличивается поглощение коротковолновой радиации в верхнем квазистационарном слое и его температура. Но из-за большой теплоемкости верхнего квазистационарного слоя океана изменения T_a при отсутствии льда значительно меньше, так что увеличение T_a в высоких широтах летом оказывается небольшим. Поздней осенью, когда теплоотдача океана в атмосферу увеличивается, избыток тепла в верхнем слое приводит к задержке момента образования морского льда, что благоприятствует усилению теплообмена между океаном и атмосферой, а следовательно, нагреванию приземного слоя атмосферы поздней осенью–ранней зимой.

Увеличение атмосферного CO_2 должно сопровождаться интенсификацией гидрологического цикла, усилением испарения с океанской поверхности, увеличением влагосодержания атмосферы, количества осадков. Об увеличении средней годовой глобальной скорости выпадения осадков свидетельствуют оценки, полученные в рамках трехмерных климатических моделей. Выявленное уменьшение количества осадков связано с фиксацией температуры поверхности океана (при неизменной температуре океанской поверхности, увеличении концентрации атмосферного CO_2 испарение остается тем же, а температура воздуха несколько увеличивается. Соответственно уменьшается относительная влажность воздуха и скорость выпадения неконвективных осадков.

Таким образом, результатом увеличения концентрации атмосферного CO_2 является увеличение осадков для Земли в целом и, как следствие, интенсификация речного стока. Большое увеличение осадков и речного стока должно происходить в высоких широтах из-за роста влагосодержания, усиления меридионального переноса водяного пара. Это заключение подтверждается численными экспериментами, выполненными в рамках трехмерных моделей климатической системы. В других широтах (например тропики) результаты модельных расчетов отличаются друг от друга.

Повышение концентрации атмосферного CO_2 при учете сезонного хода инсоляции приводит к увеличению средних зональных значений разности между осадками и испарением в высоких широтах и их уменьшению в низких (в течение года). Такая же ситуация имеет место при отсутствии учета сезонного хода инсоляции. Распределение средних годовых зональных возмущений характеристик гидрологического

цикла в качественном отношении подобно при учете и без учета сезонного хода инсоляции. Но наличие сезонных вариаций инсоляции приводит к тому, что средние годовые возмущения характеристик гидрологического цикла (осадков) в сезонной модели оказываются меньше, чем в среднегодовой модели.

Показателем сезонной изменчивости возмущений характеристик гидрологического цикла служит расчет пространственно-временного распределения изменений среднего зонального влагосодержания почвы при удвоении концентрации атмосферного CO_2 . Его особенностью является повышение влагосодержания почвы в высоких и умеренных широтах Северного полушария ($30\text{--}70^\circ$ с.ш.) зимой и уменьшение летом, что обусловлено увеличением продолжительности теплого периода из-за более раннего таяния снега.

Пространственно-временная изменчивость возмущений температуры, вызванных увеличением концентрации атмосферного CO_2 , остается одинаковой для трехмерных моделей климатической системы в качественном (не в количественном) отношении, а изменения характеристик гидрологического цикла имеют даже разные знаки. Разберем причины расхождений, воспользуемся имеющимися оценками изменений $(\delta \bar{T}_a)_{nX}$ средней годовой глобальной приземной температуры $\bar{T}_a$ при увеличении в n раз нормальной (современной) концентрации X атмосферного CO_2 . Значения $(\delta \bar{T}_a)_{2X}$ для нульмерных и одномерных термодинамических моделей широтной структуры заключены в диапазоне от $0,6$ до $3,3^\circ\text{C}$, для одномерных моделей вертикальной структуры (радиационно-конвективных моделей) от $0,5$ до $4,2^\circ\text{C}$, для зональных климатических моделей от $1,7$ до $3,0^\circ\text{C}$, трехмерных моделей климатической системы от $1,3$ до $6,5^\circ\text{C}$.

Отличие оценок $(\delta \bar{T}_a)_{2X}$ связано с учетом неодинакового набора климатообразующих факторов и различным описанием обратных связей в моделях разной размерности. С увеличением разрешения и усложнением модели точность описания эффектов обратных связей должна повышаться, диапазон значений $(\delta \bar{T}_a)_{2X}$ должен сокращаться, но этого не происходит. Даже трехмерные модели отличаются между собой способами описания облачности, конвекции в атмосфере, термической инерции, переноса тепла в океане, размерами исследуемой области, топографией поверхности суши, распределением суши и океана, пространственным разрешением, заданными значениями внешних параметров (солнечной постоянной, альбедо поверхности суши и морского льда), учетом сезонной изменчивости инсоляции.

Проанализируем, как сказываются эти различия на оценках $\bar{\delta T}_a$, полученных в рамках трехмерных климатических моделей. Рассмотрим облачность. Увеличение концентрации атмосферного CO_2 сопровождается увеличением облачности в нижней части тропосферы, стратосфере высоких широт и уменьшением на всех уровнях в тропосфере умеренных и низких широт. Такое ее изменение, выявленное в численных экспериментах с трехмерными моделями, обусловлено зависимостью облачности от относительной влажности воздуха. Повышение приземной температуры вызывает усиление локального испарения и увеличение абсолютной влажности воздуха. В условиях устойчивой стратификации основные изменения абсолютной влажности происходят в нижней тропосфере, т.к. изменения температуры с высотой уменьшаются, относительная влажность воздуха увеличивается, следовательно, увеличивается и облачность в устойчиво стратифицированной тропосфере высоких широт. Увеличение относительной влажности в нижних слоях стратосферы связано с усилением переноса влаги через тропопаузу из-за ослабления гидростатической устойчивости. Причиной уменьшения относительной влажности в тропосфере низких и умеренных широт является интенсификация восходящих и уменьшение нисходящих вертикальных движений за счет усиления скорости выделения тепла при фазовых переходах влаги. Так как увеличение относительной влажности в восходящем потоке ограничено (относительная влажность не превышает 100 %), а в нисходящем потоке уменьшения нет, то средние взвешенные (по площади) значения относительной влажности и балла облачности уменьшаются.

Это справедливо в тех случаях, когда процессы конденсации влаги, образования облаков, конвективных осадков параметризуются до предельного значения относительной влажности, если облачность определяется по-другому, качественные особенности широтно-высотной изменчивости сохраняются, но могут объясняться другим, например, выхолаживанием верхних слоев тропосферы, последующим усилением конвективного перемешивания, увеличением содержания водяного пара, относительной влажности, облачности в верхней и уменьшением в нижней части тропосферы.

Проанализируем оценки влияния облачности на чувствительность средней глобальной приземной температуры, приводящей к увеличению концентрации атмосферного CO_2 . Величина $(\bar{\delta T}_a)_{2x}$ при учете обратной связи между радиацией и облачностью увеличивается только на 0,1 °C. Увеличение поглощения длинноволновой радиации в атмосфере, обусловленное увеличением облачности, полностью компенсируется уменьшением коротковолновой солнечной радиации из-за

увеличения планетарного альбедо. Другой результат был получен в рамках модели GFDL с реальной географией континентов и представлением океана в виде резервуара конечной теплоемкости. Последствия удвоения концентрации атмосферного CO_2 в процессе решения задачи облачности почти одинаковы при четырехкратном увеличении концентрации атмосферного CO_2 и фиксированной облачности: $(\bar{\mathcal{T}}_a^-)_{2X} = 4,0^\circ\text{C}$. Оценки получены с учетом сезонной изменчивости инсоляции, а предыдущие без учета. Поэтому отличие эффектов обратной связи между радиацией и облачностью связано с заметным увеличением облачности в нижней тропосфере высоких широт, если сезонная изменчивость инсоляции не учитывается.

Учет сезонного хода инсоляции при прочих равных условиях вызывает уменьшение $(\bar{\mathcal{T}}_a^-)_{4X}$ на $1,2^\circ\text{C}$. Уменьшение чувствительности сезонной модели связано с исчезновением снега и морского льда в высоких широтах летом, в период максимальных значений инсоляции. Исходя из полученных обратных изменений $(\bar{\mathcal{T}}_a^-)_{nX}$ можно считать, что учет сезонных вариаций инсоляции приводит к уменьшению $(\bar{\mathcal{T}}_a^-)_{2X}$ на $0,3$ и $2,2^\circ\text{C}$. Противоречивость оценок объясняется различной параметризацией облачности и представлением суши и океана (например, фиксированная облачность и идеализированное распределение суши и океана или рассчитываемая облачность и реальное распределение суши и океана). Но эффект сезонной изменчивости инсоляции может маскироваться другими отличиями моделей, например, разной теплоемкостью океана.

Учет переноса тепла в океане должен сопровождаться увеличением температуры поверхности океана в высоких широтах, сокращением площади морского льда, повышением температуры воздуха в приземном слое атмосферы и уменьшением площади снежного покрова суши. Перемещение границ снежного покрова суши и морского льда в более высокие широты должно вызвать ослабление обратной связи между приземной температурой и альбедо подстилающей поверхности. Действительно, поскольку инсоляция с увеличением альбедо уменьшается, то перемещение границ снежного покрова суши и морского льда в более высокие широты должно приводить к уменьшению изменения поглощенной солнечной радиации и, следовательно температуры подстилающей поверхности прилегающего слоя атмосферы. Таким образом, учет меридионального переноса тепла в океане должен уменьшить зависимость приземной температуры от увеличения концентрации атмосферного CO_2 . Это подтверждается оценками,

согласно которым значение $(\overline{\delta T_a})_{4X}$ при учете переноса тепла в океане в 2,4 раза меньше, чем без него, близкий результат получен в рамках 0,5-мерной термодинамической модели системы океан — атмосфера, значение $(\overline{\delta T_a})_{2X}$, равное 2 °C при аппроксимации океана в виде резервуара нулевой теплоемкости, уменьшилось в 2 раза при задании конечной теплоемкости (реальной глубины) и учете меридионального переноса тепла в океане. Влияние переноса тепла в океане на изменение средней зональной приземной температуры при четырехкратном увеличении концентрации атмосферного CO₂ сильнее сказывается в высоких широтах (рис. 21).

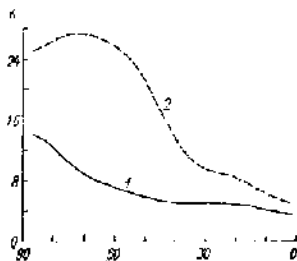


Рис. 21. Меридиональное распределение средней зональной приземной температуры при четырехкратном увеличении концентрации CO₂ с учетом (1) и без учета (2) переноса тепла в океане

Поэтому изменения приземной температуры в высоких и низких широтах отличаются меньше при учете, чем без учета переноса тепла в океане. Из-за влияния океана сглаживается широтное распределение изменений приземной температуры воздуха. При оценке чувствительности климатической системы к увеличению концентрации атмосферного CO₂ следует учитывать ее зависимость от точности воспроизведения современного климата. Значения $(\overline{\delta T_a})_{4X}$ уменьшаются с увеличением $\overline{T_a}$ вследствие сокращения площади морского льда и снежного покрова суши и сопутствующего ему ослабления обратной связи между T_a и альбедо подстилающей поверхности. При нормальной концентрации атмосферного CO₂ и учете переноса тепла в океане T_a составляет 14,4 °C, без его учета — 5,2 °C, т.е. влияние переноса тепла в океане маскируется изменением средней годовой глобальной приземной температуры. С переносом тепла в океане уменьшается чувствительность $\overline{T_a}$ при повышении концентрации атмосферного CO₂ и увеличивается при понижении. Такое увеличение чувствительности объясняется тем,

что уменьшение концентрации атмосферного CO_2 вызывает понижение приземной температуры, температуры океанской поверхности, ослабление интенсивности теплообмена между океаном и атмосферой в высоких широтах и конвективного перемешивания в области образования холодных глубинных вод, уменьшение скорости апвеллинга и меридионального переноса тепла в океане, в конечном счете увеличение площади морского льда, т.е. усиление обратной связи между $\bar{T}_a$ и альбедо подстилающей поверхности. Следовательно, необходимо адекватное воспроизведение средней годовой глобальной температуры приземного слоя атмосферы. Модель, предназначенная для исследования чувствительности, должна воспроизводить достаточно точно все основные особенности современного климата.

Тема 2. Колебательные процессы в системе атмосфера–океан–суша. Международные программы комплексных глобальных исследований климата

2.1. Реакция климатической системы на изменение альбедо поверхности суши

Суша составляет 30 % земной поверхности, только 50 % поверхности суши покрыто растительностью (лугами, лесами, сельскохозяйственными полями), остальная часть приходится на пустыни (25–30 %), континентальные ледниковые щиты (11 %), тундру (6–9 %), озера, реки и болота (2–3 %). Различные типы поверхности суши обладают неодинаковой отражательной способностью (альбедо) и по-разному реагируют на изменение приходящего потока солнечной радиации. Альбедо зависит от высоты Солнца, вида растительности, типа, возраста льда, снежного покрова, длины волны солнечного излучения. Значительное влияние на альбедо земной поверхности оказывает облачность. Облака не только поглощают солнечную радиацию, но и рассеивают ее, вызывая увеличение эффективного зенитного угла солнца при малых (менее 60°) и уменьшение его при больших (более 60°) высотах Солнца. Влияние длины волны солнечного излучения сильно сказывается на альбедо растительного покрова, т.к. полосы поглощения хлорофилла сосредоточены в диапазоне длин волн от 0,4 до 0,7 мкм, в нем растения отражают в три раза меньше солнечной радиации, чем в ИК-диапазоне (0,7–4,0 мкм). Для снега и почвы отношение значений альбедо в этих диапазонах составляет 0,5 и 2,0.

В рассматриваемых участках спектра разный характер ослабления при одинаковом поступлении солнечной радиации на верхнюю

границу атмосферы обуславливает заметную пространственно-временную изменчивость суммарного (интегрального) альbedo подстилающей поверхности. Например, уменьшение суммарного альbedo зимой происходит в результате ослабления поглощения и усиления рассеяния солнечной радиации в первом диапазоне. Уменьшение суммарного альbedo в тропиках летом (когда суточная инсоляция практически не зависит от широты) наблюдается в результате усиления поглощения солнечной радиации водяным паром в ИК-диапазоне. Упомянем об эффекте уменьшения альbedo за счет многократного отражения, создаваемом неровностями подстилающей поверхности и элементами растительного покрова. Например, при изменении высоты растительности от 0,2 до 10 м альbedo уменьшается от 0,25 до 0,1, для еловых лесов, в отличие от сосновых, уменьшение двойное. Альbedo растительного покрова зависит от температуры окружающей среды, регулирующей интенсивность испарения растений, следовательно, их цвет, этим можно объяснить уменьшение альbedo растительного покрова в высоких широтах.

Определение альbedo льда и снега так же трудно, как для растительного покрова. Лед без включений воздуха имеет то же альbedo, что и морская вода, и потому альbedo льда контролируется размерами и распределением пузырьков воздуха. Аналогично альbedo снега определяется размерами и распределением кристаллов льда в воздухе. Альbedo снега зависит и от его возраста, неоднородности подстилающей поверхности и облачности. Альbedo почв и песчаных поверхностей варьирует в пределах от 0,1 для темных органических почв до 0,5 и выше для белых песков, зависит от размеров и цвета составляющих частиц (при увеличении альbedo уменьшается). Влажность почв, их агрегатное состояние, степень шероховатости, содержание поглощающей органики, минеральных компонентов перекрывают этот эффект. Зависимость альbedo от определяющих параметров хорошо известна для океанической поверхности, суммарное альbedo при разных высотах Солнца и степени шероховатости (волнения) изменяется от 0,05 до 0,15 (влияние волнения тем сильнее, чем меньше высота Солнца).

Распространение получили два способа определения поверхностного альbedo — спутниковый и экспериментальный (инвентаризационный), один основан на использовании многоканальных сканирующих радиометров на спутниках, регистрирующих поле излучения в различных спектральных интервалах, другой — на тщательном анализе данных наземных измерений альbedo с учетом площади каждого типа подстилающей поверхности. Их внедрение завершилось построением глобальных карт поверхностного альbedo, которые различаются

между собой из-за ошибок выделения полезного сигнала на фоне атмосферных шумов (облачности, водяного пара и аэрозоля) и субъективности оценок высоты Солнца, шероховатости подстилающей поверхности, влажности почвы и плотности растительного покрова. Это приводит к разбросу оценок даже для средних зональных значений поверхностного альбедо, полученных разными авторами, максимальные отличия составляют 0,3 и приходятся на высокие широты, что связано с неодинаковым заданием площади морского льда, талой воды, разводий, торосов. В умеренных и низких широтах расхождения между существующими оценками средних зональных значений поверхностного альбедо достигают 0,06.

Проанализируем результаты численных экспериментов по равновесной реакции климатической системы на изменение альбедо поверхности суши. Результат первой серии численных экспериментов состоял в том, что увеличение поверхностного альбедо для шести рассматриваемых районов привело не к уменьшению, а к увеличению потока поглощенной подстилающей поверхностью солнечной радиации. Это является следствием уменьшения облачности, в дальнейшем происходит понижение локального испарения и горизонтального переноса водяного пара из соседних областей. Уменьшение локального испарения обуславливается ослаблением нисходящего потока длинноволнового излучения атмосферы и соответственно уменьшением радиационного баланса и температуры подстилающей поверхности, а уменьшение горизонтального переноса водяного пара — образованием циркуляционной ячейки муссонного типа, наложенной на крупномасштабную циркуляцию атмосферы.

Под образованием циркуляционной ячейки муссонного типа понимается следующее: понижение температуры подстилающей поверхности и прилегающего к ней слоя атмосферы вызывает повышение атмосферного давления, усиление нисходящих вертикальных движений над областью увеличения альбедо или ослабление восходящих вертикальных движений над данной областью. Обратные изменения интенсивности вертикальных движений происходят в соседней области, что способствует усилению процессов облакообразования, конденсации, и соответственно уменьшается горизонтальный перенос водяного пара в область увеличения альбедо. Оба источника водяного пара для атмосферы над областью увеличения альбедо (локальное испарение и горизонтальный перенос) уменьшаются, т.е. увеличение альбедо благоприятствует усилению аридности климата. Это эффект самоусиления пустынь, например, увеличение случаев повторяемости засух в районе Сахели в результате стравливания пастбищ.

Горизонтальный контраст температур, определяющий интенсивность и направление циркуляции в ячейке муссонного типа, зависит от местоположения и размеров области увеличения альбедо, поэтому соотношение между изменением локального испарения с подстилающей поверхности и изменением горизонтального переноса водяного пара в атмосфере не остается одинаковым. Например, в районе Сахели, Центральной Африке уменьшение горизонтального переноса водяного пара преобладает над уменьшением локального испарения, тогда как в западной части Великих равнин это соотношение оказывается обратным, в долине Миссисипи уменьшение локального испарения сопровождается даже увеличением горизонтального переноса водяного пара. В аналогичных численных экспериментах в рамках трехмерной модели общей циркуляции атмосферы, где температура поверхности океана и влажность почвы фиксировались, альбедо изменялось с 0,1 до 0,3 на всей поверхности континентов, свободной от снега и льда. В результате установлено, что повсеместное увеличение альбедо приводит к уменьшению испарения, горизонтального переноса водяного пара и осадков над континентами и к некоторому увеличению осадков (фиксация температуры и испарения) над океаном. Предположение о постоянстве влажности почвы при изменении поверхностного альбедо в действительности не реализуется. Поэтому в следующих работах за основу была принята зональная и трехмерная модель общей циркуляции атмосферы с фиксированной температурой поверхности океана. В них изменение альбедо поверхности суши задавалось локальным, увеличивалось с 0,16 до 0,35 для определенной области, расположенной в окрестности параллели 20° с.ш., и с 0,07 до 0,16 в другой в окрестности экватора и параллели 10° ю.ш. или задавалось реальное (0,4) распределение альбедо в Северной Африке и в западной части Великих равнин США.

Увеличение альбедо в окрестности параллели 20° с.ш. обуславливает локальное уменьшение потока поглощенной солнечной радиации, температуры подстилающей поверхности, испарения и осадков, оно вызывает увеличение меридионального градиента температуры экватор — тропики, усиление циркуляции в северной ячейке Хэдли (Гадлея) и ее смещение на юг. Последнее приводит к понижению температуры и влагосодержания атмосферы, следовательно, и меридионального переноса явного и скрытого тепла к полюсу, что влечет за собой увеличение площади морского льда и дальнейшее понижение температуры и влагосодержания атмосферы Северного полушария. В Южном полушарии изменения климатических характеристик проявляются в смещении южной ячейки Хэдли и связанном с ним уменьше-

нии облачности, усилении потока поглощенной солнечной радиации и повышении температуры подстилающей поверхности и атмосферы у параллели 30° ю.ш. В результате температура и влагосодержание атмосферы Южного полушария несколько увеличиваются, глобальное понижение приземной температуры составляет 0,2 °С, влагосодержания атмосферы — 0,04 ‰ (по массе).

Выполненные численные эксперименты подтверждают изменение скорости вертикальных движений, уменьшение температуры подстилающей поверхности и осадков в области увеличения поверхностного альбедо. В Северной Африке скорость восходящих вертикальных движений уменьшается до 2 мм/с, температура подстилающей поверхности — до 2 °С, осадки — до 5 мм/сут и влагосодержание почвы — до 5 см (при влагоемкости почвы 15 см). В южной части исследуемой области (между параллелями 12,5 и 7,5° с.ш.) температура подстилающей поверхности не понижается, а повышается на 0,5 °С. Здесь вместо отрицательной корреляционной связи между альбедо и температурой подстилающей поверхности действует положительная корреляционная связь. Причиной смены знака корреляционной связи является подавление эффекта испарения из-за резкого уменьшения влагосодержания почвы.

Отмеченные изменения климатических характеристик соответствуют только локальным областям увеличения альбедо. Для Земли в целом изменения температуры подстилающей поверхности и прилегающего слоя атмосферы составляют 0,25 °С. Судя по результатам численных экспериментов увеличение альбедо приводит к уменьшению потока поглощенной солнечной радиации на подстилающей поверхности, а также температуры поверхности суши, скорости испарения, осадков и речного стока.

Соответственно влагосодержание атмосферы и выделение тепла уменьшаются за счет фазовых переходов водяного пара. Уменьшение температуры поверхности суши и источников тепла в атмосфере сопровождается понижением температуры воздуха, следовательно, ослаблением нисходящего потока длинноволновой радиации, что должно вызвать увеличение суммарного потока длинноволновой радиации на подстилающей поверхности, но он уменьшается из-за восходящего потока длинноволновой радиации. Уменьшение суммарного потока длинноволновой радиации и потока поглощенной солнечной радиации на подстилающей поверхности не полностью уравнивают друг друга. В итоге радиационный баланс на подстилающей поверхности уменьшается. Аналогично изменяется и поток скрытого тепла на подстилающей поверхности, что обуславливает уменьшение теплоотдачи

океана в атмосферу в области образования холодных глубинных вод и увеличение поступления тепла из атмосферы в области умеренных и низких широт океана. Уменьшается перенос тепла из данной области в область образования холодных глубинных вод, что сопровождается, однако, не повышением, а понижением температуры верхнего квази-однородного слоя в умеренных и низких широтах океана. Уменьшение меридионального переноса тепла из области умеренных и низких широт океана вызывает понижение температуры в области образования холодных глубинных вод и далее ослабление переноса тепла в полярную область океана, увеличение площади морского льда и дальнейшее усиление эффекта положительной обратной связи между альбедо подстилающей поверхности и приземной температурой.

2.2. Реакция климатической системы на изменение влагосодержания почвы

Основные запасы влаги в почве сосредоточены в верхнем двухметровом слое, влагосодержание составляет 0,2 м, а площадь почвенного покрова, содержащего влагу (площадь суши приходящаяся на ледники, постоянный снежный покров (10 %), многолетнюю мерзлоту (14 %), а также на аридные и полуаридные районы (21 %), в которых почвенная влага присутствует в непродолжительные периоды), соответствует 55 % площади суши.

Общие запасы влаги в почве составляют $16,4 \cdot 10^{12} \text{ м}^3$. Почвенная влага существует в двух формах — жидкой (вода) и газообразной (водяной пар). Перенос воды происходит в результате движения ее по капиллярам и крупным некапиллярным порам, водяного пара — благодаря молекулярной диффузии. Поэтому максимальное содержание влаги в почве (влагоемкость) зависит от распределения капиллярной и некапиллярной пористости (доли капилляров и пор в единице объема почвы), уровня грунтовых вод, подземного стока, поверхностного натяжения воды в капиллярах, коэффициента молекулярной диффузии. При наличии растительности оно будет определяться глубиной проникновения корневой системы растений, ее вертикальным распределением и способностью извлекать влагу из почвы.

Влагосодержание почвы оказывает влияние на состояние климатической системы. В условиях избыточного увлажнения влагосодержание почвы равно критическому значению, при котором испарение равно испаряемости, в сухой почве оно равно нулю. Анализ результатов численных экспериментов начнем с выполненных на основе 0,5-мерной сезонной модели системы атмосфера–океан. Сравнение

результатов первого и контрольного (современный климат) экспериментов показывает, что избыточное увлажнение почвы приводит к увеличению испарения и осадков, уменьшению речного стока. Увеличение потока скрытого тепла на поверхности суши влечет за собой повышение температуры и влагосодержания атмосферы, усиление поглощения коротковолновой солнечной радиации в атмосфере и подстилающей поверхности.

Радиационный баланс на поверхности суши и океана в умеренных и низких широтах увеличивается, а в области образования холодных глубинных вод уменьшается, одновременно увеличивается теплоотдача в атмосферу из этой области. Но температура воды в ней увеличивается, что связано с уменьшением площади рассматриваемой области из-за смещения границы на север. Повышение температуры в области образования холодных глубинных вод способствует потеплению глубинных слоев океана, уменьшению площади морского льда, массы снега на его поверхности. Температура поверхности снежно-ледяного покрова, температура поверхности океана увеличивается, а температура воздуха в приземном слое атмосферы остается практически неизменной, это объясняется компенсирующим эффектом уменьшения температуры поверхности суши. Уменьшение влагосодержания почвы до нуля вызывает противоположные (по сравнению с первым экспериментом) изменения климатических характеристик. Здесь из-за резкого повышения температуры поверхности суши температура воздуха в приземном слое атмосферы повышается, что приводит к уменьшению меридионального перепада температур, смещению границы на север, уменьшению доли суши и перепада температур вода — воздух в области образования холодных глубинных вод в осенне-зимний период. В результате теплоотдача в атмосферу в этой области уменьшается, ее температура растет, перенос тепла в полярную область океана увеличивается, морской лед исчезает. Увеличение температуры в области образования холодных глубинных вод сопровождается потеплением глубинных слоев в области умеренных и низких широт, уменьшением перепада температур между этими областями и ослаблением апвеллинга, что вызывает увеличение толщины верхнего квазиоднородного слоя океана в области умеренных и низких широт и, следовательно, уменьшение его температуры. Отметим сильное (на два порядка) уменьшение меридионального переноса скрытого тепла в атмосфере, обусловленное уменьшением контраста влажности воздуха.

Данные ситуации воспроизведены также в рамках трехмерных моделей общей циркуляции атмосферы, при этом температура поверхности океана и площадь морского льда считались заданными и отве-

чающими современному климату. Для оценки тенденции изменений климата, возникающих при функционировании крупных оросительных или осушительных систем, воспроизведение подобного рода ситуаций имеет смысл даже в такой постановке. Наиболее показательными для случая сухой почвы являются, с одной стороны, повышение температуры поверхности суши, связанное с исключением охлаждающего эффекта испарения, понижение атмосферного давления, усиление скорости восходящих вертикальных движений и уменьшение облачности и осадков (из-за уменьшения влажности воздуха) над континентами; с другой, усиление нисходящих вертикальных движений и вызванное им уменьшение облачности и осадков над океаном. В случае влажной почвы изменения климатических характеристик над континентами и океаном противоположны. В этом случае максимальные изменения разности осадки — испарение отмечаются в тропиках. Причиной является смещение северной и южной ячеек Хэдли и, как следствие, трансформация вертикального и горизонтального переноса водяного пара в атмосфере.

Зависимость состояния климатической системы от изменения влагосодержания почвы предъявляет жесткие требования к точности выбранного способа параметризации процесса переноса влаги в почве. В настоящее время широкое распространение получили три способа, которые предложили М.И. Будыко, Дж. Хансен, Дирдорф. Первый из них основан на представлении деятельного слоя почвы в виде слоя конечной толщины, фиксации критического значения влагосодержания и влагоемкости. Второй — на выделении двух слоев конечной толщины, которые взаимодействуют между собой посредством диффузионного переноса влаги с некоторым постоянным значением времени переноса. Третий — на выделении двух слабо взаимодействующих между собой (верхний 0,5 см и нижний 50 см) слоев, нижний служит источником влаги для верхнего слоя (диффузионный перенос из нижнего в верхний), влага поступает в нижний слой за счет мгновенного просачивания воды с поверхности почвы. Испытание способов параметризации процесса переноса влаги в почве, выполненное в рамках одномерной радиационно-конвективной модели, показало, что первые два обладают большим временем установления максимальных значений температуры влагосодержания почвы. Третий способ предпочтительнее при отсутствии растительности, но не лишен недостатков, например, чувствительности к выбору времени диффузионного переноса влаги в почве.

РАЗДЕЛ 8. СОВРЕМЕННЫЕ МОДЕЛИ АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА

Моделирование климатической системы и уменьшение ошибок глобального прогноза погоды приобрело в последние годы значительную актуальность, это отмечается в Четвертом оценочном докладе Международной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК/ИРСС). Собственные технологии моделирования глобальной атмосферы и океана развивают Англия, Австралия, Германия, США, Канада, Китай, Россия, Франция, Япония, что связано со сложностью описания физических процессов в атмосфере и океане, взаимосвязей в Земной системе; математическими проблемами описания процессов в этих средах и на границах их раздела; с существенными вычислительными ресурсами, необходимыми для реализации компьютерных моделей. В настоящее время растут требования к моделям прогноза погоды, климатической системы, совместным моделям атмосферы и океана, деятельного слоя суши и морского льда, к эффективности реализации этих моделей. В ряде исследовательских центров России, например, в Институте вычислительной математики РАН, активно разрабатываются модели глобальной атмосферы и Мирового океана высокого пространственного разрешения.

Тема 1. Проблемы моделирования атмосферы и океана

19.1. Сложность моделирования атмосферы и океана

Изменение состояния атмосферы и океана описывается системой нестационарных трехмерных уравнений в частных производных Рейнольдса (осредненные уравнения Навье — Стокса), состоящей из четырех—пяти трехмерных эволюционных уравнений, с рядом упрощений и приближений. Одна из особенностей моделирования климата и прогноза погоды состоит в том, что в одном случае расчет ведется на 100–1000 лет модельного времени, а в другом на 0,01–0,1 года. В единицах [мл/кс] (количество модельных лет/сутки компьютерного времени) требование на скорость расчета задачи климата составляет 10–100 мл/кс, а задачи прогноза 1–0,1 мл/кс.

Качество моделирования климата и прогноза может быть достигнуто за счет улучшения параметризаций подсеточных процессов и улучшения пространственно-временного разрешения. Модели климата находятся в более жестких условиях по объему вычислений, значи-

мость параметризаций для нахождения аттрактора системы более важна, чем увеличение разрешения. Модели климата развивались в основном в направлении усовершенствования параметризаций, а модели прогноза — в сторону повышения разрешения. С улучшением параметризаций процессов подсеточного масштаба и повышением пространственного разрешения моделей атмосферы и океана растет способность моделей воспроизводить климат, мастерство моделей в прогнозе среднего состояния системы в масштабах до сезона. Более высокое разрешение основных компонент модели климатической системы атмосфера–океан–суша является основной предпосылкой к более реалистичному воспроизведению климатической системы и более точным прогнозам, например, воспроизведение глубокой конвекции в атмосфере и мезомасштабных вихрей в океане.

19.2. История моделирования атмосферы и океана

Первые модели численного прогноза погоды появились одновременно с разработкой компьютеров, но они были несовершенны и основаны на одном двумерном уравнении переноса атмосферного вихря. С развитием вычислительной техники происходило усложнение моделей оперативного прогноза погоды, в начале 60-х гг. XX в. двумерное уравнение уступило место системе уравнений мелкой воды на сфере. К концу 60-х гг. были разработаны вычислительные методы, позволяющие решать трехмерные уравнения атмосферы. Повышение производительности компьютеров (начало 70-х гг.) привело к моделям атмосферы, основанным на полной трехмерной системе уравнений атмосферы. Дальнейшее развитие моделей атмосферы связано с усложнением параметрического описания процессов подсеточного масштаба, например, образование осадков, приход радиации, взаимодействие процессов с рельефом. Развивались и методы моделирования динамики океана, в 60–70-х гг. XX в. началось исследование изменчивости состояния вод Мирового океана с применением моделей, основанных на решении полных трехмерных уравнений геофизической гидродинамики.

Моделирование климата выделилось из задачи прогноза погоды, первоначально климатические модели были моделями атмосферы с фиксированной температурой поверхности океана, в дальнейшем они развивались в направлении большего усложнения, в них включались модели океана, почвы, криосферы. Численный прогноз погоды и моделирование климата стали областями применения самых мощных для своего времени вычислительных систем, например, первая се-

рийная современная для своего времени векторная вычислительная система Cray-1 была установлена в открывшемся в 1977 г. международном Европейском центре среднесрочных прогнозов погоды в Рэдинге (Англия). Для численного прогноза погоды и моделирования климата в 80–90-х гг. XX в. применялись векторные вычислительные системы, которые сначала имели всего один векторный процессор, например, Cray 1, Cyber 205, затем появились многопроцессорные вычислительные системы с общей памятью, такие как Cray 2, Cray Y-MP, Cray C90, NEC SX-4. За рубежом в 90-х гг. XX в. кроме развития векторных многопроцессорных систем получили распространение параллельные вычислительные системы с распределенной памятью.

В метеорологических прогностических центрах выполнялись исследования по усовершенствованию моделей атмосферы и океана, они сопровождалась массовым внедрением параллельных версий модели с применением технологии MPI, предназначенной для использования на вычислительных системах как с распределенной, так и общей памятью. В последнее время модели атмосферы и океана стали использовать гибридную технологию распараллеливания — сочетание MPI и OpenMP. Число процессоров, используемых моделями атмосферы и океана, активно растет, в настоящее время в оперативных моделях прогноза погоды используется порядка 1000 процессоров, а в моделировании климата достигает десятка тысяч, так как в моделях климатической системы параллельно работают модели атмосферы, океана, морского льда и др. Традиционно модели атмосферы, океана и совместные модели пишутся на языке Фортран, но в последнее время делаются попытки перевести управляющие модули программных комплексов моделей на язык C++.

19.3. *Модели атмосферы с высоким разрешением*

Система уравнений изменения состояния в случае атмосферы состоит из пяти эволюционных уравнений с рядом упрощений и приближений, чем выше разрешение модели атмосферы, тем точнее можно описать топографию и ее взаимодействие с воздушным потоком. Высокое разрешение модели атмосферы позволяет описывать весь спектр атмосферных движений и даже перейти от параметрического к явному описанию атмосферных явлений. Например, при достижении горизонтального разрешения модели атмосферы порядка 1 км становится возможным описание процесса глубокой конвекции, важного, например, для описания атмосферной циркуляции в тропиках. Повышение горизонтального и вертикального разрешения моделей атмо-

сферы и совершенствование описания процессов подсеточного масштаба влияет на уменьшение ошибок прогноза погоды. В моделировании климата более высокое разрешение модели атмосферы позволяет лучше воспроизводить изменчивость атмосферной циркуляции в тропиках, необходимое для этого горизонтальное разрешение климатической модели атмосферы составляет 100 км или $0,9^\circ$, что дает минимальную размерность вычислительной области по горизонтали 400×200 . Размерность вычислительной области в современных глобальных моделях прогноза погоды составляет порядка $1000 \times 1000 \times 100$, что определяется разрешением мезомасштабных синоптических процессов.

Численный прогноз погоды с высоким пространственным разрешением требует больших вычислительных ресурсов в связи с тем, что оперативный прогноз налагает ограничение на допустимое время счета модели — не более 10–20 мин для расчета прогноза на 24 ч. В моделировании климата размерность задачи меньше, но требуется проведение массовых расчетов с моделями на столетия модельного времени, например, написать сценарий увеличения концентраций парниковых газов. В области и прогноза погоды, и моделирования климата ставится задача достижения горизонтального разрешения 1 км. Ожидаемое повышение горизонтального разрешения глобальных моделей атмосферы до величины менее 7–10 км означает переход на полные уравнения негидростатической сжимаемой атмосферы и отмену ряда упрощений присутствующих в современных глобальных моделях атмосферы.

19.4. *Модели океана с высоким разрешением*

Важная роль океана в климатической системе Земли определяется тем, что плотность воды в 800 раз больше плотности воздуха, а масса океана в 270 раз больше массы атмосферы. Слой воды толщиной 10 м имеет вес всего воздушного столба, а теплоемкость единицы массы воды в четыре раза больше теплоемкости единицы массы воздуха, следовательно, почти трехметровый слой воды имеет ту же теплоемкость на единицу площади, что и весь слой атмосферы единичной площади. Например, тепло, необходимое для нагревания атмосферы на 1°C , можно получить, изменив температуру слоя воды 2,5 м на ту же величину, или 25 м на $0,1^\circ\text{C}$, или 250 м на $0,01^\circ\text{C}$. Океан способен поглотить или отдать огромное количество тепла, тем самым вынужденные или собственные изменения состояния океана способны существенно влиять на климат Земли.

Важную роль в моделировании динамики океана играет высокое разрешение, например, моделирование динамики Атлантического океана с шагом сетки не более 0,1 является критичным для воспроизведения пространственно-временных характеристик течения Гольфстрим. В моделях с низким разрешением плохая аппроксимация топографии дна проявляет себя в районах северной Атлантики, например, в Датском проливе, районе Фарерских островов или канале Фарерской банки, который отсутствует в топографии моделей с низким разрешением, а через него вытекает около 2 свердрупов¹ воды из северной Атлантики. Модельная величина переноса вод в этих районах в несколько раз отличается от величин, полученных из данных наблюдений.

Моделирование Мирового океана требует описания спектра динамических процессов, таких как мезомасштабные вихри, струйные пограничные течения, орографические эффекты на склоне континентального шельфа, приливы, взаимодействие океан — атмосфера. Масштабы этих процессов воспроизводятся в современных моделях Мирового океана, где важную роль играют параметризации процессов подсеточного масштаба, ограничивая достоверность воспроизводимых процессов. Решение проблемы состоит в улучшении пространственного разрешения, в моделировании широкого спектра процессов, чтобы свести к минимуму роль параметризаций в моделях и приближений гидростатики, например, Буссинеска, традиционных для крупномасштабных моделей.

19.5. *Модели Земной системы*

Актуальное направление развития наук о Земле заключается в создании совместных моделей высокого пространственного разрешения, ни одна модель индивидуально не способна достичь прогностических результатов объединенной модели. Большие массивы данных, повышение сложности программ, параллельных алгоритмов, анализа и визуализации привели к тому, что разработка совместных моделей — это работа не только метеорологов, физиков, но и программистов из разных областей. Для реализации совместной модели атмосферы и океана, поверхности и деятельного слоя суши, морского льда требуется объединить отдельно разрабатываемые компоненты в единую совместную систему. Объединенный ансамбль параллельных физических моделей задействует огромные вычислительные ресурсы соглас-

¹ Свердруп — это единица измерения объёмного транспорта (расхода). Эквивалентна 106 кубических метров в секунду (0,001 км³/с). Используется в океанологии для измерения транспорта океанических течений. Символ Sv.

но оценкам, приведенным в табл. 5, реализация перспективной модели Земной системы, предназначенной для моделирования климата, может потребовать миллионов процессорных ядер.

Таблица 5

Шаг сетки модели по горизонтали в километрах
и требуемые вычислительные ресурсы
по данным World Modeling Summit for Climate Prediction, 2008 г.

Peak Rate:	10 TFLOPS	100 TFLOPS	1 PFLGPS	10 PFLOPS	100 PFLOPS
Cores	1,400 (2006)	12.000 (2008)	80–100,000 (2009)	300–800.000 (2011)	6.000.000? (20xx?)
Global NWP ⁰ : 5–10days/hr	18–29	8.5–14	4,0–8 3	1.8–2.9	0,85–1.4
Seasonal ¹ : 50– 100 days/day	17–28	8.0–13	3.7–5.9	1.7–2.8	0,80–1.3
Decadal ¹ : 5– 10yrs/day	57–91	27–42	12–20	5.7–9.1	2,7–4.2
Climate Change ² : 20–50 yrs/day	120–200	57–91	27–42	12–20	5.7–9.1

Range: Assumed efficiency of 10–40 %

0 — Atmospheric General Circulation Model (AGCM, 100 levels)

1 — Coupled Ocean–Atmosphere–Land Model (CGCM; –2X AGCM computation with 100-level OGCM)

2 — Earth System Model (with biogeochemical cycles) (ESM; –2X CGCM computation)

Примечание: Global NWP — численный прогноз погоды по глобусу, Seasonal — прогноз среднего состояния атмосферы за сезон, Decadal — прогноз среднего состояния системы на десятилетие, Climate change — оценка изменений климата Земной системы.

Только локальные численные методы могут обеспечить эффективное использование сотен тысяч ядер, например, в модели Земной системы CESM1 Национального центра атмосферных исследований США (NCAR) был внедрен новый локальный блок решения уравнений динамики атмосферы, предыдущий блок масштабировался до 9000 процессоров, новый — до 74000 ядер.

Тема 2. Численные методы и климатические модели

2.1. Сетки глобальных моделей

Широтно-долготные сетки успешно применяются в моделях глобальной атмосферы и океана, но с повышением горизонтального разрешения моделей, появилась проблема неоднородности разрешения таких сеток по долготе и широте вблизи полюсов из-за сходимости меридианов к полюсу. Например, при разрешении 10 км по широте шаг регулярной широтно-долготной сетки по долготе вблизи полюса составляет величину порядка 100 м, что приводит к плохим свойствам конечноразностной аппроксимации двумерных дифференциальных операторов вблизи полюсов, ограничению на число Куранта в эйлеровых моделях, проблемам в использовании параллельных итеративных алгоритмов, расчету лишних точек сетки. В 60-е гг. XX в. предложены альтернативные сетки: редуцированные широтно-долготные сетки, икосаэдральные сетки, проекция куба на сферу и более современная сетка Инь-Янь (рис. 22).

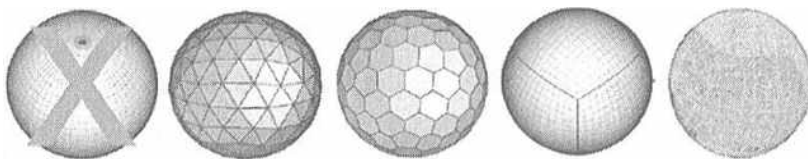


Рис. 22. Сетки глобальных моделей атмосферы: широтно-долготная сетка, икосаэдральная сетка на основе треугольников, икосаэдральная сетка на основе шестиугольников, кубическая сфера, сетка Инь-Янь

Особенность моделей глобального океана состоит в том, что в широтно-долготной сетке только один полюс, Северный, попадает в область решения, Южный полюс находится на материке. Трудности решения уравнений вблизи Северного полюса такие же, как в моделях атмосферы, например, существует проблема координаты особой точки. Для ее решения применялись различные фильтры, чтобы отфильтровать из решения в полярной области коротковолновые пространственные компоненты, чем достигалось увеличение шага по времени, но фильтрация добавляла нефизические слагаемые к решаемым уравнениям и дополнительно возникала проблема из-за границ земля–море, которая ограничивала эффективное применение разложения решения в ряд Фурье вдоль круга широты. Поэтому модельное решение в полярных областях становилось зашумленным, хотя цель состояла именно в

удалении мелкомасштабных шумов. В другом подходе проблема решалась заменой небольшой области вокруг полюса участком суши, что привело к ошибкам в расчетах и неправильным результатам работы модели. Одна из причин, из-за которой такое решение нежелательно, заключается в том, что в Северном Ледовитом океане на поверхности воды находится огромное количество льда.

В моделях глобального океана наиболее распространены подходы, состоящие в трансформации традиционной широтно-долготной сетки, чтобы полюс сместить на материк, например, биполярная система координат, асимметричная биполярная система координат, трех-полюсная система координат.

Икосаэдральные сетки применяются двух видов, одни основаны на шестиугольниках другие — на треугольниках. Они обеспечивают квазигомогенное разрешение на сфере, убирая проблему полюса, о которой говорилось выше. Недостатком икосаэдральных сеток, основанных на шестиугольниках, является наличие в сетке 12 пятиугольников, но этот недостаток отсутствует в икосаэдральных сетках, основанных на треугольниках. Общий минус всех икосаэдральных сеток — неортогональность их, что затрудняет построение конечно-разностных или конечно-объемных аппроксимаций дифференциальных операторов с порядком выше второго и трудность параллельной программной реализации. В настоящее время икосаэдральная сетка, основанная на шестиугольниках, применяется в глобальной оперативной модели немецкой метеослужбы.

Кубическая сфера предложена в 1969 г. Р. Садурни. Для этого вводится куб, ограничивающий сферу, на каждой его грани вводится система координат с помощью центральной проекции, т.е. путем проектирования точки сферы из ее центра на грань куба. Ребра куба являются координатными линиями, и узлы каждого ребра являются общими для двух граней. Если аппроксимация дифференциальных операторов на ребрах такой сетки не вызывает особых затруднений, то в вершинах куба построить точную локально-консервативную аппроксимацию сложно. Данный подход применяется в блоке решения уравнений динамики атмосферы, который входит в состав климатической модели атмосферы CESM NCAR (Национального центра атмосферных исследований США), а также в модели атмосферы AM3, входящей в состав модели Земной системы Лаборатории геофизической гидродинамики США (GFDL).

Сетка Инь-Янь представляет собой объединение двух меркаторских проекций, покрывающих всю сферу. Сложная граница между двумя сетками затрудняет построение локально-консервативной ап-

проксимации дифференциальных операторов с высоким порядком точности. Сетку Инь-Янь будут применять в новой версии глобальной полулагранжевой модели прогноза погоды метеослужбы Канады.

Редуцированная широтно-долготная сетка имеет число узлов по долготе на каждом круге широты, которое уменьшается по мере приближения к полюсам (рис. 23). Редуцированная сетка применяется в некоторых глобальных спектральных моделях атмосферы, предназначенных для прогноза погоды. Алгоритм построения такой сетки для конечно-разностной полулагранжевой модели атмосферы предложен Р.Ю. Фадеевым.

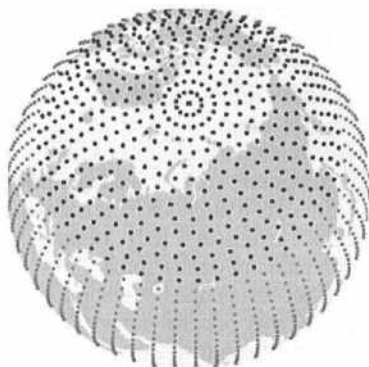


Рис. 23. Редуцированная широтно-долготная сетка

Перечисленные подходы имеют свои достоинства и недостатки, ни один из них не отвергается (кроме регулярной широтно-долготной сетки) для применения в моделях атмосферы.

Проанализируем сетки, применяемые для моделей океана. Биполярная система координат строится с помощью репроецирования точек изначальной сферы через сферу меньшего радиуса, это конформное преобразование. Биполярная система координат будет похожа на сферическую, но только полюса стянутся ближе к экватору, при этом сам экватор останется на месте (рис. 24). Биполярная система координат применяется в ряде моделей океана, таких как MPI-OM, POP, HYCOM, INMSOM. Например, в сигма-модели ИВМ РАН INMSOM один полюс располагается на Таймыре, а второй — в Антарктиде, но экватор совпадает с географическим, что важно для успешного воспроизведения экваториальной циркуляции и затем глобальной.



Рис. 24. Биполярная система координат

Асимметричная биполярная система координат строится тем же методом, что и биполярная, только полюса выбираются не симметрично относительно экватора, а в произвольных двух точках земной сферы. Метод интересен тем, что нет ограничений на выбор точек для полюсов, важно сделать ячейки сетки не сильно различающимися по размеру, следовательно, полюса размещать на расстоянии близком к 180° , схемы по выбору полюсов приведены на рис. 25.

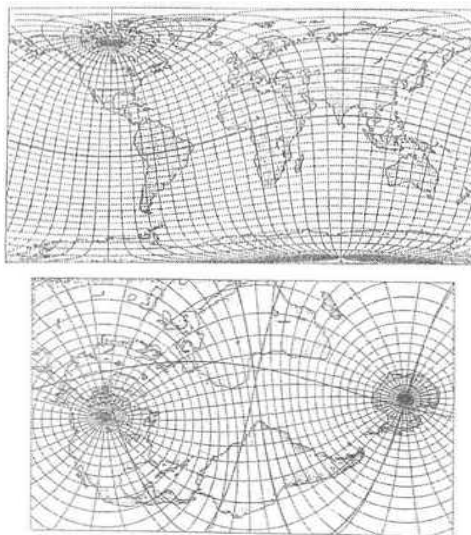


Рис. 25. Асимметричная биполярная система координат с полюсами на 65° с.ш. и 100° з.д., 85° с.ш. и 80° в.д.

Трехполюсная система координат получила распространение в глобальных моделях океана. На сфере строится биполярная система координат, полюса которой расположены на заранее определенной широте вблизи Северного полюса, затем эта система координат разрезается по главным меридианам. На сфере остается только полусфера, а остальная ее часть описывается с помощью сферической системы координат (рис. 26). Ассиметричная биполярная система координат гладко склеивается со сферической системой координат.

Рис. 26. Трехполюсная система координат

Комбинированная система координат удобна тем, что большая часть земной поверхности покрыта традиционной широтно-долготной сеткой с Южным полюсом в Антарктиде. Область Северного полюса покрыта сеткой из другой системы координат, полюса которой можно расположить в Северной Америке и Сибири, в итоге получена трехполюсная система. Решение уравнений модели океана в трехполюсной системе координат показало высокую эффективность и применяется в моделях глобального океана MOM4.0, NIM (Лаборатория геофизической гидродинамики США), MIKOM, NEMO, ИВМ-ИО (Институт вычислительной математики, Институт океанологии РАН).

2.2. Алгоритмы, используемые в моделях атмосферы и океана

В моделях численного прогноза погоды в 80-х гг. использовались конечно-разностные методы второго порядка или спектральные эйлеровы методы решения уравнений гидротермодинамики атмосферы. Под спектральным методом будем понимать дискретизацию полных уравнений гидротермодинамики по долготе и широте на основе разложения всех переменных по сферическим функциям в сочетании с

разностной дискретизацией по времени и вертикальной координате. Достоинствами конечно-разностных методов являются их локальность и линейный рост числа арифметических операций по мере увеличения разрешения, по сравнению с традиционными конечно-разностными аппроксимациями второго порядка, в спектральном методе отсутствуют фазовая ошибка и нелинейная неустойчивость. Достоинствами спектрального метода являются однородность разрешения на сфере и тривиальность решения эллиптических уравнений на сфере. Недостатком спектрального метода является кубический рост числа операций по мере повышения разрешения, метод существенно нелокален, его параллельная реализация неизбежно требует глобальных обменов данными. При спектральном разрешении более 2000 гармоник на сфере возникают проблемы устойчивого вычисления базисных функций (присоединенных полиномов Лежандра). Поэтому в конце 80-х гг. исследуется применение в моделировании атмосферы численных методов, хорошо зарекомендовавших себя в других областях динамики атмосферы. Анализировались методы спектральных элементов, псевдоспектральный метод, метод конечных элементов на икосаэдральных сетках, например, новый блок решения уравнений динамики атмосферы в модели Земной системы CESM реализован на основе метода спектральных элементов.

Полулагранжева адвекция. В большинстве спектральных и конечно-разностных глобальных моделей численного прогноза погоды в настоящее время применяется сеточный полулагранжев метод для описания адвекции. Предшественник этого метода, обратный метод характеристик, известен в метеорологии с начала 60-х гг. XX в. Однако обратный метод характеристик и его разновидности, например, сеточно-характеристический метод, применялись только при числах Куранта меньше единицы и имели максимально второй порядок аппроксимации. Полулагранжев метод устраняет ограничение величины шага по времени условием Куранта, особенно жестким вблизи полюсов вследствие сходимости меридианов.

Повышение шага по времени в 3 раза позволяет при заданном разрешении модели ускорить прогноз или при заданном времени прогноза повысить горизонтальное разрешение. Оно по времени не нарушает аппроксимации, так как ограничение по числу Куранта в атмосфере проявляется при расчете достаточно гладких струйных течений в верхней тропосфере. По сравнению с эйлеровыми конечно-разностными схемами второго порядка полулагранжев метод дает значительно меньшую фазовую ошибку в решении, а по сравнению со

спектральным методом не требует глобальных обменов данными при параллельной реализации.

Полулагранжев метод состоит в дискретизации уравнения переноса вдоль траекторий, являясь комбинацией дифференцирования по пространству и времени. Конечные точки траекторий всегда являются точками сетки, а исходные в большинстве случаев не совпадают с узлами сетки. Значения переменных в исходных точках получаются кубической интерполяцией с использованием значений в близлежащих точках сетки. В полулагранжевом методе адвекции формально отсутствует свойство сохранения массы переносимой величины, теоретически необходимое для интегрирования модели на сроки в несколько десятилетий и больше. Практика показала, что это не влияет на качество решения при использовании модели с разрешением порядка градуса и выше для среднесрочного прогноза погоды.

Схемы интегрирования по времени. Методы расщепления для задач метеорологии, разработанные в 60-х гг. XX в. Г.И. Марчуком, привели к созданию А. Робером полунеявного метода, который позволяет использовать существенно большие шаги по времени по сравнению с явными схемами интегрирования. Полунеявный метод предполагает интегрирование линейных слагаемых по неявной схеме, а нелинейных слагаемых и правых частей уравнений, описывающих стоки и источники соответствующих величин, по явному алгоритму. Этот метод интегрирования по времени применяется во всех современных глобальных моделях атмосферы. Будущие глобальные модели атмосферы будут негидростатическими и полностью явная схема интегрирования по времени для таких моделей неэффективна, так как мал шаг по времени, необходимый для интегрирования звуковых волн.

В негидростатических моделях атмосферы, которые реализованы только для отдельных регионов Земли, применяются явно-неявные методы интегрирования по времени. Неявное интегрирование применяется в слагаемых уравнений, отвечающих за процессы вертикальной адвекции и распространения волн по вертикали, а интегрирование по явной схеме — для всех процессов по горизонтали, например, адвекция, распространение различных волн.

Шаг по времени в явно-неявных методах определяется частотой самого быстрого волнового процесса в системе, интегрируемого по явной схеме, например, горизонтально распространяющиеся гравитационные волны для моделей в приближении гидростатики, звуковые вертикально распространяющиеся волны для негидростатических моделей. В некоторых негидростатических моделях неявная схема интегрирования по времени применяется также для слагаемых уравнений,

описывающих линеаризованные горизонтальные гравитационные волны, например, MC2 (Канада), ALADIN (Франция, страны Центральной и Восточной Европы), аналогично глобальным гидростатическим моделям. При высоком разрешении модели, даже в случае удаче в конструировании устойчивой полуневявной аппроксимации, возникает проблема масштабируемости алгоритма решения системы линейных уравнений. Прямые методы решения возникающих систем уравнений с использованием быстрого преобразования Фурье неперспективны для работы на 10000 и более процессорах. Итерационные методы дороже при реализации на одном процессоре, но легче масштабируются. Будущие вычислительные системы будут содержать процессоры, имеющие несколько сотен ядер на кристалле, поэтому, несмотря на то, что явноневявный метод интегрирования по времени является основным для реализации на десятках и сотнях тысячах процессорных ядер, полуневявный метод даст пятикратный выигрыш в величине шага по времени.

Океан в отличие от атмосферы является нерегулярной трехмерной областью, в горизонтальной проекции — многосвязной областью, в вертикальной проекции размеры области меняются от 11000 м до нуля. Характеристики океана предопределили применение конечно-разностных, конечно-объемных, конечно-элементных методов аппроксимации уравнений. Спектральные методы, широко применяемые в атмосферных задачах, в задачах океана не используются. Первые модели динамики океана, основанные на полных уравнениях геофизической гидродинамики, были созданы А.С. Саркисяном и К. Брайеном. Подходы к решению системы нестационарных трехмерных уравнений гидродинамики океана в частных производных для крупномасштабных движений с использованием гидростатического приближения предопределили развитие океанических моделей в течение десятилетий. Различие подходов состояло в выборе алгоритма решения системы уравнений.

Система уравнений динамики океана содержит спектр движений с большим диапазоном скоростей, например, скорости течений и бароклинных гравитационных волн составляют 1–3 м/с; скорости баротропных гравитационных волн составляют 30–200 м/с ($c = \sqrt{gh}$, $g \approx 10 \text{ м/с}^2$, $H \sim 100\text{--}5000 \text{ м}$, $\Rightarrow c \sim 30\text{--}200 \text{ м/с}$). Применение явного по времени метода аппроксимации для уравнений динамики океана приводит к использованию малых шагов по времени, чтобы удовлетворить условию Куранта для всего диапазона описываемых системой уравнений волн, включая баротропные гравитационные. Значимыми процес-

сами климатических явлений океана являются течения и бароклинные волны.

Деление волновых процессов океана на быстрые баротропные и медленные бароклинные движения отразилось на алгоритмах решения системы уравнений динамики океана. Следовательно, алгоритм разбивается на две части — решение трехмерных уравнений для медленных бароклинных движений и двумерных уравнений мелкой воды для быстрых баротропных движений. Для нахождения баротропных скоростей решалась система уравнений мелкой воды в терминах завихренности—функция тока, при этом применение неявной схемы интегрирования по времени приводило к эллиптическому уравнению для функции тока с краевыми условиями Дирихле. Включение баротропной составляющей скорости в полное решение проходило с выделением бароклинных и баротропных скоростей. Подход Саркисяна предполагал решение системы уравнений мелкой воды в терминах скорость—давление с применением неявной схемы по времени. В версии MOM4 отказались от аппроксимации системы уравнений для баротропных движений неявными по времени схемами и перешли к явным схемам.

На развитие моделей общей циркуляции океана влияние оказал подход Брайена к формулировке численного метода, например, основными характеристиками модели Брайена являются конечно-объемная аппроксимация уравнений (бокс-метод) и применение явной схемы по времени по отношению к горизонтальным операторам. Применение явной аппроксимации по времени по отношению к горизонтальным операторам позволило по мере появления параллельных компьютеров с распределенной памятью использовать метод двумерной декомпозиции области. Модель Брайена стала первой в серии моделей, разрабатывавшихся в Лаборатории геофизической гидродинамики США (GFDL): Cox, MOM1, MOM4.1. Аналогичный алгоритм применяется в модели POM (Princeton Ocean Model), отличия заключаются в уравнениях, представленных в сигма-вертикальных координатах, а не геопотенциальных.

Метод расщепления, предложенный Г.И. Марчуком и впервые примененный в атмосферных моделях, нашел широкое применение и в моделях динамики океана. Идея метода заключается в том, чтобы сложная система уравнений в пределах каждого временного шага расщеплялась на несколько простых подсистем, решаемых последовательно во времени.

2.3. Проблемы реализации климатических моделей

Проблемы реализации моделей атмосферы. Реализация некой модели атмосферы на параллельных вычислительных системах описывается системой уравнений для влажной атмосферы и может быть представлена так:

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} + A\varphi + B\varphi = F, \quad (1)$$

где $\varphi = (u, v, T, q, \ln p_s)$ — вектор состояния системы; u и v — компоненты горизонтального вектора скорости; T — температура; q — удельное влагосодержание воздуха; p_s — приземное давление; A — трехмерный оператор адвекции (переноса); B — остальные слагаемые системы уравнений без правых частей. В случае полулагранжевой модели оператор адвекции исчезает из дискретизированного уравнения (1), поскольку полная производная функции дискретизируется как производная вдоль траектории. В векторе правых частей $F = (Fu, Fv, FT, Fq, 0)T$ каждый компонент описывает источники и стоки соответствующей переменной вследствие процессов подсеточного масштаба (горизонтальная и вертикальная диффузии, коротковолновая и длинноволновая радиация, глубокая и мелкая конвекция, планетарный пограничный слой, торможение гравитационных волн). Слагаемое, описывающее внешнее воздействие на систему F , может быть вычислено независимо для каждой точки горизонтальной сетки, так как его вычисление в данной точке сетки зависит только от данной вертикальной колонны сетки. Возможно применение двумерного разбиения расчетной области в горизонтальной плоскости и достижение высокой степени параллелизма без необходимости обменов данными между процессорами. Вычисления правых частей системы (1) занимает 50 % общего времени счета.

Сложность в распараллеливании глобальных атмосферных моделей заключается в алгоритме интегрирования по времени дискретной системы уравнений (1). Глобальные гидростатические модели используют полунявный алгоритм интегрирования по времени, в этом случае для быстрых гравитационных волн применяется неявный метод интегрирования по времени (для увеличения шага по времени), а это приводит к необходимости решения двумерных уравнений типа Гельмгольца на сфере на каждом шаге по времени.

Затрудняет параллельную реализацию модели атмосферы большой объем исходного кода, например, объем кода программного комплекса отечественной глобальной полулагранжевой модели ПЛАВ составляет около 100000 строк на языке Фортран. Проблемой реализа-

ции современной модели атмосферы с высоким пространственным разрешением является большой объем данных в операциях ввода/вывода, например, объем данных вектора состояния в определенный момент времени для современной модели атмосферы составляет 4–20 Гб.

Проблемы реализации моделей океана. Предполагаемые максимальные размеры расчетной сетки, близкой к сферической, в модели Мирового океана составляют $10^4 \times 10^4 \times 10^2$ точек. Методом решения уравнений на многопроцессорных компьютерах с распределенной памятью является декомпозиция области. Для сеток таких размеров метод декомпозиции применяется по двум горизонтальным координатам, эффективность достигается при явных методах аппроксимации уравнений по отношению к горизонтальным пространственным операторам задачи. Применение неявного метода решения вертикального оператора диффузии не ограничивает декомпозицию по двум горизонтальным координатам. Выбор аппроксимации системы уравнений мелкой воды для нахождения баротропной части скорости течений является существенным. При неявной аппроксимации по времени система уравнений для баротропных движений сводится к эллиптическому уравнению для уровня океана, которое решается, например, на основе метода сопряженных градиентов, как в модели POP. В моделях, например, MOM4, ROM применяется явная аппроксимация по времени для решения системы уравнений мелкой воды.

Проблемы реализации моделей Земной системы. Организация расчета отдельной физической модели атмосферы или океана налагает на программу определенные требования, например, глобальный трехмерный массив для сетки с разрешением по горизонтали $1/10^\circ$ не помещается в памяти одного процессора, откуда вытекает условие локальности для всех массивов модели. По этой же причине работа с файлами по схеме — сбор данных на одном процессоре и последующая их запись в файл — невозможна. Рост числа ядер ведет к росту коммуникационной нагрузки суперкомпьютера и повышению чувствительности модели к узким с точки зрения параллельной реализации алгоритмам. Наличие такого алгоритма может привести к тому, что при увеличении числа ядер ускорение сначала перестает расти, а затем начинает падать. Примером таких алгоритмов могут служить методы, не ограничивающиеся локальными данными процессора, например, неявные схемы интегрирования по времени, а также полунявные схемы, требующие значения производных от функции по горизонтали на новом шаге по времени.

Отдельно разрабатываемые компоненты объединяются в единую климатическую систему, сложность состоит в том, что каждая компонента совместной модели представляет собой программу длиной в десятки тысяч строк, выполняемую на тысячах процессорах. Программы необходимо объединить и синхронизировать, но каждая модель имеет свою собственную конфигурацию и размер сетки, что требует организации функций обмена и переинтерполяции данных с одной сетки на другую. При таком количестве ядер любой плохо масштабируемый параллельный алгоритм приведет к остановке объединенной модели, следовательно, коммуникации между физическими компонентами совместной системы должны организовываться максимально эффективно.

Программная система, объединяющая программные комплексы нескольких моделей, называется каплер (от англ. coupler), их создание началось 20 лет назад в группах моделирования океана, атмосферы, льда. Роль каплера состоит в организации связей между компонентами, переинтерполяции данных с сетки на сетку и обмена данными. Он изолирует структуры сеток, периоды обменов и временные шаги моделей друг от друга, так как каждая модель может иметь свое горизонтальное, вертикальное и временное разрешение. Помимо обменов потоками данных каплер контролирует работу всей системы, обеспечивая временную синхронизацию, сбор диагностики, работу с файловой системой, постпроцессинг, все сервисные и общие для совместной модели функции. Наличие в системе нескольких физических компонент высокого пространственного разрешения требует значительных вычислительных мощностей. Поэтому большинство современных совместных систем являются параллельными моделями, объединенными параллельной оболочкой каплером.

2.4. Модели глобальной атмосферы и Мирового океана

Модели прогноза погоды. В настоящее время ведущие прогностические центры используют для глобального среднесрочного прогноза численные гидродинамические модели с горизонтальным разрешением 16–30 км. Подавляющее большинство моделей, кроме американской, бразильской, индийской и одной из российской, используют полулагранжево представление адвекции и полунявную схему интегрирования по времени. Для представления неадвективных слагаемых уравнений гидротермодинамики применяется спектральный метод, например, в моделях Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды — ЕЦСПП (ECMWF), Метео-Франс (Франция), Национально-

го центра прогнозов окружающей среды (NCER, США), одна из моделей Гидрометцентра России, Японского метеорологического агентства, или конечно-разностный, например, национальные метеорологические центры Англии, Германии, Австралии, Южной Кореи), или конечно-элементный (Национальный метеорологический центр Канады).

Лидером среди глобальных моделей среднесрочного прогноза погоды является модель ECMWF, она спектральная полулагранжева с двухслойной полунявной схемой интегрирования по времени. В настоящее время эта модель имеет разрешение TL 1279 (16 км), вертикальное — 91 уровень, TL означает линейную сетку, ее число узлов по долготе связано со спектральным усечением N как $2N + 1$ и ее применение возможно только в сочетании с полулагранжевой адвекцией. Кроме среднесрочного прогноза погоды в ECMWF ежедневно рассчитывается ансамблевый прогноз из 51 участника ансамбля. Та же модель, но с вдвое меньшим разрешением TL639L91, еженедельно рассчитываются месячные и сезонные прогнозы по по ней из 15 участников ансамбля. Основную долю вычислительной нагрузки составляет четырехмерная система вариационного усвоения 4D-Var, она работает 4 раза в сутки, в привязке к основным срокам метеонаблюдений. В настоящее время система усвоения стала требовать еще больших вычислительных ресурсов, так как в ней используется матрица ковариаций ошибок прогноза. Эта матрица рассчитывается каждый раз заново на основе ошибок краткосрочного ансамблевого прогноза EDA, полученного в результате запуска 10 независимых систем 4D-Var с разрешением TL639L91, в каждой из которых данные наблюдений возмущены случайным образом.

Модель ECMWF реализована на вычислительной системе IBM Cluster 1600 на процессорах IBM Power 6 с тактовой частотой 4,7 ГГц, реальной производительностью на модели 15 Тфлопс (15×10^{12} операций с плавающей точкой в секунду). В Европейском центре установлены две идентичные независимые системы, одна из которых предназначена для оперативной деятельности, а вторая — для научно-исследовательских работ (НИР). В случае неисправности оперативной вычислительной системы оперативная деятельность осуществляется на системе, предназначенной для НИР. Каждая система включает 9224 ядра, по 32 ядра (16 двухъядерных процессоров с водяным охлаждением) на узел с общей памятью, размещенных в 24 стойках. Каждый 32-ядерный узел имеет 64 Гб оперативной памяти. Пиковая производительность одного процессорного ядра — 18,8 Гфлопс, а суммарная пиковая производительность двух систем составляет 280 Тфлопс.

Оперативная модель использует 1536 ядер из этой системы, эффективность использования этого количества ядер моделью составляет более 80 %. Высокая эффективность достигнута за счет сочетания технологий распараллеливания MPI и OpenMP. В 2012 г. Европейский центр повысил вертикальное разрешение глобальной модели с 91 до 137 уровней, вычислительные ресурсы центра для этого оказались достаточными, а с 2015 г. ЕЦСПП планирует повышение разрешения оперативной модели с TL1279L137 на TL2047 L137, с эквивалентным разрешением 10 км.

В американском Национальном центре прогнозов окружающей среды (NCEP) применяется спектральная эйлерова модель GFS с полуневяной схемой интегрирования по времени, ее разрешение составляет 35 км (T382), 64 вертикальных уровня, усвоение данных является трехмерным вариационным 3D-Var. Модель и система усвоения реализованы на вычислительной системе IBM Cluster 1600 на процессорах Power 6 (32 ядра на общей памяти, всего 4992 ядра).

В Канадском метеоцентре применяется конечно-элементная полулагранжева модель GEM, в ней применена двухслойная полуневяная схема по времени. Разрешение модели $0,45^\circ \times 0,3^\circ$ и 58 вертикальных уровней, она имеет конфигурацию с переменным разрешением для регионального прогноза. Используется вычислительная система IBM p575 с производительностью 1 Тфлопс.

Английская метеослужба (UK MO) применяет конечно-разностную полулагранжеву модель UM с двухслойной полуневяной схемой по времени, с разрешением 40 км и 50 уровней по вертикали, она же используется как региональная модель. В Английской метеослужбе работают две массивно-параллельные вычислительные системы IBM состоящие из 106 узлов каждая, их реальная производительность 4,8 Тфлопс.

Германская метеослужба (DWD) применяет конечно-разностную эйлерову модель GME на икосаэдрально-гексагональной сетке с полуневяной схемой по времени, для переноса влаги используется полулагранжева схема. Разрешение модели составляет 30 км и 60 уровней, глобальная файловая система имеет емкость 615 Тбайт.

Модели океана. Разработано более десятка трехмерных моделей океана, основанных на полной системе уравнений геофизической гидродинамики, они применяются для исследований изменений климата океана, в совместных моделях, прогнозах погоды океана. Модели океана представлены в таких проектах по исследованию климата, как COREs, AOMIP, IPCC, GODAE. Модели Мирового океана разрабатываются для применения в задачах оперативной океанологии, например, модели участвующие в проекте GODAE, ряд моделей высокого про-

странственного разрешения используются для исследования изменчивости климата глобального океана.

Разработанная в Национальной лаборатории Лос-Аламоса модель POP используется в различных приложениях, включая вихреразрешающее моделирование океана, в совместных климатических моделях, например, CCSM/CESM. Она может функционировать как в последовательном, так и в параллельном режимах, применяется гибкая система декомпозиции горизонтальной расчетной сетки, вертикальная сетка остается локальной. Решение трехмерных бароклинных уравнений, основанное на явной схеме интегрирования по времени, является наиболее вычислительно емкой компонентой модели. Модель POP реализована с разрешением 1° по горизонтали и 40 вертикальными уровнями для исследования динамики вод Мирового океана. С помощью данной модели получен ряд важных океанологических результатов.

Исследования по созданию глобальной вихреразрешающей модели океана ведутся в проекте DRAKKAR Европейского сообщества с применением модели динамики океана NEMO. Среди высокоразрешающих моделей глобального океана необходимо отметить HYCOM с горизонтальным разрешением $1/12^\circ$ и 32 горизонта по вертикали, NLOM с разрешением горизонтальным $1/8^\circ$ — $1/64^\circ$ и 6 слоев по вертикали, OFES с горизонтальным разрешением $1/10^\circ$ и 54 горизонта по вертикали.

2.5. Моделирование климатической системы

Полулагранжева модель атмосферы. Основной моделью глобального среднесрочного прогноза погоды в России с 2009 г. является глобальная полулагранжева модель атмосферы ПЛАВ (ПолуЛагранжева, основанная на уравнении Абсолютной завихренности). Она разработана в Институте вычислительной математики РАН и Гидрометцентре России с помощью консорциума ALADIN/LACE, предоставившего параметризации процессов подсеточного масштаба.

К началу разработки модели в России не было современного для того времени отечественного набора параметризаций процессов подсеточного масштаба, пригодного для моделей прогноза погоды, который был бы проверен оперативной практикой. Поэтому была выбрана стратегия разработки модели атмосферы, основанной на блоке решения уравнений динамики атмосферы собственной разработки и блоке, заимствованном из французской модели ALADIN наборе параметризаций процессов подсеточного масштаба. При этом предполагается, что по мере появления отечественных параметризаций такого же либо

более высокого уровня заимствованные параметризации будут постепенно заменяться на отечественные. В модель включена только отечественная параметризация крупномасштабных осадков, но в последнее время в России активизировались работы по развитию параметризаций для моделей атмосферы.

Оригинальными особенностями блока решения уравнений динамики атмосферы модели ПЛАВ являются применение конечных разностей четвертого порядка на несмещенной сетке для аппроксимации неадвективных слагаемых уравнений и использование вертикальной компоненты абсолютного вихря и дивергенции в качестве прогностических переменных. Существенным элементом для модели атмосферы, основанной на переменных «вертикальный компонент абсолютной завихренности — горизонтальная дивергенция», является быстрый и точный алгоритм восстановления компонент горизонтальной скорости ветра. Двумерная на сфере версия модели ПЛАВ на стандартном для моделей мелкой воды наборе тестов на наиболее сложных тестах достигла уровня ошибок, характерного для спектральной модели эквивалентного разрешения. Модель изначально разрабатывалась как параллельная; уже предварительная версия модели была реализована на параллельных вычислительных системах. В итоге была реализована вычислительно эффективная полулагранжева глобальная конечно-разностная модель общей циркуляции атмосферы, получившая имя ПЛАВ (в английском варианте — SL-AV).

Оперативный вариант модели ПЛАВ в версии для среднесрочного прогноза погоды имеет горизонтальное разрешение $0,9^\circ \times 0,72^\circ$ по долготе и широте (70 км в средних широтах) и 28 уровней по вертикали. Оперативно применяется также версия модели, ориентированная на долгосрочные прогнозы (на временных масштабах от месяца до сезона), которая имеет горизонтальное разрешение $1,40625^\circ$ по долготе и $1,125^\circ$ по широте. В научных исследованиях Гидрометцентра приводятся результаты исторических сезонных прогнозов с помощью этой версии модели. Внедрение в качестве основного численного метода в 2009 г. глобальной модели ПЛАВ (решение Центральной методической комиссии по гидрометеорологическим и гелиофизическим прогнозам Росгидромета от 27.10.2009) позволило сократить отставание России от лидирующей группы мировых прогностических центров в ошибках прогноза таких параметров, как давление на уровне моря, температура на уровне 850 гПа, высота поверхности 500 гПа (<http://metod.hydromet.ru>).

Основная часть вычислений модели ПЛАВ производится в сеточном пространстве, расчетная область разбивается по широте (рис. 27).

Первоначально вычисляются правые части прогностических уравнений. Используя значения переменных на текущем шаге по времени, они содержат тенденции прогностических переменных вследствие процессов подсеточного масштаба (солнечное излучение, глубокая конвекция и др.). Затем вычисляются разностные аналоги дифференциальных операторов с помощью формул четвертого порядка. Процессоры обмениваются необходимыми значениями на границах с соседями перед тем, как начинаются вычисления, где можно использовать асинхронные обмены, что позволяет одновременно выполнять вычисления и обмены данными.

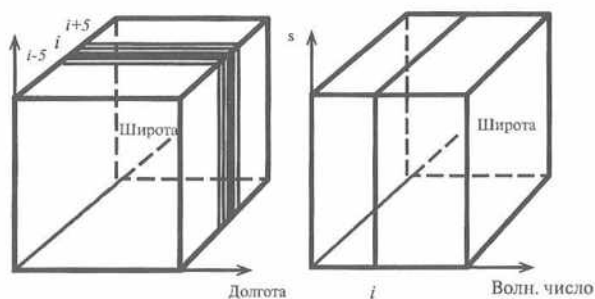


Рис. 27. Организация вычислений в сеточном пространстве (слева) и пространстве коэффициентов Фурье по долготе (справа)

Одним из этапов вычислений является поиск исходных точек лагранжевых траекторий и интерполяция вычисленных слагаемых уравнений в эти точки, расчет занимает около 30 % машинного времени, шаблон интерполяции составляет 4 точки по каждой координате. Исходная точка траектории может лежать за несколько интервалов сетки от конечной точки. Максимальная ширина области зависимости вычислений для данной точки сетки зависит от значения шага по времени и максимальной скорости ветра в атмосфере (100 м/с). Типичная половинная ширина области зависимости в модели для горизонтального разрешения $0,7^\circ$ составляет 7 точек в каждом горизонтальном направлении, следовательно, количество данных, которое передается между процессорами, существенно больше, чем для эйлеровых моделей.

После того как интерполяции и прямые быстрые преобразования Фурье по долготе заканчиваются, необходимо перераспределять данные для вычислений в пространстве коэффициентов Фурье по долготе. Вычисления для каждого коэффициента требуют значения всех широт (рис. 27), поэтому необходимо обеспечить каждый процессор

соответствующими данными, используя транспонирование данных. Вычисления в пространстве Фурье включают вычисление правой части и решение дискретного уравнения типа Гельмгольца, неявной горизонтальной диффузии четвертого порядка и вычисления горизонтальных компонент вектора скорости из дивергенции и завихренности. В дальнейшем необходимо снова перераспределить данные между процессорами, так как для выполнения обратного преобразования Фурье по долготе нужны все коэффициенты. Весь ввод-вывод выполняется нулевым процессом MPI, который затем рассылает необходимые данные остальным процессам. Так же организована предварительная обработка результатов модели, интерполяция по вертикали с модельных сигма-уровней на стандартные изобарические поверхности.

При горизонтальном разрешении $0,18^\circ$ по широте модель теоретически может использовать до 1000 процессоров, но это требует большого количества обменов данными между процессорами, поскольку необходимые данные будут размещены не только в соседних процессорах, но в следующих за ними. С помощью технологии MPI для упомянутого разрешения можно использовать до 150 процессоров в зависимости от величины шага по времени модели. Данное разрешение является грубым и поэтому была реализована новая версия модели, имеющая горизонтальное разрешение 20–25 км, а вертикальное — 51 уровень. Для повышения параллельной эффективности программного комплекса модели ПЛАВ было выполнено распараллеливание алгоритма постпроцессинга модели, т.е. расчета полей на стандартных изобарических поверхностях, которые и являются выходной prognostic продукцией модели.

Тестовые расчеты выполнены на вычислительной системе SGI Altix 4700, имеющей 1664 ядра процессоров Intel Itanium 9100, организованные в узлы по 128 ядер. Эта вычислительная система установлена в ГВЦ Росгидромета. Тестовые расчеты выполнялись для варианта модели с разрешением $0,225^\circ$ по долготе, с переменным разрешением $0,17$ – $0,24^\circ$ по широте, 20 км в средних широтах северного полушария, 51 неравномерно расположенный вертикальный уровень. Размерность сетки задачи — $1600 \times 865 \times 51$. Модель позволяет эффективно использовать 432 процессора, время расчета прогноза на сутки удовлетворяет требованиям оперативного счета. Модель также реализована и на вычислительной системе РСК Торнадо с пиковой производительностью 35 Тфлопс, установленной в ГВЦ Росгидромета. Вычислительная система представляет собой компактный кластер с водяным охлаждением на основе процессоров Intel Xeon E2655. При использовании РСК Торнадо достаточно 216 процессоров, чтобы обеспечить необходимое для

оперативного применения время готовности прогностической продукции модели, например, прогноз на 24 часа должен рассчитываться не более 20 мин.

На рис. 28 приведены результаты сравнения новой версии модели атмосферы ПЛАВ ($0,225^\circ \times 0,17-0,24^\circ$, 51 уровень) и оперативной ($0,9^\circ \times 0,72^\circ$, 28 уровней) для среднеквадратических ошибок прогноза давления на уровне моря и температуры поверхности 850 гПа, осредненных за июнь 2011 г. и февраль 2012 г. по региону Европа. Заметно уменьшение ошибок прогноза в модели высокого разрешения для региона Европа и аналогичное уменьшение по региону Азия.

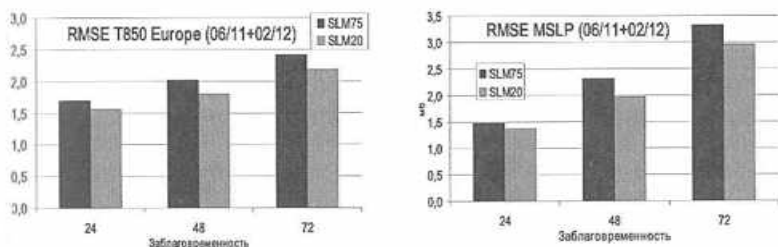


Рис. 28. Осредненные среднеквадратические ошибки оперативной и новой версий модели ПЛАВ, регион Европа, период сравнения июнь 2011 и февраль 2012 г., давление на уровне моря и температура на изобарической поверхности 850 гПа

В настоящее время продолжают работы по усовершенствованию модели, например, внедрение многослойной модели почвы, совершенной параметризации солнечной радиации, учета озона. Это требует многократных расчетов серий прогнозов для различных сезонов и больших вычислительных ресурсов. В России существует также глобальная модель атмосферы, предназначенная для исследований изменений климата, она применяется как атмосферная компонента модели климатической системы ИВМ РАН.

Массивно-параллельная модель Мирового океана ИВМ-ИО. Исследования по созданию модели динамики Мирового океана (модель ИВМ-ИО) ведутся в Институте вычислительной математики и Институте океанологии РАН в группе моделирования изменчивости климата океанов и морей. Уравнения формулируются для произвольной в горизонтальной плоскости криволинейной ортогональной системы координат, что позволяет в зависимости от размеров моделируемого бассейна решать уравнения в декартовой или сферической системе координат. Уравнения для Мирового океана решаются в трехполярной системе координат, а система уравнений динамики океана описывает спектр движений с большим диапазоном. Выбор аппроксимации уравнений

определяется важностью описания эволюции процессов и применимостью метода декомпозиции области. Применение явного по времени метода аппроксимации для решения динамических уравнений приводит к использованию малых шагов по времени, для всего диапазона описываемых системой уравнений волн, включая баротропные гравитационные волны. Способом обойти жесткое ограничение на шаги по времени является разделение решения динамической системы на бароклинные, сравнительно медленные движения и баротропные, быстрые движения. Предпочтительной, за исключением процессов вертикальной диффузии, является явная аппроксимация по времени.

Требованием к аппроксимации уравнений является применимость метода декомпозиции, наибольшая эффективность применения метода декомпозиции области достигается при явных методах аппроксимации уравнений. Поэтому для применимости метода декомпозиции по двум горизонтальным координатам необходимо использовать явные методы аппроксимации уравнений по отношению к горизонтальным пространственным операторам задачи. Применение неявного метода решения вертикального оператора диффузии не ограничивает декомпозиции по двум горизонтальным координатам.

Пространственные операторы системы уравнений аппроксимируются с применением метода конечных объемов, по времени эволюционные уравнения системы аппроксимируются по схеме «чехарда» по отношению к адвективным членам и силе Кориолиса, схеме Эйлера (горизонтальная диффузия), схеме Кранка (вертикальная диффузия). Решение динамической подсистемы уравнений разбивается на две части — решение трехмерных уравнений для бароклинных движений и решение двумерных уравнений мелкой воды для баротропных движений. При неявной аппроксимации по времени система уравнений для баротропных движений сводится к эллиптическому уравнению для уровня океана.

Реализация модели Мирового океана высокого разрешения требует вычислительных ресурсов наиболее мощных из существующих суперкомпьютеров. Представляемая модель рассчитывалась на суперкомпьютере «Ломоносов» Московского государственного университета и на суперкомпьютере МВС100к Межведомственного суперкомпьютерного центра РАН. Созданы алгоритмы решения системы трехмерных уравнений термогидродинамических процессов в многосвязной области на сферической поверхности Земли. Разработана технология решения системы уравнений модели на сетках больших размеров с применением метода двумерной декомпозиции области. В модели с разрешением $0,1^\circ$ максимальное количество используемых вычислительных ядер равня-

лось 7200. Разработанная технология позволит в будущем реализовать модель Мирового океана с разрешением до $0,02^\circ$.

Проанализируем модель Мирового океана $1/10^\circ \times 1/10^\circ \times 49$. Горизонтальное разрешение сетки в сферической части трехполярной системы координат составляет $0,1^\circ$. Сферическая система координат покрывает область с южной границы (берега Антарктиды) до 61° с.ш., полюса биполярной системы координат располагаются на меридианах 100° з.д. и 80° в.д. На границе сферической и биполярной систем координат вдоль меридианов 10° з.д. и 170° в.д. шаги сеток вдоль меридиана равны. Средний шаг сетки по направлению запад-восток равен 8 км, юг-север — 10 км. По вертикали количество горизонтов равняется 49, в верхних 100 м шаг составляет 10 м, на глубине шаг сетки увеличивается до 250 м. Минимальная глубина в модельной области составляет 30 м, максимальная глубина — 6125 м. Распределение вертикальных уровней подобрано так, чтобы воспроизвести процессы в верхнем деятельном слое океана и топографию дна и склона шельфа. На рис. 29 представлены область решения и топография дна в модели Мирового океана.

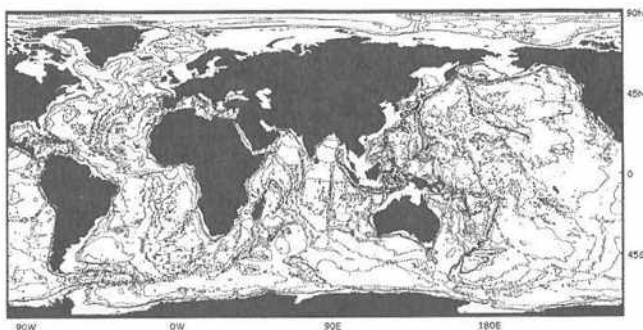


Рис. 29. Область решения и топография дна в модели Мирового океана $1/10^\circ \times 1/10^\circ \times 49$

В модели эволюция во времени атмосферного воздействия определялась нормальным годовым циклом, установленным условиями международного эксперимента CORE-I (Coordinated Ocean-ice Reference Experiment). Данные представляют собой комбинацию реанализа и наблюдений, предназначены для широкого круга океанических моделей. Они сконструированы так, чтобы при использовании модели пограничного слоя атмосферы CCSM обеспечивать близкие к нулю суммарные поверхностные потоки тепла и влаги при наблюдаемых температурах океана. Циклическое повторение позволяет обнаружить долгопериодные сигналы, тренды, внутреннюю изменчивость модель-

ного океана, использовать временные периоды сотен и тысяч лет. Важной характеристикой атмосферных условий CORE-I является то, что сохранена синоптическая изменчивость. Информация имеет разрешение около $1,875^\circ$ (размер массива 192 94) и представляют собой 6-часовые поля температуры, влажности, плотности воздуха, скорости ветра на высоте 10 м, давления на уровне моря, среднесуточные потоки солнечной и длинноволновой радиации, среднемесячные значения осадков. Сток рек задан полем среднегодовых значений. Температура и соленость задавались январским климатическим значениям World Ocean Atlas 2001.

В описываемой модели средний поток воды из Арктики в проливе Фрама составляет 1,92 Св, а в модельном расчете 1994 г. — около 1,8 Св, но обе величины расхода оказываются меньше, чем данные наблюдений. В районе Антарктиды в модели воспроизводится мощное стабильное циркулярное течение со средним расходом около 240 Св в проливе Дрейка.

Модель климатической системы ИВМ РАН. Модель ИВМ РАН является российской моделью, участвующей в международных экспериментах в рамках Международной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК, англ. IPCC). Модель климатической системы состоит из описанной выше модели атмосферы ИВМ РАН, сигма-модели океана ИВМ РАН. Модель климатической системы (атмосфера–океан–поверхность суши–морской лед), является в России уникальной в своем классе. Последняя версия модели климатической системы ИВМ РАН INMCM5, реализованная на суперкомпьютере «Ломоносов», имеет разрешение в атмосфере $1,25 \times 1^\circ$ и 128 уровней, в океане $0,1667 \times 0,125^\circ$ и 40 уровней. Оптимальное количество процессоров для атмосферы составляет 240, для океана — 1024 в режиме MPI.

В атмосферном блоке уравнения гидротермодинамики решаются конечно-разностным методом на широтно-долготной сетке. В версии INMCM4 разрешение составляет 2° по долготе и широте и 21 уровень по вертикали, в версии INMCM5 разрешение по долготе и широте составляет $1,25 \times 1^\circ$ по долготе и широте и 128 уровней по вертикали. Задача моделирования общей циркуляции атмосферы разбита на следующие подзадачи: а) решение уравнений гидротермодинамики; б) параметризация радиационных процессов; в) параметризация конвекции и конденсации; г) параметризация турбулентности в атмосферном пограничном слое, на поверхности суши и почве; д) параметризация гравитационно-волнового сопротивления; е) Фурье-фильтрация прогностических переменных у полюсов; ж) подготовка данных, необ-

ходимых для работы модели океана; з) обработка результатов, построение среднесуточных, среднемесячных полей.

Для решения уравнений гидротермодинамики необходима организация обменов данными между процессорами, обрабатывающими соседние области, но параметризации являются локальными и для их работы не требуется обменов данными. В некоторых подпрограммах имеется зависимость решения от переменных вдоль всей широтной окружности, например, при решении уравнения Гельмгольца или Фурье-фильтрации у полюсов вдоль широтных окружностей. В этом случае применяется транспонирование данных и двумерная декомпозиция по широте и вертикальной координате, устроенная как и в полулангранжевой модели атмосферы. Количество процессоров, при котором происходит насыщение роста быстродействия для данной задачи при разрешении $1,25 \times 1^\circ$ и 128 уровней по вертикали, составляет 240.

При моделировании общей циркуляции океана запускается сигма-модель океана INMSOM. В основе сигма-модели Мирового океана ИВМ РАН лежит полная система нелинейных уравнений гидродинамики океана в сферических координатах в приближениях гидростатики и Буссинеска. Особенностью этой модели, отличающей ее от ряда других моделей океана, таких как MOM в z -системе координат или ROM в сигма системе координат, является использование в ее численной реализации метода расщепления по физическим процессам и пространственным координатам. Прогностическими переменными модели служат горизонтальные компоненты вектора скорости, потенциальная температура, соленость и отклонение уровня океана от невозмущенной поверхности, включена модель динамики и термодинамики морского льда.

Уравнения гидродинамики океана для компонентов горизонтальной скорости записываются в специальной форме, она позволяет представить оператор дифференциальной задачи в виде суммы более простых операторов, каждый из которых является неотрицательным в норме, определяемой законом сохранения полной энергии. Появляется возможность расщепить оператор полной задачи на ряд более простых операторов и построить центрально-разностные пространственные аппроксимации так, чтобы закону сохранения энергии, выполняющемуся для исходной дифференциальной задачи, удовлетворяли бы и все расщепленные дискретные задачи. Данный прием устраняет сложность аппроксимации слагаемых, содержащих градиенты давления, плотности и рельефа дна в уравнениях движения, записанных в сигма-системе координат.

С целью адекватного описания процессов динамики океана оператор боковой диффузии второго порядка для тепла и соли представлен в форме эквивалентной горизонтальной диффузии в z -системе координат. Возможно использование оператора изопикнической диффузии, действующего вдоль поверхностей равной плотности, т.е. потенциальной, для этого используется процедура диффузии, выписанная не методом конечных объемов, а схожим с полулагранжевым подходом, когда в процессе диффузионного перемешивания могут использоваться не только соседние узловые точки сетки, но и более удаленные по толще океана, согласно расположению изопикнических поверхностей. Для устранения проблемы Северного географического полюса, связанной со схождением меридианов в географической системе координат, модель глобального океана была реализована в криволинейной ортогональной системе координат.

Пространственное разрешение версии модели океана ИВМ, использованной в совместной модели атмосферы и океана ИВМ РАН INMCM4, составляло 1° по долготе, $0,5^\circ$ по широте и 40 неравномерно расположенных сигма-уровней по глубине. В версии INMCM5, сигма-модель океана ИВМ РАН реализована с более высоким горизонтальным разрешением $1/6 \times 1/8^\circ$. Технически задача сигма-модели океана разбита на следующие подзадачи: считывание из файла и интерполяция данных модели атмосферы; расчет динамики морского льда; расчет переноса и диффузии; адаптация гидрологических полей; обработка данных моделирования. Для реализации блока океана на параллельных компьютерах, как и в случае атмосферного блока, используется двумерная декомпозиция области по долготе и широте. Необходим также обмен данных между соседними процессорами на каждом шаге по времени. Предусмотрено расширение расчетной области каждого процессора, что позволяет уменьшить количество обменов между соседними процессорами. Глобальные обмены данных между процессорами необходимы только на этапе обработки данных моделирования, например, при вычислении меридиональных потоков тепла, меридиональной функции тока и др. Количество процессоров, при котором происходит насыщение роста быстродействия для данной задачи при разрешении $0,1667 \times 0,125$ ($1/6 \times 1/8$) градуса и 40 уровнях по вертикали, составляет 1024.

Модель углеродного цикла состоит из расчета наземного углерода, сосредоточенного в растительности и почве, углерода океана и углерода атмосферы. Параллельная реализация модели наземного углерода происходит аналогично параллельной реализации параметризации процессов на поверхности суши и в почве. Модель цикла метана

включает в себя расчет эмиссии метана из болотных экосистем, а также расчет интегральной концентрации метана в атмосфере на основе эмиссий из болот, предписанных антропогенных эмиссий и окисления в атмосфере. Параллельная реализация расчета эмиссии метана из болот подобна реализации наземной части углеродного цикла. Она не содержит обменов данными между соседними процессорами и не вызывает затруднений. Химическая часть модели учитывает изменчивость 74 малых газовых составляющих атмосферы, прямо или косвенно влияющих на фотохимическое изменение концентрации озона.

В модели учитываются реакции кислородного, водородного, азотного, хлорного, бромного и серного циклов. Атмосферный перенос химически активных примесей осуществляется с использованием рассчитанных в динамическом блоке скоростей ветра, а скорости химических реакций оцениваются с использованием температуры, полученной из циркуляционного блока. Расчетные концентрации озона используются для вычисления скоростей лучистого нагрева атмосферы, а метана и водяного пара — охлаждения атмосферы, учитываемых в циркуляционном блоке модели. При исследовании гетерогенных процессов рассматриваются процессы формирования и эволюции полярных стратосферных облаков. Блок химии состоит из переноса 23 субстанций и собственно химических реакций. Параллельная реализация переноса происходит методом двумерной декомпозиции области и полностью аналогична параллельной реализации переноса температуры или удельной влажности. На каждом шаге по времени происходит обмен данными между соседними процессорами.

Климатическая модель (земной системы) реализована в виде двух независимых задач (динамики атмосферы и океана), которые обмениваются данными через жесткий диск каждые 2 ч модельного времени. Это дает возможность использовать для модели атмосферы и модели океана разные группы процессоров и без существенных изменений в коде программы запускать каждый из двух основных блоков модели климатической системы совместно или отдельно, например, модель атмосферы с заданной наблюдаемой температурой поверхности океана.

Пространственное разрешение и количество используемых процессоров в моделях INMCM4 и INMCM5 подобрано таким образом, чтобы время счета одних модельных суток для моделей атмосферы и океана было примерно одинаковым. Например, для модели INMCM4 на суперкомпьютере «Ломоносов» при использовании 40 процессоров для атмосферного блока, 8 процессоров для блока океана за сутки реального времени считается 10 лет модельного времени, а в модели

INMCM5 при использовании 240 процессоров для атмосферного блока, 512 процессоров для блока океана за сутки реального времени считается год модельного времени.

Включение всех основных климатических процессов в систему позволяет проводить с моделью разнообразные численные эксперименты. К примеру, на модели INMCM3, которая является версией модели климатической системы 2002 г., проведены численные эксперименты по моделированию современного климата и его изменений в XX–XXII вв. в рамках международной программы по сравнению климатических моделей CMIP3 (Coupled Model Intercomparison Project). Результаты этого сравнения использованы в Четвертом оценочном докладе Международной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК).

Приведем изменение среднегодовой температуры и осадков в 2081–2100 гг. в сравнении с 1981–2000 гг. в Европе по данным модели INMCM3 (рис. 30). Отметим сходство между данными модели INMCM3 и усредненными по всем моделям. По данным моделей происходит потепление на 4–6° в высоких широтах и на 2–3° в субтропиках.

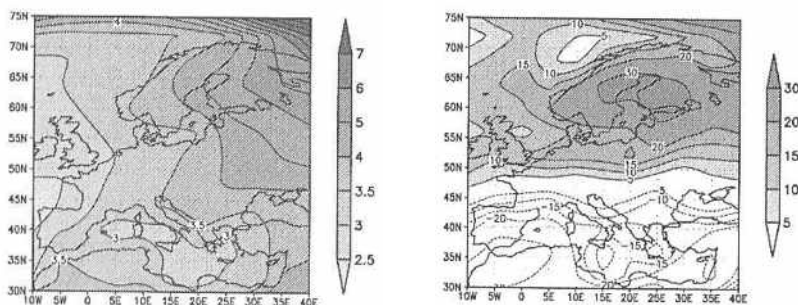


Рис. 30. Изменение среднегодовой температуры воздуха (К) и осадков (%) в Европе при сценарии A1B в 2081–2100 гг. в сравнении с 1981–2000 гг. по данным модели INMCM3

Количество осадков уменьшается на 10–30 % в окрестности Средиземного моря и увеличивается на 10–30 % в высоких широтах. Результаты, представленные на рис. 30 близки к данным, усредненным по всем моделям, участвовавшим в CMIP3.

Рост уровня Мирового океана вследствие термического расширения в XXI–XXII вв. по данным всех моделей, участвовавших в CMIP3, представлен на рис. 31.

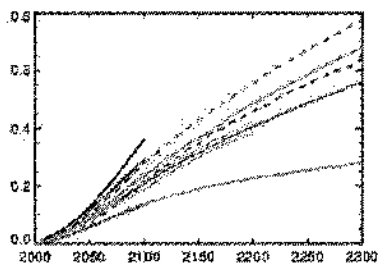


Рис. 31. Рост уровня Мирового океана вследствие термического расширения в XXI–XXII вв.

По данным модели INMCM3, рост уровня Мирового океана к 2200 г. составит 0,36 м, по данным всех моделей — от 0,22 до 0,55 м. Модель климатической системы Земли INMCM4 участвовала в международной программе сравнения моделей CMIP5, материалы опубликованы в Пятом оценочном докладе МГЭИК в 2013 г. На рис. 32 представлена равновесная чувствительность моделей климата к удвоению содержания CO_2 и величина обратных связей в модельных климатических системах. Из него следует, что равновесная чувствительности к удвоению содержания CO_2 изменяется для всех моделей климата от 2,1 до 4,6 К. Чувствительность модели INMCM4 наименьшая составляет 2,1 К.

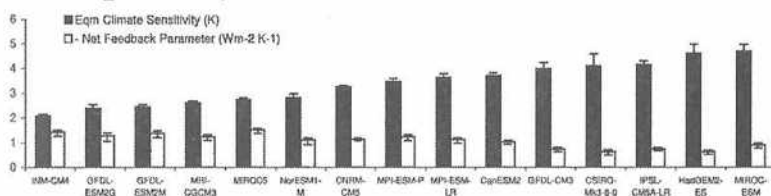


Рис. 32. Равновесная чувствительность к удвоению содержания CO_2 , и коэффициент обратной связи в климатической системе ($\text{Вт}/(\text{м}^2\text{K})$) для каждой из моделей CMIP5 (модели упорядочены по возрастанию равновесной чувствительности)

Изменение запаса углерода в растительности и почве в конце XXI в. при сценарии антропогенных выбросов RCP8.5 по сравнению с первым десятилетием XXI в. представлено на рис. 33. В умеренных широтах происходит увеличение массы растений и органического углерода почвы вследствие потепления, а также вследствие собственно увеличения концентрации CO₂ в воздухе. В субтропиках уменьшение массы углерода в почве связано с уменьшением количества осадков, в приэкваториальных районах важную роль в уменьшении запасов углерода в растениях и почве играет более интенсивное землепользование.

Важно, что применение моделей земной системы позволяет оценить последствия различных возможных искусственных мер, направленных на стабилизацию климата Земли несмотря на увеличение парникового эффекта (искусственных воздействий). Широко обсуждаемым воздействием в настоящее время является выброс серосодержащих веществ в стратосферу.

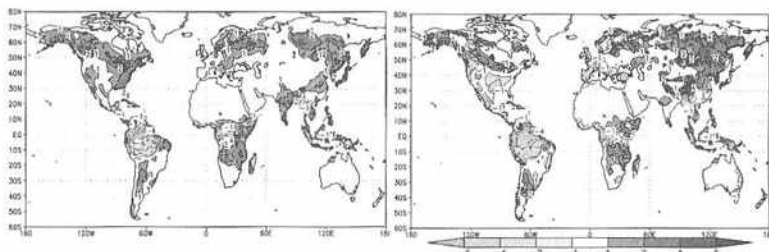


Рис. 33. Изменение количества углерода ($\text{кг}/\text{м}^2$) в растениях и почве в 2081–2100 гг. по сравнению с 1991–2010 гг. при сценарии RCP8.5

Изменение температуры на высотах от 0 до 50 км при таком воздействии согласно модели земной системы представлено на рис. 34. Из него следует, что в результате выброса серосодержащих веществ стратосфера нагревается на $^{\circ}$ из-за поглощения небольшой части солнечного излучения образовавшимся сульфатным аэрозолем. Тропосфера согласно модели охлаждается на $1\text{--}2^{\circ}$, так как до поверхности земли в случае искусственного воздействия доходит меньше солнечного излучения.

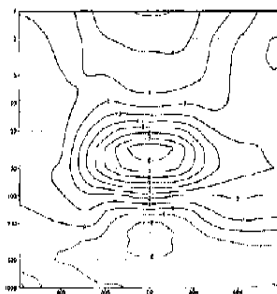


Рис. 34. Изменение среднегодовой температуры воздуха (K) при выбросе серосодержащих веществ в стратосферу

В модели INMCM5 по сравнению с предыдущей версией в океане улучшено разрешение по горизонтали, а в атмосфере — разре-

шение по вертикали, что позволяет воспроизводить океанские мезомасштабные вихри и некоторые эффекты в атмосфере. Например, формирование облачности в верхней части пограничного слоя, квазидвухлетнее колебание скорости ветра в экваториальной стратосфере, взаимодействие стратосферы и тропосферы на сезонных временных масштабах в умеренных широтах.

На рис. 35 представлено среднеквадратичное отклонение 10-дневного среднего уровня моря по данным наблюдений TOPEX/POSEIDON и по данным модели.

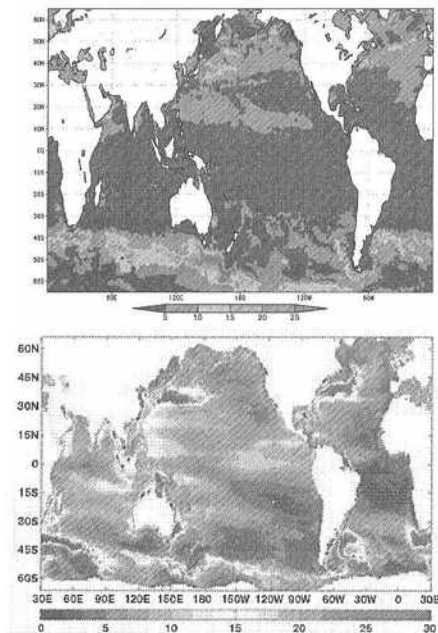


Рис. 35. Среднеквадратичное отклонение уровня океана (см) по данным модели INMCM5 и TOPEX/POSEIDON

Области большого среднеквадратичного отклонения соответствуют областям наиболее интенсивного формирования вихрей, которое происходит при наличии больших горизонтальных градиентов температуры океана. По данным наблюдений видно несколько таких зон, при отрыве течения Куроисио от берегов Японии, при отрыве Гольфстрима от Северной Америки, при отрыве Агульясского течения от Южной Африки, при отрыве Бразильского течения от Южной Америки. Значительная вихревая изменчивость заметна в умеренных широтах Южного океана.

Практическая работа 1

Факторы, влияющие на фазовые переходы и связанные со свойствами испаряющей поверхности

Задачи

1. На основании уравнения Клаузиуса — Клапейрона определить характер зависимости давления насыщенного пара над плоской поверхностью чистой воды и льда от температуры, принимая теплоту парообразования постоянной.

2. Вычислить изменение давления насыщенного водяного пара при понижении температуры от 10,0 до 0,0 и от 0,0 до -10°C . Обсудить полученный результат.

3. Вычислить давление насыщенного водяного пара над водой по теоретической формуле и по формуле Магнуса при температурах 10,0; 30,0; 45,0; $-10,0$; $-30,0$; $-45,0^{\circ}\text{C}$. Результаты вычислений по указанным формулам сопоставить. Какова причина расхождения результатов расчета по теоретической формуле и уравнению Магнуса?

4. Какой процесс (испарение или конденсация) будет происходить над водоемом или увлажненной поверхностью суши при относительной влажности 100 %, если температура их поверхности равна 25; 10,3; 15,8 $^{\circ}\text{C}$, а температура воздуха — соответственно 0,0; 7,3; 12,5 $^{\circ}\text{C}$? Какое атмосферное явление при условиях данной задачи может наблюдаться над водоемом (увлажненной сушей)? При какой относительной влажности воздуха в условиях данной задачи возможно динамическое равновесие системы пар — вода? Как различаются при условиях данной задачи дефицит насыщения, рассчитанный по температуре испаряющей поверхности, и дефицит, рассчитанный по температуре воздуха?

5. Температура поверхности воды (увлажненной суши) 10,0 $^{\circ}\text{C}$; температура воздуха 12,0 $^{\circ}\text{C}$. Испаряется ли вода при относительной влажности воздуха 80 и 90 %? Определить, при какой относительной влажности установится динамическое равновесие системы пар—вода в условиях данной задачи. При каком соотношении значений равновесной относительной влажности и относительной влажности воздуха возможно испарение?

6. Температура воздуха 10,0 $^{\circ}\text{C}$; температура испаряющей поверхности 4,0 $^{\circ}\text{C}$. При какой относительной влажности прекратится испарение? При каком соотношении температур испаряющей среды и

воздуха испарение прекратится? Проанализировать полученные результаты.

7. Температура воздуха $12,0\text{ }^{\circ}\text{C}$; относительная влажность 70% . До какой температуры должна охладиться поверхность почвы, чтобы на ней появилась роса?

8. При ветреной и пасмурной погоде температура воздуха повысилась от $5,0$ до $10,0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Капли воды, появившиеся на земной поверхности, наблюдатель зафиксировал как росу. Верна ли запись? Какие метеорологические условия благоприятны для возникновения росы?

9 Вечером температура воздуха и почвы составляла $10,0^{\circ}\text{C}$, относительная влажность воздуха — 80% . В течение ночи парциальное давление водяного пара, находящегося в воздухе, не менялось, но температура почвы и воздуха понизилась до $8,0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Наблюдатель зафиксировал появление росы. Верна ли запись?

10. Определить по Психрометрическим таблицам давление насыщенного пара надо льдом при температурах $-2,0$ $-5,0$; $-10,0$; $-12,0$; $-13,0$; $-15,0$; $-20,0$; $-30,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ и сопоставить с давлением насыщенного пара при тех же температурах над переохлажденной водой. Как зависит давление насыщенного пара от фазового состояния испаряющей среды? Как изменится разность давления насыщенного пара над водой и льдом по мере понижения температуры?

11. При какой относительной влажности окружающего воздуха, температура которого $-10,0$ и $-20,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, установится динамическое равновесие в системе пар–лед, если температура поверхности льда — $10,0$ и $-20,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ соответственно. Почему испарение с поверхности льда прекращается при относительной влажности воздуха менее 100% ?

12. Температура поверхности снега и воздуха $-40,0^{\circ}\text{C}$, относительная влажность воздуха 80% . Какой процесс будет происходить на поверхности снега?

13. Будет ли испаряться снег в Арктике при температуре его поверхности $-40,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, если температура воздуха $-37,0^{\circ}\text{C}$, а относительная влажность 60% ?

14. Температура воздуха $6,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, относительная влажность 50% . До какой температуры должна охладиться поверхность почвы, чтобы на ней мог образоваться иней?

15. Температура воздуха $-3,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, относительная влажность 90% . Возможна ли сублимация водяного пара на наземных предметах, имеющих ту же температуру? Каковы особенности конденсации и сублимации на поверхности почвы и на наземных предметах? Как влияют на образование продуктов наземной конденсации теплофизи-

ческие характеристики подстилающей поверхности и наземных предметов?

16. В течение суток температура воздуха не изменялась и составляла $-7,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, относительная влажность — 80 %, облачность — 10 баллов. Затем при сохранении 10-балльной облачности температура повысилась до $-1,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, но относительная влажность оставалась неизменной. Появится ли конденсационный осадок на массивном гранитном вертикальном столбе? Какое метеорологическое явление может наблюдаться при условиях данной задачи?

Практическая работа 2

Методы расчета испарения с поверхности суши и водоемов

Задачи

1. Вычислить скорость испарения и затраты тепла на испарение с поверхности неограниченного водоема, если температура водоема и воздуха составляет $26,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, скорость ветра на уровне судовых наблюдений — 4 м/с , относительная влажность — 90% , параметр шероховатости — $0,02\text{ см}$. Изменяется ли с высотой поток водяного пара в приводном слое? Какой фактор определяет испарение с водоема при условиях данной задачи? В каких районах — теплых или холодных морских течений — при прочих одинаковых условиях испарение интенсивнее?

2. На сколько процентов меньше испарение с поверхности моря, соленость которого 35 ‰ , по сравнению с испарением с поверхности пресного водоема, если их температура $12,3\text{ }^{\circ}\text{C}$, а парциальное давление водяного пара $10,3\text{ гПа}$?

3. Температура поверхности озера, соленость которого 35 ‰ , составляет $25,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, температура воздуха равна $18,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, относительная влажность — 90% . На сколько процентов повышается результат вычисления испарения, если не учитывать влияния солености?

4. Вычислить испарение и затраты тепла на испарение с поверхности моря за сутки, в течение которых средние значения метеорологических величин составили: температура воды $6,3\text{ }^{\circ}\text{C}$; температура воздуха на уровне судовых наблюдений $5,3\text{ }^{\circ}\text{C}$; относительная влажность 75% ; скорость ветра 6 м/с .

5. Рассчитать испарение за час с поверхности моря, температура которой $10,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, если на уровне судовых наблюдений температура воздуха $6,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, относительная влажность 100% , скорость ветра 2 м/с . Какое атмосферное явление может наблюдаться в этих условиях?

6. Вычислить скорость испарения с поверхности моря за час, если температура поверхности воды $10,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, температура воздуха на уровне судовых наблюдений $12,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, относительная влажность 60% , скорость ветра 3 м/с .

7. Определить суточную сумму испарения с поверхности моря, если на уровне судовых наблюдений средняя скорость ветра 7 м/с , а парциальное давление водяного пара $11,6\text{ гПа}$, температура поверхности воды $15,0\text{ }^{\circ}\text{C}$.

8. Вычислить испарение (мм) с поверхности озера за год, если сумма радиационного баланса поверхности водоема составляет $4040\text{ Мдж/(м}^2\text{·год)}$, средняя годовая температура поверхности водоема

равна $9,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, средняя годовая температура воздуха — $6,2\text{ }^{\circ}\text{C}$, среднее парциальное давление водяного пара — $8,5\text{ гПа}$.

9. Вычислить суточную сумму испарения с поверхности озера, если средняя суточная скорость ветра на береговой станции на высоте флюгера (10 м) 3 м/с , температура воздуха $18,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, температура воды $17,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, относительная влажность воздуха 70% , шероховатость подстилающей поверхности 3 см .

10. Вычислить испарение с поверхности озера за год, если средние годовые значения температуры поверхности водоема $6,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, воздуха $6,2\text{ }^{\circ}\text{C}$, парциальное давление водяного пара $8,5\text{ гПа}$ и годовая сумма турбулентного теплового потока 1583 Мдж/м^2 .

11. Вычислить испарение (мм/ч , мм/сут) и затраты тепла на испарение с поверхности пруда, если дефицит насыщения воздуха на ближайшей метеостанции составляет $4,3\text{ гПа}$, скорость ветра на высоте флюгера (12 м) 7 м/с , а параметр шероховатости 3 см . Как зависит скорость испарения от дефицита насыщения воздуха и скорости ветра? При какой стратификации атмосферы при прочих равных условиях увеличивается испарение с поверхности водоемов и суши? Как изменится температура поверхности водоема, с которого происходит интенсивное испарение, если нет притока тепла? В какое время суток происходит более интенсивное испарение с поверхности малых водоемов летом? Как влияют размер и форма водоемов на скорость испарения?

12. Вычислить испарение (мм/ч) и затраты тепла на испарение с оголенной почвы по данным измерений в Ленинградской области 26 июня 2008 г., если радиационный баланс в 12 ч составлял $0,70\text{ кВт/м}^2$, поверхностная плотность теплового потока в почве $0,05\text{ кВт/м}^2$, температура воздуха на высоте $0,5\text{ м}$ $19,6\text{ }^{\circ}\text{C}$, на высоте 2 м $18,6\text{ }^{\circ}\text{C}$, а парциальное давление водяного пара на соответствующих высотах $14,8$ и $13,6\text{ гПа}$. Какую роль играют затраты тепла на испарение в тепловом балансе подстилающей поверхности при условиях данной задачи? При каких условиях возможен расчет испарения по методу теплового баланса?

13. Вычислить испарение (мм/ч) и затраты тепла на испарение с оголенной почвы по данным измерений в Саратовской области 26 июня 2008 г., если радиационный баланс в 12 ч составлял $0,58\text{ кВт/м}^2$, поверхностная плотность теплового потока в почве $0,06\text{ кВт/м}^2$, а при градиентных наблюдениях было получено $t_{0,5} = 30,8\text{ }^{\circ}\text{C}$; $t_{2,0} = 29,8$; $e_{0,5} = 9,8\text{ гПа}$, $e_{2,0} = 9,6\text{ гПа}$. Сравнить доли радиационного баланса, затрачиваемые на испарение в один и тот же момент в Ленинградской и Саратовской области (предыдущая задача). Объяснить причины различия.

Практическая работа 3

Образование и рост зародышей жидкой и твердой фаз воды

Задачи

1. Вычислить критическое пересыщение, необходимое для образования зародышей жидкой фазы при гомогенной конденсации водяного пара, если его температура 30,0; –10,0; –20,0 °C.

2. Вычислить критическое пересыщение, необходимое для образования зародышей твердой фазы при гомогенной сублимации водяного пара, если его температура –10,0; –20,0; –32,0 °C. Для образования зародыша твердой или жидкой фазы необходимо большее пересыщение при температурах –10,0 и –20,0 °C? Как пересыщение, необходимое для гомогенного образования зародышей твердой фазы, зависит от температуры?

3. Вычислить критический радиус зародыша жидкой фазы, образующегося при гомогенной конденсации водяного пара, если его температура 30,0 °C, при 2-, 4-, 8-кратном пересыщении. Что понимают под гомогенной конденсацией водяного пара? Возможна ли гомогенная конденсация водяного пара в атмосфере? Как зависит критический размер зародыша при гомогенной конденсации от пересыщения?

4. Вычислить критический радиус зародыша жидкой фазы, образующегося при гомогенной конденсации водяного пара, если его температура 0,0 и –10,0 °C, при 2-, 4-, 8-кратном пересыщении. Результаты сопоставить с ответами в предыдущей задаче. Как зависит критический размер зародыша от температуры при одном и том же пересыщении?

5. Вычислить критический радиус зародыша твердой фазы, образующегося при гомогенной сублимации водяного пара, температура которого составляет –10,0 и –32,0 °C при 2-, 4-, 8-кратном пересыщении над льдом. Как зависит размер зародыша твердой фазы от температуры и пересыщения водяного пара по отношению ко льду? Результаты сопоставить с ответами к предыдущей задаче, полученными для температуры –10,0 °C. При образовании какой фазы в условиях одинакового пересыщения над водой должен быть больше размер зародыша?

6. Вычислить критический радиус зародыша твердой фазы, образующегося при гомогенной кристаллизации водяных капель, температура которых –10,0 и –32,0 °C. Как зависит размер зародыша твердой фазы, образующегося путем гомогенной кристаллизации, от переохлаждения воды?

7. Используя ответы к задачам 3 и 4, определить максимальную работу образования зародыша жидкой фазы при 2-, 4-, 8-кратном пересыщении. От чего в большей степени зависит работа образования зародыша жидкой фазы — от пересыщения или от температуры?

8. Определить работу образования зародышей жидкой фазы радиусом 10^{-7} и 10^{-6} см путем гомогенной конденсации водяного пара при температуре $30,0^\circ\text{C}$. Результаты расчетов проанализировать.

9. Вычислить и сопоставить работу образования сферического зародыша жидкой и твердой фаз при гомогенных процессах, если температура водяного пара $-5,0$; $-20,0$; $-32,0^\circ\text{C}$ и имеется четырехкратное пересыщение. Вероятность образования каких зародышей больше — жидкой или твердой фазы? Как зависит вероятность образования зародышей жидкой и твердой фаз при гомогенных процессах от температуры?

10. Вычислить работу образования сферического зародыша твердой фазы при гомогенной кристаллизации, если температура капель $-10,0$ и $-32,0^\circ\text{C}$ (см. ответ к задаче 6). Как в реальных атмосферных условиях образуется твердая фаза? Как зависит работа образования сферического зародыша твердой фазы при спонтанной кристаллизации от температуры? Облака каких форм имеют кристаллическое, а каких — смешанное строение?

11. Вычислите работу образования сферического зародыша твердой фазы при гомогенной кристаллизации водяных капель радиусом 10^{-7} , 10^{-4} и 10^{-3} см, если температура капель равна $-10,0^\circ\text{C}$. Вероятность переохлаждения каких облаков больше крупнокапельных или мелкокапельных? При каких отрицательных температурах чаще всего наблюдаются капельно-жидкие облака?

12. Оценить, насколько уменьшается работа образования сферического зародыша жидкой фазы радиусом $8 \cdot 10^6$ см при гетерогенных процессах на нерастворимых, но смачиваемых водой ядрах конденсации радиусом $1,8 \cdot 10^6$ см по сравнению с работой образования зародышей такого же размера при гомогенных процессах.

13. Вычислить вероятность образования ледяных кристаллов при гомогенной кристаллизации, если температура капель составляет $-5,0$ и $-15,0^\circ\text{C}$.

Практическая работа 4

Приход солнечной радиации на земную и океаническую поверхность

Задачи

1. Вычислить прямую радиацию на перпендикулярную поверхность при высоте Солнца 53° и коэффициенте прозрачности 0,751. Найти долю вычисленной величины от солнечной радиации, приходящей к такой же поверхности на верхней границе атмосферы. Как изменятся ответы, если при том же оптическом состоянии атмосферы увеличится (уменьшится) высота Солнца или при постоянной высоте Солнца изменится состояние атмосферы?

2. Вычислить прямую радиацию на перпендикулярную поверхность на 56° с.ш. 15 июля при высотах Солнца 10° , 20° , 30° и т.д. до максимальной высоты, возможной в данный день, если неприведенный коэффициент прозрачности равен 0,710. Построить и проанализировать график дневного изменения прямой радиации (каждую высоту Солнца отложить на графике дважды: до и после полудня). Почему прямая радиация изменяется с изменением высоты Солнца при неизменной прозрачности атмосферы? Какие периодические изменения в связи с этим испытывает прямая радиация? Какова ее широтная изменчивость, связанная с зависимостью от высоты Солнца?

3. Вычислить прямую радиацию на перпендикулярную поверхность при высотах Солнца 30° и 60° , если коэффициент прозрачности составляет 0,500; 0,600; 0,700; 0,800. Построить и проанализировать график зависимости $S(P)$ при заданных высотах Солнца.

4. Прямая радиация на перпендикулярную поверхность в Каменной Степи (51° с.ш.) 9 июля 2001 г.:

Срок, ч	5	7	9	11	13	15	17	19
кВт/м ²	0,50	0,74	0,86	0,91	0,91	0,91	0,73	0,42

Определив моменты восхода и захода Солнца, построить и проанализировать график суточного хода S . Вычислить действительную суточную сумму S за данные сутки. При анализе графика отметить: каким было изменение прямой радиации — беспорядочным или упорядоченным, какой вид оно имело (монотонный рост, простая волна, двойная волна и т. п.); в какое время суток, сколько всего часов и минут прямая радиация была равна нулю; в какое время суток и на протяжении какого интервала времени она была положительной; время наступления максимума и его значение; типичен ли такой ход для ясного дня или дня с переменной облачностью.

5. Применить общую формулу трапеций для вычисления действительной суточной суммы прямой радиации по наблюдениям, выполненным на 60° с.ш. 1 сентября в стандартные актинометрические сроки (6.30, 9.30, 12.30, 15.30, 18 ч 30 мин).

6. Прямая радиация на перпендикулярную поверхность при высоте Солнца 34° составила $0,78 \text{ кВт/м}^2$. Вычислить прямую радиацию на горизонтальную поверхность. Всегда ли между этими величинами сохраняется такое отношение?

7. Вычислить прямую радиацию на горизонтальную поверхность при высоте Солнца 36° и коэффициенте прозрачности 0,722. Как и почему изменится ответ при изменении одной из заданных величин?

8. Вычислить прямую радиацию на горизонтальную поверхность на 60° с.ш. в истинный полдень 21 июня и 22 декабря, если прямая радиация на перпендикулярную поверхность 21 июня равнялась $0,70 \text{ кВт/м}^2$, а 22 декабря — $0,14 \text{ кВт/м}^2$. Почему 22 декабря на перпендикулярную поверхность поступает меньше прямой радиации, чем 21 июня? Во сколько раз изменился приход прямой радиации на перпендикулярную и горизонтальную поверхности 22 декабря по сравнению с ее приходом 21 июня? Почему их изменение неодинаково?

9. Найти отношение значений прямой радиации на горизонтальную поверхность на 41° с.ш. в полдень 7 мая, если значения прямой радиации на перпендикулярную поверхность были на этих широтах одинаковыми. Почему значения прямой радиации на перпендикулярную поверхность в один и тот же момент на разных широтах могут быть одинаковыми, несмотря на различную высоту Солнца? Прямая радиация на перпендикулярную или горизонтальную поверхность сильнее зависит от высоты Солнца?

Практическая работа 5

Радиационный баланс деятельного слоя

Задачи

1. Вычислить радиационный баланс деятельного слоя, если поглощенная часть прямой радиации на горизонтальную поверхность составляет $0,35 \text{ кВт/м}^2$, рассеянной радиации — $0,08 \text{ кВт/м}^2$, встречного излучения — $0,30 \text{ кВт/м}^2$, а земное излучение равно $0,40 \text{ кВт/м}^2$. О чем говорит знак ответа? Близок ли ответ к характерным значениям этой величины или он сравнительно велик (мал)? Для какого времени суток или года он характерен, если исходные данные относятся к умеренным широтам?

2. Найти радиационный баланс деятельного слоя, если поглощенная часть коротковолновой радиации равна $0,03 \text{ кВт/м}^2$, а эффективное излучение $0,08 \text{ кВт/м}^2$. Каков смысл знака ответа? К какому времени суток (или года) относятся исходные данные, если они получены в умеренных широтах при безоблачном небе?

3. Вычислить радиационный баланс деятельного слоя, если коротковолновый радиационный баланс равен $0,38 \text{ кВт/м}^2$, а длинноволновый — $0,10 \text{ кВт/м}^2$. Может ли B_k равняться нулю или быть отрицательным? Как при этом изменится ответ при том же B_d ? Может ли B_d равняться нулю или быть положительным? Как при этом изменится ответ при том же B_k ? Каково обычное соотношение между радиационным балансом деятельного слоя, коротковолновым и длинноволновым радиационным балансом в умеренных широтах днем и ночью?

4. Рассчитать радиационный баланс деятельного слоя сухого песка, если суммарная радиация $0,84 \text{ кВт/м}^2$, альбеда 20 %, температура поверхности $45,0^\circ\text{C}$, температура воздуха $27,0^\circ\text{C}$, парциальное давление водяного пара $16,0 \text{ гПа}$ и наблюдается 2 балла облаков нижнего яруса.

5. Вычислить радиационный баланс деятельного слоя чистого снега, если суммарная радиация равна $0,14 \text{ кВт/м}^2$, альбеда 90 %, температура поверхности и воздуха $-30,0^\circ\text{C}$, парциальное давление водяного пара $0,25 \text{ гПа}$, небо ясное. Может ли радиационный баланс деятельного слоя быть отрицательным при наличии прямой и рассеянной радиации? Может ли он быть положительным, если прямая и рассеянная радиация отсутствуют?

6. Вычислить радиационный баланс деятельного слоя моря и соседнего с ним сухого песчаного пляжа, если прямая радиация на обе

поверхности $0,56 \text{ кВт/м}^2$, рассеянная радиация $0,14 \text{ кВт/м}^2$, альbedo песка 30 %, альbedo моря 10 %, температура деятельного слоя песка и моря соответственно $50,0$ и $25,0$ °C, температура воздуха над обеими поверхностями $30,0$ °C, парциальное давление водяного пара над песком и над морем соответственно $16,0$ и $25,0$ гПа, небо ясное. Как и почему обычно различаются значения радиационного баланса суши и водоема при одинаковом поступлении к ним солнечной радиации? Что можно предположить о соотношении между радиационным балансом сухой и обильно увлажненной почвы (например, искусственно орошаемой), пустыни и оазиса, одной и той же почвы после засухи и после периода дождей, если в каждом из сравниваемых случаев приход солнечной радиации примерно одинаков?

7. Радиационный баланс деятельного слоя суши в некотором пункте на 60° с.ш. при безоблачном небе 13 июля 2004 г.:

Срок, ч	1	3	5	7	9	11	13	15	17	19	21	23
$B, \text{ кВт/м}^2$	-0,04	-0,04	0,06	0,20	0,34	0,43	0,44	0,41	0,19	-0,04	-0,06	-0,06

Построить и проанализировать график суточного хода. Указать общий характер изменения B , экстремальные значения, время их наступления, амплитуду колебания, продолжительность интервалов с положительными и отрицательными значениями, время переходов через нуль. Вычислить сумму радиационного баланса за интервал от 1 до 23 ч.

Практическая работа 6

Радиационный баланс атмосферы и системы деятельный слой–атмосфера

Задачи

1. Среднее во времени и пространстве альbedo системы деятельный слой — атмосфера составляет 36 %. При этом на долю атмосферы приходится около 33 % солнечной радиации, поглощенной этой системой. Зная, что годовая энергетическая экспозиция солнечной радиации на верхней границе атмосферы равна 10880 МДж/м^2 , вычислить годовые суммы солнечной радиации, поглощаемой атмосферой и деятельным слоем. Велика ли роль атмосферы в поглощении солнечной радиации по сравнению с ролью деятельного слоя? Является ли атмосфера по отношению к солнечной радиации преимущественно поглощающей или рассеивающей средой?

2. Средняя во времени и в пространстве годовая сумма эффективного излучения деятельного слоя 1670 МДж/м^2 , а уходящего излучения 7030 МДж/м^2 . Вычислить годовую сумму длинноволнового радиационного баланса атмосферы. Каков смысл полученного знака этой величины? Сравнить результат с ответом к предыдущей задаче и сделать вывод о знаке радиационного баланса атмосферы.

3. Используя ответы к задачам 1 и 2, вычислить годовую сумму радиационного баланса атмосферы. Результат проверить по уравнению:

$B_a = E_{\text{эф}} + Q_n - U$ Каков смысл знака полученного ответа? Почему не происходит монотонного изменения средней температуры атмосферы от года к году? Как согласуется найденный результат с законом сохранения энергии?

4. Распределение средних многолетних годовых сумм радиационного баланса атмосферы по широте:

φ°ш.	70–60	50–40	30–20	10–0	0–10	20–30	40–50
$\sum_{\text{год}} B_a \text{ МДж/м}^2$	–2930	–2510	–3430	–3180	–3100	–3100	–2680

Построить и проанализировать график широтной зависимости $\sum_{\text{год}} B_a$. Велика ли межширотная изменчивость данной величины?

5. По результатам спутниковых измерений установлено, что фактическое альbedo системы деятельный слой — атмосфера составляет 29 %. Зная, что годовая энергетическая экспозиция солнечной радиации на верхней границе атмосферы равна 10880 МДж/м^2 , вычислить годовую сумму солнечной радиации, отраженной Землей как

планетой в окружающее пространство. Рассчитать баланс солнечной радиации на верхней границе атмосферы.

6. Средняя многолетняя годовая сумма солнечной радиации, поглощаемой деятельным слоем, составляет 4670 МДж/м^2 , а эффективного излучения — 1670 МДж/м^2 . Вычислить среднюю многолетнюю годовую сумму радиационного баланса деятельного слоя. Каков смысл знака ответа? Почему не происходит монотонного изменения температуры деятельного слоя от года к году? Как согласуется полученный результат с законом сохранения энергии? Сравнить ответы к данной задаче и задаче 3 и объяснить, почему один из них больше.

7. Средняя многолетняя годовая сумма уходящего излучения составляет 7030 МДж/м^2 . Используя ответы к задаче 1, найти годовую сумму радиационного баланса системы деятельный слой — атмосфера. Преобладает ли в среднем многолетнем приход лучистой энергии к Земле из окружающего пространства над уходящим излучением или наоборот? Какие опытные данные подтверждают ответ на этот вопрос? Сохраняется ли установленный результат лишь в среднем или он имеет место также в отдельные годы, моменты и в отдельных пунктах?

Практическая работа 7

Теплофизические характеристики почвы и водоемов

Задачи

1. Найти изменение средней температуры двух изолированных проб почвы объемом по 20 см^3 при одинаковом притоке тепла $50,24 \text{ Дж}$ и при одинаковой теплоотдаче $41,87 \text{ Дж}$, если первая проба состоит из слабоувлажненного песка, а вторая из влажного гумуса. Как влияет различие теплоемкостей разных видов почвы на нагревание (охлаждение) почвы при одинаковом притоке (отдаче) тепла?

2. Вес абсолютно сухой пробы глинистой почвы объемом 40 см^3 , взятой перед началом дождя, равнялся $0,41 \text{ Н}$. После продолжительного сильного дождя вес новой пробы с таким же объемом, взятой из той же почвы, составил $0,49 \text{ Н}$. Найти абсолютное и относительное изменение объемной теплоемкости данной почвы в результате дождя. Как изменяется теплоемкость почвы при ее увлажнении (просушивании)? Когда больше нагревается одна и та же почва при одинаковом притоке тепла — до или после дождя?

3. Найти относительное изменение объемной теплоемкости песка при изменении его влажности от 25 до 10% . Указать причину изменения.

4. Используя приведенные в начале параграфа значения теплопроводности и объемной теплоемкости, вычислить температуропроводность гранита ($c = 2,09 \text{ МДж}/(\text{м}^3 \cdot \text{К})$), влажной глины, сухого песка, неподвижной воды и неподвижного воздуха. Как влияет увеличение влажности почвы на ее температуропроводность? Как сказывается на скорости и глубине распространений температурных колебаний в почве, неподвижной воде и неподвижном воздухе значительная разница их температуропроводностей? Как она влияет на сдвиг фазы колебаний температуры?

5. Амплитуда суточного хода температуры поверхности почвы составила 31°C , а на глубине 20 см — $3,7^\circ \text{C}$. Вычислить среднюю температуропроводность верхнего 20 -сантиметрового слоя почвы.

6. Максимальная температура поверхности почвы отмечена в 12 ч , а на глубине 20 см — в 22 ч . Найти среднюю температуропроводность верхнего 20 -сантиметрового слоя почвы. Полагая, что исходные данные настоящей и предыдущей задач относятся к одному и тому же пункту и к одинаковой дате, объяснить причину различия ответов.

7. Вычислить теплопроводность снежного покрова при плотности $10 \text{ кг}/\text{м}^3$. Как и почему изменится ответ, если плотность снега в результате слеживания увеличится в 2 раза?

Практическая работа 8

Спутниковый мониторинг морей и океанов, анализ ТПО

На современном этапе исследование океана нельзя представить без использования информации, полученной с помощью приборов дистанционной диагностики, установленных на спутниках, специализированных для дистанционного зондирования Земли. Огромное количество поступающей с них информации используется не только в научных целях, но и для решения многих природоохранных задач. Наибольшую важность представляют регулярные и оперативные наблюдения одних и тех же районов всеми доступными сенсорами, что предоставляет возможность всестороннего изучения характерных процессов и явлений, выявления взаимосвязей между ними, закономерностей и особенностей возникновения и развития.

Цель

Исследовать температуру поверхности Мирового, Индийского, Атлантического, Тихого океанов за различные периоды.

Порядок выполнения

Проанализировать пространственно-временное изменение ТПО (письменно). Отдельно и совместно по океанам построить графики, осредненные и по квадратам. Указать причины изменения ТПО во времени и пространстве.

Прилож. 1, 2, 3, 4.

Контрольные вопросы

1. Каким образом получена температура поверхности океанов? С использованием каких приборов?
2. Приведите принципы расчета и построения данных карт.
3. Для каких целей строятся карты ТПО?
4. Является ли эта характеристика показателем взаимодействия атмосферы и океана?

Практическая работа 9

Спутниковый мониторинг ледового покрова

Цель

Исследовать ледовый покров Антарктиды, Арктики, Берингова, Чукотского морей.

Порядок выполнения

Проанализировать пространственно-временное изменение ледового покрова Антарктиды, Арктики, Берингова, Восточно-Сибирского, Чукотского морей (письменно). Построить графики осредненные по широтам. Указать причины изменения ледяного покрова во времени и пространстве. Прилож.1, 2, 3, 4, 5 (ниже).

Контрольные вопросы

1. С использованием, каких приборов и методов получены снимки и карты-схемы?
2. Приведите принципы расчета границ льда и построения данных карт.
3. Для каких целей строятся карты ледового покрова?
4. Чем отличается прибрежный лед?
5. Можно ли выделить на данных картах айсберги и каким образом?
6. Является ледяной покров показателем взаимодействия атмосферы и океана?

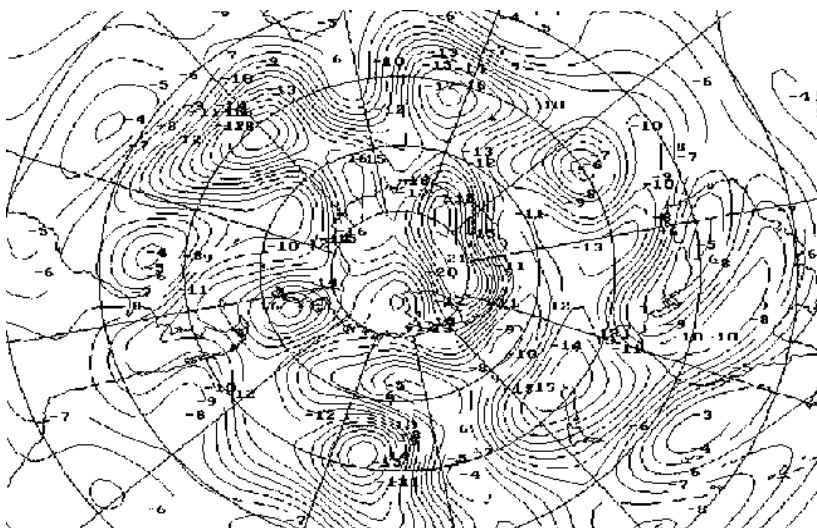
Практическая работа 10

Карты полей общего содержания озона (ОСО)

Карты полей ежесуточного распределения общего содержания озона (ОСО) и отклонений ОСО от средних долгопериодных значений над различными территориями. Карты построены по данным спутниковой аппаратуры TOMS и OMI:

- карты ОСО;
- карты отклонений ОСО;
- карты ОСО за текущий месяц;
- карты отклонений ОСО за текущий месяц.

Пример: Антарктида, 7 января 2007. Отклонение ОСО от средних долгопериодных значений (%)



Цель

Исследовать поля общего содержания озона по картам отклонений ежесуточного распределения ОСО от средних долгопериодных значений.

Порядок выполнения

Проанализировать поля общего содержания озона по картам отклонений ежесуточного распределения ОСО от средних долгопериодных значений.

одных значений (письменно). Проанализировать за летний и зимний периоды. Построить графики осредненные по широтам и долготам. Указать причины изменения ОСО во времени и пространстве. Альбомы 1, 2 в форме презентаций (прилагаются к заданию).

Контрольные вопросы

1. С использованием каких приборов и методов получены карты?
2. Приведите принципы расчета данных карт.
3. Для каких целей строятся карты ОСО?
4. Над Антарктидой наблюдается уменьшение или увеличение ОСО?
5. Является ОСО показателем взаимодействия атмосферы и океана?

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авиационно-климатический атлас-справочник СССР. Вып. 1: Климатические характеристики основных аэропортов. Ч. 1. М.: Госкомгидромет, 1973. 185 с.*
- Архипкин В.С., Добролюбов С.А. Основы термодинамики морской воды. М.: Диалог-МГУ, 1998. 153 с*
- Архипкин В.С., Добролюбов С.А. Океанология. Физические свойства морской воды. М.: МАКС Пресс, 2005. 216 с*
- Атлас облаков. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 267 с.*
- Атмосфера: справочник. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 509 с.*
- Баранов А.М., Богаткин О.Г., Говердовский В.Ф., Еникеева В.Д. Авиационная метеорология. СПб.: Гидрометеиздат, 1991. 345 с.*
- Бедрицкий А.И. Современное состояние системы метеорологических наблюдений в Российской Федерации // Метеорология и гидрология. 1996. № 1. С. 5–12.*
- Берлянт А.М. Геоиконика. М., 1996. 336 с.*
- Богаткин О.Г., Тараканов Г.Г. Авиационные прогнозы погоды. СПб., 2007. 270 с.*
- Бурков В.А. Общая циркуляция Мирового океана. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 253с.*
- Воробьев В.И. Струйные течения в высоких и умеренных широтах. Л.: Гидрометеиздат, 1960. 234 с.*
- Гаврилов В.А. Прозрачность атмосферы и видимость. Л.: Гидрометеиздат, 1958. 167 с.*
- Гарбук С.В., Гершензон В.Е. Космические системы дистанционного зондирования земли. М.: Изд-во А и Б, 1997. 296 с.*
- Гарвей Дж. Атмосфера и океан. М.: Прогресс, 1982. 183 с.*
- Гилл А. Динамика атмосферы и океана. М.: Мир. 1986. Т.1. 396 с.*
- Герман М.А. Космические методы исследования в метеорологии. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 351 с.*
- Григорьев А.А. Антропогенные воздействия на окружающую среду по наблюдениям из космоса. М.: Наука, 1985. 239 с.*
- Добровольский А.Д., Залогин Б.С. Моря СССР. М.: Изд-во МГУ, 1982. 192 с.*
- Доронин Ю.П. Региональная океанология. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 302 с.*
- Доронин Ю.П. Динамика океана. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 304 с.*
- Доронин Ю.П. Физика океана. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 296 с.*
- Доронин Ю.П. Взаимодействие атмосферы и океана. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 288 с.*

- Ерлов Н.Г.* Оптика океана. Л.: Гидрометеиздат. 1980.
- Ермакова Л.Н., Толмачева Н.И.* Основы метеорологии / Перм. гос. ун-т. Пермь, 2005. 180 с.
- Зверев А.С.* Синоптическая метеорология. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 720 с.
- Иванов А. П.* Оптика рассеивающих сред. Минск: Наука и техника, 1969. 590 с.
- Иванов А. П.* Введение в океанографию. М.: Мир, 1978. 574 с.
- Ильин Ю. А., Кузнецов А.А., Малинников В.А.* Методика дистанционного определения потоков тепла, влаги и эффективного излучения в системе «океан–атмосфера» // Известия вузов. Геодезия и аэрофотосъёмка. 1988. № 3. С.113–120.
- Каган Б. А.* Взаимодействие океана и атмосферы. СПб.: Гидрометеиздат, 1992. 336 с.
- Каган Б. А., Рябченко В.А., Сафрай А.С.* Реакция системы океан–атмосфера на внешнее воздействие. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 304 с.
- Кароль И.Л., Розанов В.В., Тимофеев Ю.М.* Газовые примеси в атмосфере. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 192 с.
- Китайгородский С. А.* Физика взаимодействия атмосферы и океана. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 284 с.
- Код для оперативной передачи данных приземных гидрометеорологических наблюдений с сети станций Госкомгидромета СССР, расположенных на суше (включая береговые станции). КН-01. Национальный вариант международного кода FM 12-IX SYNOP.* Л.: Гидрометеиздат, 1989. 64 с.
- Космическое земледование: информационно-математические основы / под ред. акад. РАН В.А. Садовниченко.* М.: Изд-во МГУ, 1998. 571 с.
- Космическое земледование: диалог природы и общества. Устойчивое развитие / под ред. акад. РАН В.А. Садовниченко.* М.: Изд-во МГУ, 2000. 640 с.
- Крэкнелл А.П.* Дистанционное зондирование в метеорологии, океанографии и гидрологии. М.: Мир, 1984. 320 с.
- Каменкович В.М.* Основы динамики океана. Л.: Гидрометеиздат. 1973. 240 с.
- Каменкович В.М., Кошляков М.Н., Монин А.С.* Синоптические вихри в океане. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 264 с.
- Кузнецов А.А., Попов Н. Н.* Экспериментальные исследования микроконвекции на границе раздела «вода–воздух» // Водные ресурсы. 1990. № 5.

- Кочин Н.Е., Кибель И.А., Розе Н.В.* Теоретическая гидродинамика. М.: Физматгиз, 1963. Т.1. 583 с.
- Ле Блон Н., Майсек Л.* Волны в океане. М.: Мир, 1981. Т. 1,2. 480 с.
- Мамаев О.И.* Термохалинный анализ вод Мирового океана. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 296 с.
- Матвеев Л.Т.* Физика атмосферы. СПб.: Гидрометеиздат, 2000. 778 с.
- Мейсон Б.Д.* Физика облаков. Л.: Гидрометеиздат, 1961. 542 с.
- Методические указания по приведению атмосферного давления к уровню моря и вычислению высот изобарических поверхностей на метеорологических станциях.* Л.: Гидрометеиздат, 1979. 49 с.
- Монин А.С.* Введение в теорию климата. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 247 с.
- Монин А.С., Шишков Ю.А.* История климата. Л.: Гидрометеиздат, 1979. 406 с.
- Монин А.С., Красицкий В.П.* Явления на поверхности океана. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 519 с.
- Монин А.С., Яглом А.М.* Статистическая гидромеханика, механика турбулентности. М.: Наука, 1965. 639 с.
- Монин А.С.* Гидродинамика атмосферы, океана и земных недр. СПб.: Гидрометеиздат, 1999. 524 с.
- Монин А.С., Каменкович В.М., Корт В.Г.* Изменчивость Мирового океана. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 262 с.
- Монин А.С., Озмидов Р.В.* Океанская турбулентность. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 320 с.
- Монин А.С., Красицкий В.П.* Явления на поверхности океана. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 519 с.
- Наставление гидрометеорологическим станциям и постам.* Л.: Гидрометеиздат, 1985. Вып. 3, ч. 1. 157 с.
- Облака и облачная атмосфера: справочник / под ред. И.П. Мазина, А.Х. Хргиана.* Л.: Гидрометеиздат, 1989. 647 с.
- Озмидов Р.В.* Диффузия примесей в океане. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 280 с.
- Океанология. Физика океана. Т.1: Гидрофизика океана / под ред. А.С. Мониной.* М.: Наука. 1979. 450 с.
- Океанология. Физика океана. Т.2: Гидродинамика океана / под ред. А.С. Мониной.* М.: Наука. 1979. 462 с.
- Океанология. Т.1: Гидрофизика океана / под ред. В.М. Каменковича, А.С. Мониной.* М.: Наука, 1978. 456 с.

- Педлоски Дж.* Геофизическая гидродинамика: 2 т. М.: Мир. 1984. Т.1. 398 с. Т.2. 416 с.
- Пирри А., Уокер Дж.* Система океан-атмосфера. Л.: Гидрометеоздат, 1979. 196 с.
- Руководство по прогнозированию метеорологических условий для авиации.* Л.: Гидрометеоздат, 1985. 301 с.
- Руководство по краткосрочным прогнозам погоды.* Л.: Гидрометеоздат, 1986. Ч. 1. 702 с.
- Руководство по краткосрочным прогнозам погоды: в 2 ч.* Л.: Гидрометеоздат, 1986. Ч. II, вып. 2: Урал и Сибирь. 198 с.
- Семенченко Б.А.* Физическая метеорология. М.: Аспект Пресс, 2002. 415 с.
- Справочник потребителя спутниковой информации / под ред. В.В. Асмуса, О.Е. Милехина.* СПб.: Гидрометеоздат, 2002. 105 с.
- Тернер Дж.* Эффекты плавучести в жидкостях. М.: Мир, 1977. 431 с.
- Толмачева Н.И.* Космические методы исследований в метеорологии. Интерпретация спутниковых изображений / Перм. гос. ун-т. Пермь, 2012. 208 с.
- Толмачева Н.И., Шкляева Л.С.* Космические методы экологического мониторинга / Перм. гос. ун-т. Пермь, 2006. 296 с.
- Толмачева Н.И., Булгакова О.Ю.* Метеорологические радиолокаторы и радионавигационные системы управления воздушным движением / Перм. гос. ун-т. Пермь, 2007. 154 с.
- Толмачева Н.И.* Дистанционные методы исследования мезометеорологических процессов / Перм. гос. ун-т. Пермь, 2010. 200 с.
- Толмачева Н.И.* Методы и средства гидрометеорологических измерений (для метеорологов) / Перм. гос. ун-т. Пермь, 2011. 223 с.
- Толмачева Н.И.* Физическая метеорология / Перм. гос. ун-т. Пермь, 2012. 324 с.
- Федоров К.Н., Гинзбург А.И.* Приповерхностный слой океана. Л.: Гидрометеоздат, 1988. 304 с.
- Федоров К.Н.* Тонкая термохалинная структура вод океана. Л.: Гидрометеоздат, 1976. 184 с.
- Филлипс О.М.* Динамика верхнего слоя океана. Л.: Гидрометеоздат, 1980. 319 с.
- Хромов С.П., Мамонтова Л.И.* Метеорологический словарь. Л.: Гидрометеоздат, 1974. 568 с.
- Хромов С.П., Петросянц М.А.* Метеорология и климатология. М.: Изд-во МГУ, 2001. 527 с.

Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология. М.: Изд-во МГУ, 2004. 584 с.

Хргиан А.Х. Физика атмосферы. М.: Изд-во МГУ, 1986. 328 с.

Шанда Э. Физические основы дистанционного зондирования. М.: Недра, 1990. 280 с.

Шулейкин В.В. Физика моря. М., Изд-во АН СССР, 1953. 990 с.

Шифрин К.С. Введение в оптику океана. Л., Гидрометеиздат, 1983. 280 с.

Kalnay E. Atmospheric Modeling, Data Assimilation and Predictability. Cambridge: Cambridge University Press, 2003. 341 с.

Jacobson M.Z. Fundamentals of Atmospheric Modeling. New York: Cambridge University Press, 2005. 828 с.

ПРИЛОЖЕНИЯ

Приложение 1

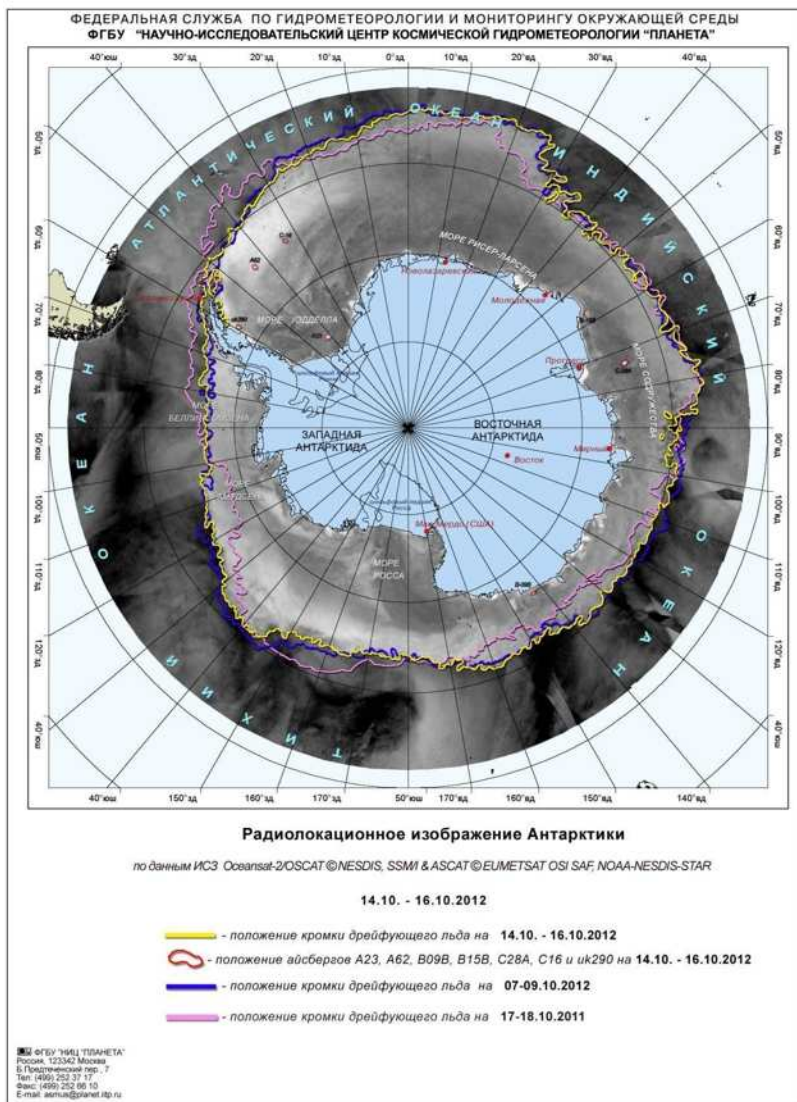


Рис.1. Радиолокационные карты по Антарктике
по данным ИСЗ OCEANSAT-2/OSCAT за 14.10 — 16.10.2012

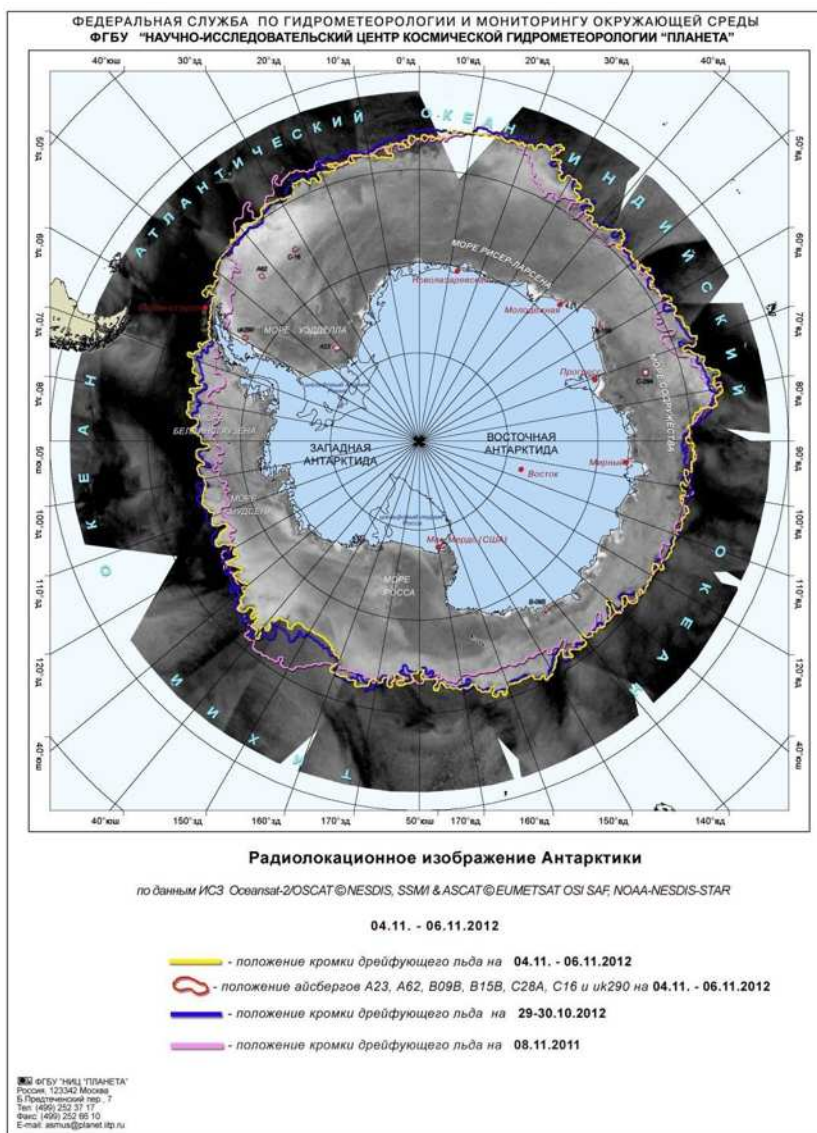


Рис.2. Радиолокационные карты по Антарктике
по данным ИСЗ OCEANSAT-2/OSCAT за 04.11 — 06.11.2012

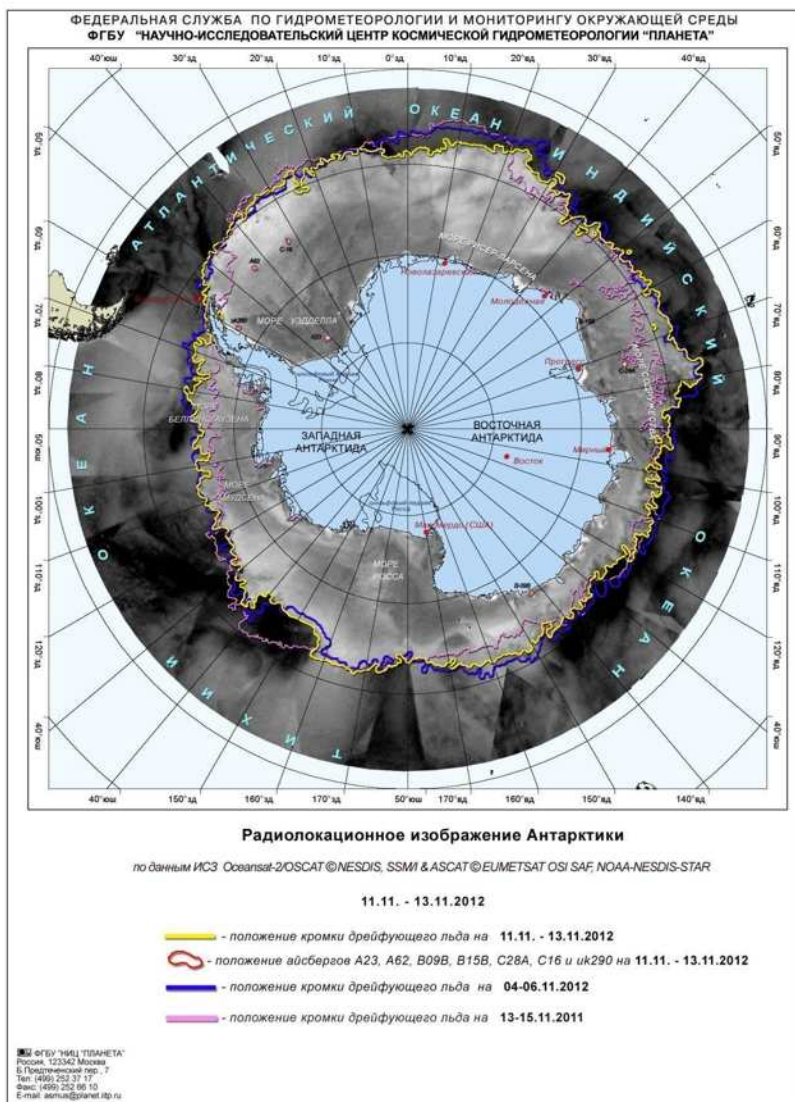


Рис.3. Радиолокационные карты по Антарктике
по данным ИСЗ OCEANSAT-2/OSCAT за 11.11 — 13.11.2012

Приложение 2

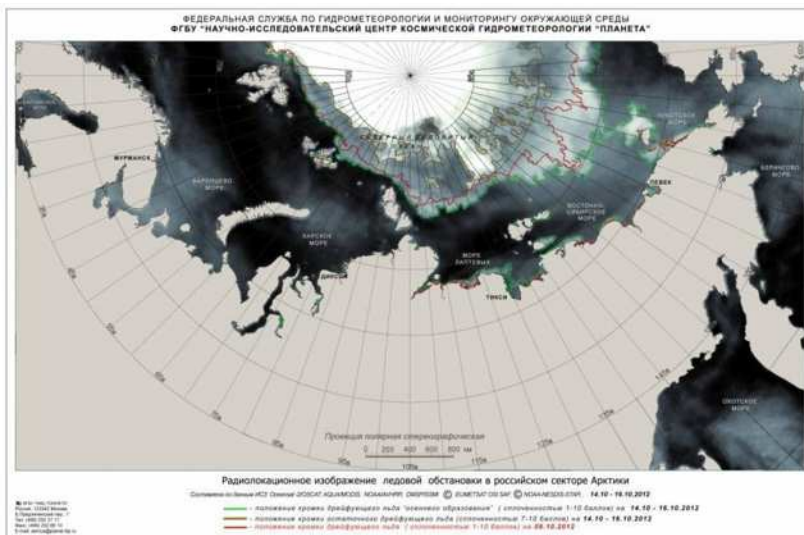


Рис. 1. Радиолокационные карты по российскому сектору Арктики по данным ИСЗ OCEANSAT-2/OSCAT за 14.10 — 16.10.2012

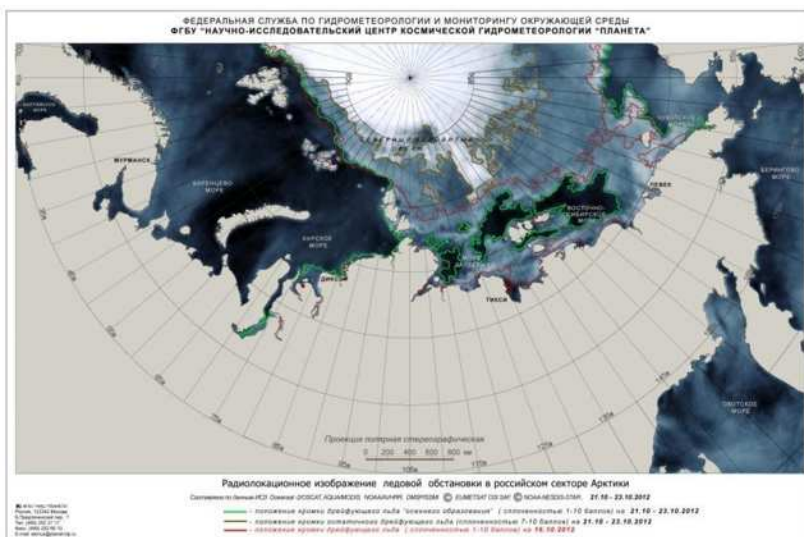


Рис. 2. Радиолокационные карты по российскому сектору Арктики по данным IC3 OCEANSAT-2/OSCAT за 21.10 — 23.10.2012

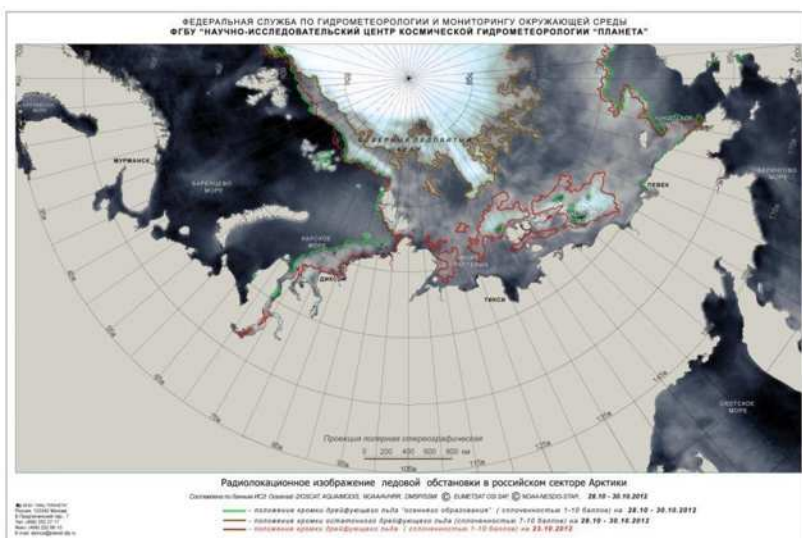


Рис. 3. Радиолокационные карты по российскому сектору Арктики по данным ИСЗ OCEANSAT-2/OSCAT за 28.10 — 30.10.2012

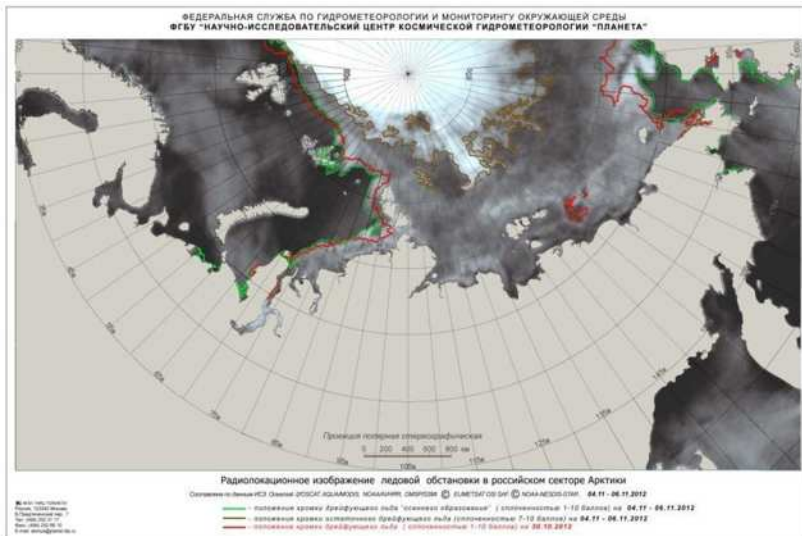
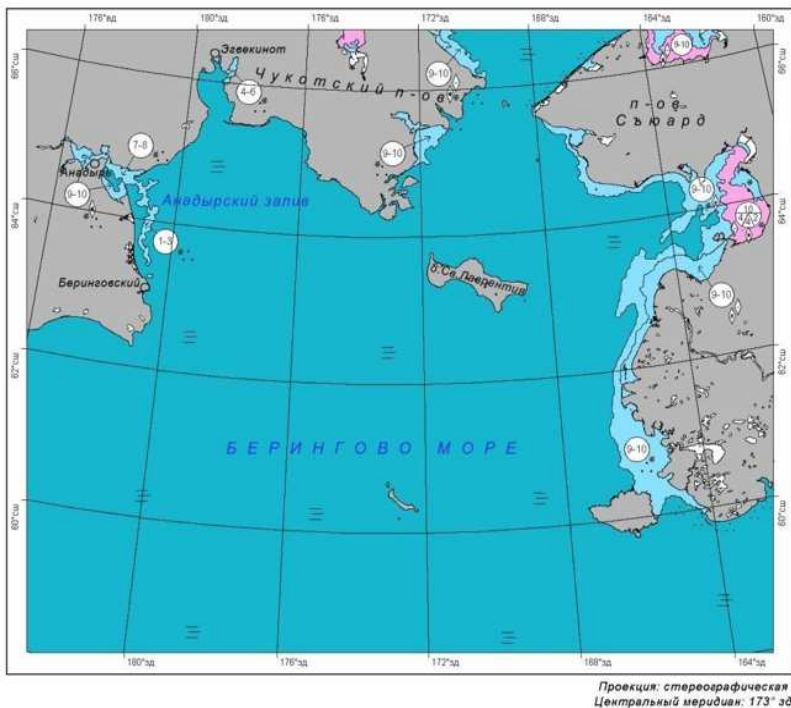


Рис. 4. Радиолокационные карты по российскому сектору Арктики по данным OCEANSAT-2/OSCAT за 04.11 — 06.11.2012

Приложение 3

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ
ФГБУ "НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР КОСМИЧЕСКОЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ "ПЛАНЕТА"



КАРТА-СХЕМА ЛЕДОВОЙ ОБСТАНОВКИ В БЕРИНГОВОМ МОРЕ

составлена по данным ИСЗ SUOMI / NPP, TERRA / MODIS,
Oceansat-2 / OSCAT © NESDIS 06-07.11.2012

У С Л О В Н ы е о б о з н а ч е н и я

Возрастные характеристики (толщина) дрейфующего льда в см:

- чистая вода
- нилас, склянка (до 10)
- серый лёд (10-15)
- серо-белый лёд (15-30)
- тонкий однолетний (белый) лёд (30-70)
- однолетний лёд средней толщины (70-120)

- сплошность льда в баллах
- трещины

Возрастные характеристики (толщина) припая в см:

- молодой лёд (10-30)
- тонкий однолетний (белый) лёд (30-70)
- однолетний лёд средней толщины (70-120)
- толстый однолетний лёд (>120)
- старый лёд

Обобщённые характеристики льда:

- возрастная состав дрейфующего льда
- 10 - общая сплошность
- 9 - количество более старого льда
- 4 - количество более молодого льда

Формы плавающего льда (размеры)

- начальные виды льда
- блинчатый лёд (0,3-3м)
- мелкобланный лёд (2-20м)
- крупнобланный лёд (20-100м)
- обломки ледяных полей (100-500м)
- большие поля (0,5-2км)
- толщина припаянного льда по данным наземных наблюдений (см)
- торосистость льда по данным наземных наблюдений (0-5 балл)
- взоруженность льда (от 0 до 5 баллов)

Рис. 1. Берингово море — ледовый покров за 05–07.11.12
(по данным ИСЗ TERRA, фрагменты, карта-схема)

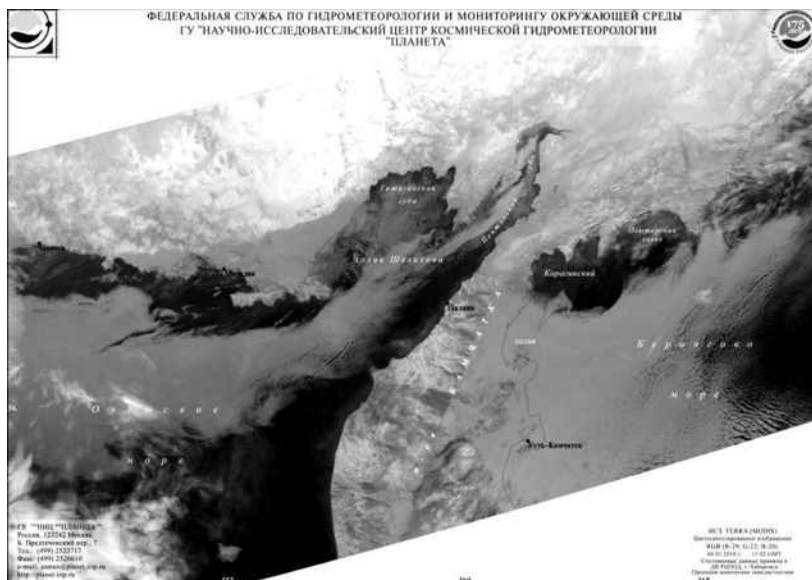


Рис. 2. Берингово море — ледовый покров за 04.01.10
(по данным ИСЗ TERRA, цветосинтезированное изображение)

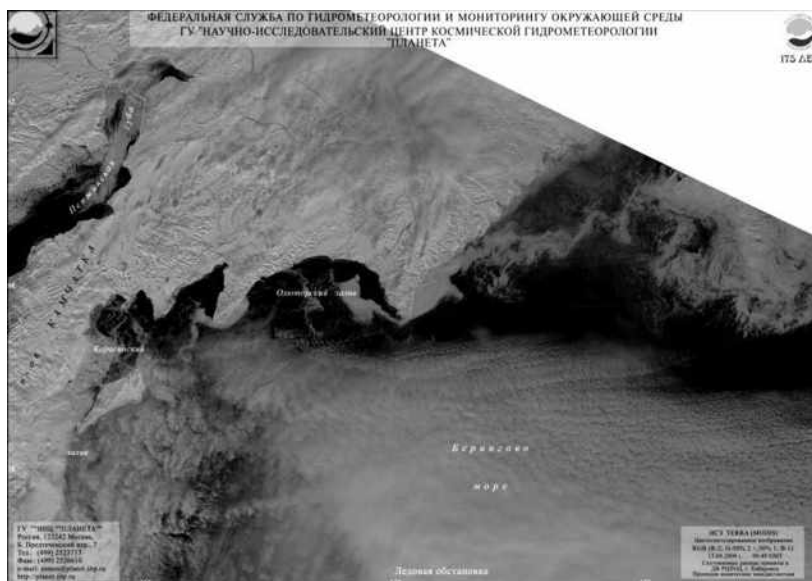
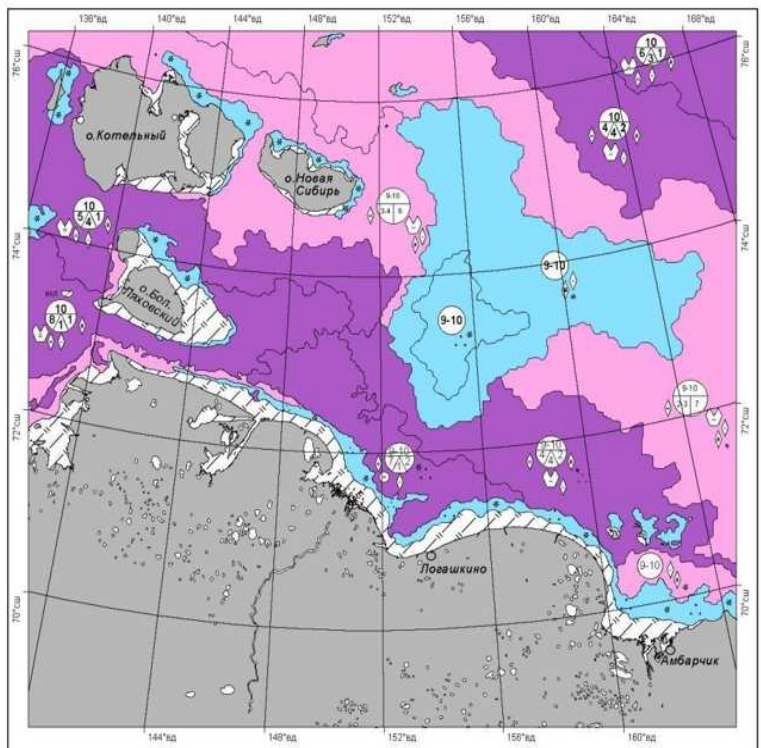


Рис. 3. Берингово море — ледовый покров за 13.04.09
(по данным ИСЗ TERRA, цветосинтезированное изображение)

Приложение 4

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ
ФГБУ "НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР КОСМИЧЕСКОЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ "ПЛАНЕТА"



Проекция: стереографическая
Центральный меридиан: 151° 30' в.д.

КАРТА-СХЕМА ЛЕДОВОЙ ОБСТАНОВКИ НА ЗАПАДЕ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО МОРЯ

составлена по данным ИСЗ NOAA-18 / AVHRR, SUOMI / NPP,
Oceansat-2 / OSCAT © NESDIS 04-06.11.2012

У С Л О В Н Ы Е о б о з н а ч е н и я

Возрастные характеристики (толщина) дрейфующего льда в см:

- чистая вода
- иласс, склянка (до 10)
- серый лёд (10-15)
- серо-белый лёд (15-30)

- 10-3 - сплочённость льда в баллах
- ⚡ - трещины

Возрастные характеристики (толщина) припая в см:

- молодой лёд (10-30)
- тонкий однолетний (белый) лёд (30-70)
- однолетний лёд средней толщины (70-120)
- толстый однолетний лёд (>120)
- старый лёд

Обобщённые характеристики льда:

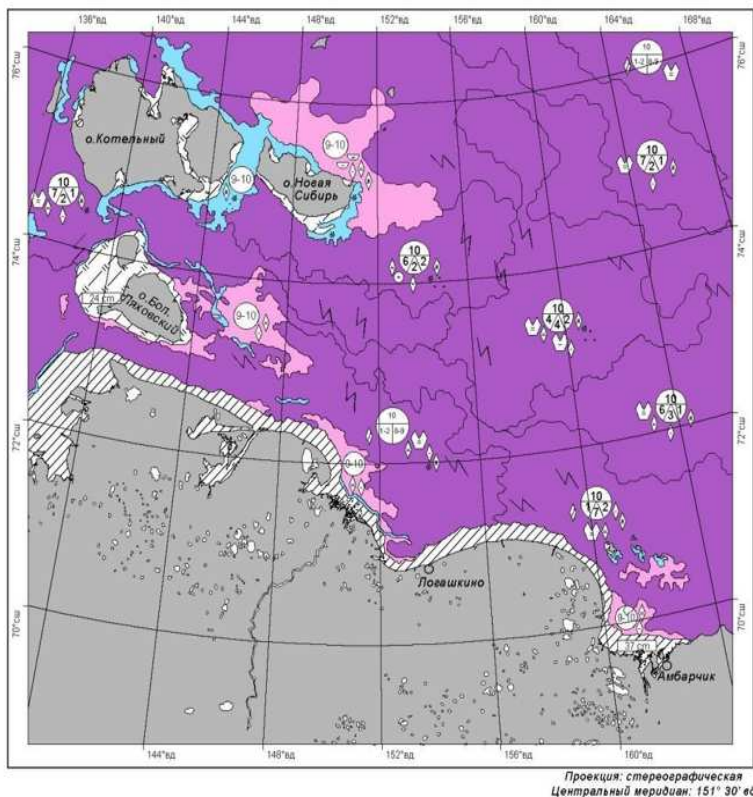
- 25 - возрастной состав дрейфующего льда
- 10 - общая сплочённость
- 5 - количество более старого льда
- 4 - количество более молодого льда

Формы плавучего льда

- - начальные виды льда
- - блинчатый лёд (0,3-3м)
- ◐ - мелкобитый лёд (2-20м)
- ◑ - крупнобитый лёд (20-100м)
- ◒ - обломки ледяных полей (100-500м)
- ◓ - большие поля (0,5-2км)
- 60 см - толщина припая льда по данным наземных наблюдений (см)
- △ - торосистость льда по данным наземных наблюдений (0-5 балл)
- 34 - разоружённость льда (от 0 до 5 баллов)

Рис. 1. Восточно-Сибирское море — карта-схема ледового покрова за 04–06.11.2012

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ
ФГБУ "НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР КОСМИЧЕСКОЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ "ПЛАНЕТА"



КАРТА-СХЕМА ЛЕДОВОЙ ОБСТАНОВКИ НА ЗАПАДЕ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО МОРЯ

составлена по данным ИСЗ SUOMI / NPP, NOAA-18 / AVHRR,
Oceansat-2 / OSCAT © NESDIS 12-13.11.2012

У С Л О В Н Ы Е о б о з н а ч е н и я

Возрастные характеристики (толщина) дрейфующего льда в см:

- чистая вода
- * - иллас, склянка (до 10)
- серый лёд (10-15)
- серо-белый лёд (15-30)

- 10 - сплочённость льда в баллах
- / - трещины

Возрастные характеристики (толщина) припая в см:

- молодой лёд (10-30)
- тонкий однолетний (белый) лёд (30-70)
- однолетний лёд средней толщины (70-120)
- толстый однолетний лёд (>120)
- старый лёд

Обобщённые характеристики льда:

- 10 - возрастная состав дрейфующего льда
- 10 - общая сплочённость
- 6 - количество более старого льда
- 4 - количество более молодого льда

Формы плавучего льда (размеры):

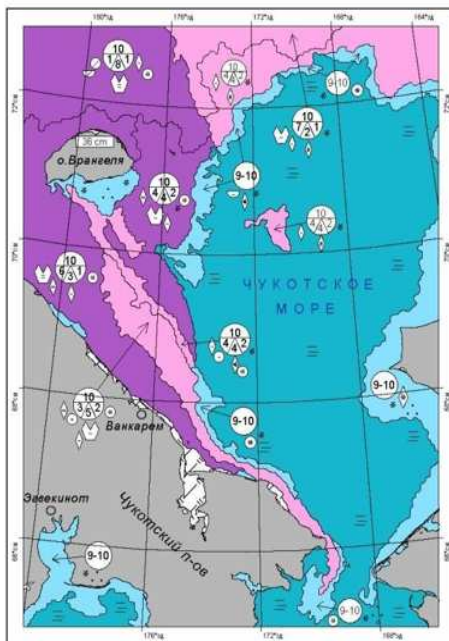
- 10 - начальные виды льда
- 10 - блинчатый лёд (0,3-3м)
- 10 - мелкобитый лёд (2-20м)
- 10 - крупнобитый лёд (20-100м)
- 10 - обломки ледяных полей (100-500м)
- 10 - большие поля (0,5-2км)
- 63 см - толщина припаянного льда по данным наземных наблюдений (см)
- 4 - поросистость льда по данным наземных наблюдений (0-5 бал)
- 14 - разрушенность льда (от 0 до 5 баллов)

Рис. 2. Восточно-Сибирское море — карта-схема ледового покрова за 12–13.11.2012

Приложение 5



ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ
ГУ "НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР КОСМИЧЕСКОЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ "ПЛАНЕТА"



КАРТА-СХЕМА ЛЕДОВОЙ ОБСТАНОВКИ НА ЮГЕ ЧУКОТСКОГО МОРЕ

составлена по данным ИСЗ ENVISAT ASAR © ESA,
QuikSCAT/SeaWiFS NRT © NOAA/NESDIS 18-20.11.2009

У С Л О В Н Ы Е о б о з н а ч е н и я

Возрастные характеристики (толщина) дрейфующего льда в см:

- - чистая вода
- ★ - nilas, склянка (до 10)
- - серый лёд (10-15)
- - серо-белый лёд (15-30)

⊙ - сплочённость льда в баллах

Возрастные характеристики (толщина) припая в см:

- - молодой лёд (10-30)
- - тонкий однолетний (белый) лёд (30-70)
- - однолетний лёд средней толщины (70-120)
- - толстый однолетний лёд (>120)
- - старый лёд

Обобщённые характеристики льда:

- ⊙ - возрастной состав дрейфующего льда
- 10 - общая сплочённость
- 6 - количество более старого льда
- 4 - количество более молодого льда

Формы плавучего льда (размеры):

- - начальные виды льда
- - блинчатый лёд (0,3-3м)
- - мелкобитый лёд (2-20м)
- - крупнобитый лёд (20-100м)
- - обломки ледяных полей (100-500м)
- - большие поля (0,5-2км)

60 см - толщина льда (см)

△ - шероховатость льда (0-5 бал)

34 - разрушенность льда (от 0 до 5 баллов)

Рис. 1. Чукотское море — карта-схема ледового покрова за 18–20.11.09

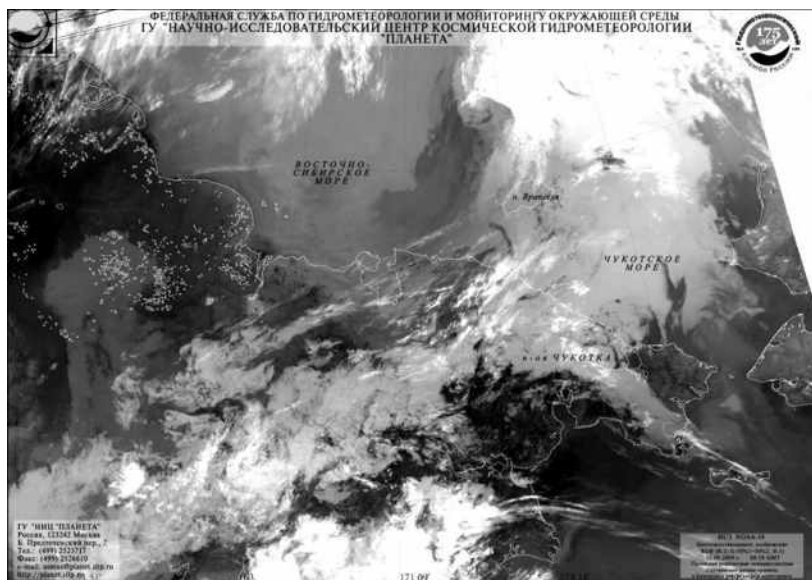


Рис. 2. Чукотское море — фрагменты ледового покрова за 11.08.09

Приложение 6

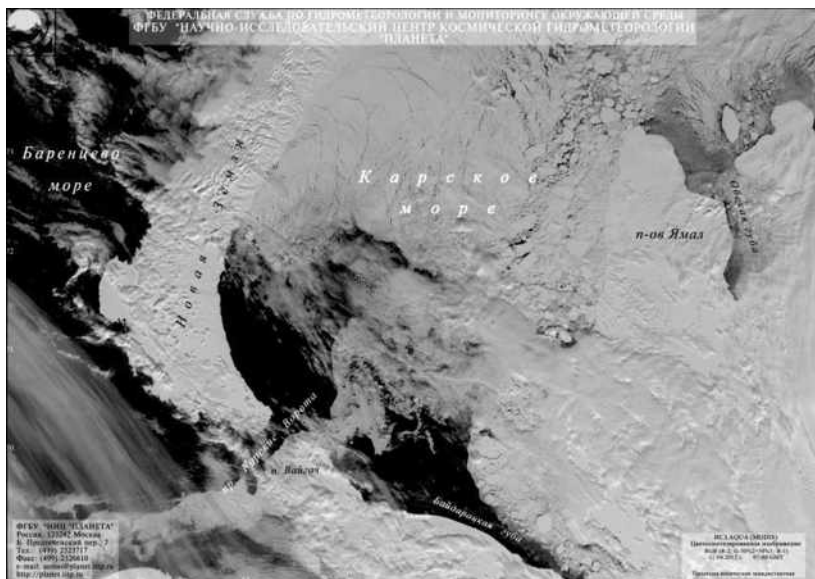


Рис. 1. Карское море — фрагменты ледового покрова за 11.04.12

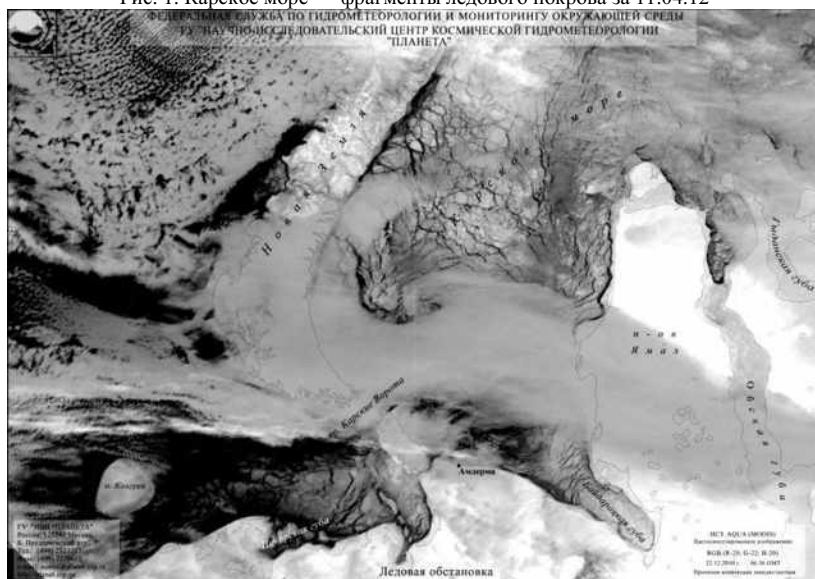


Рис. 2. Чукотское море — ледовая обстановка за 22.12.10

Приложение 7

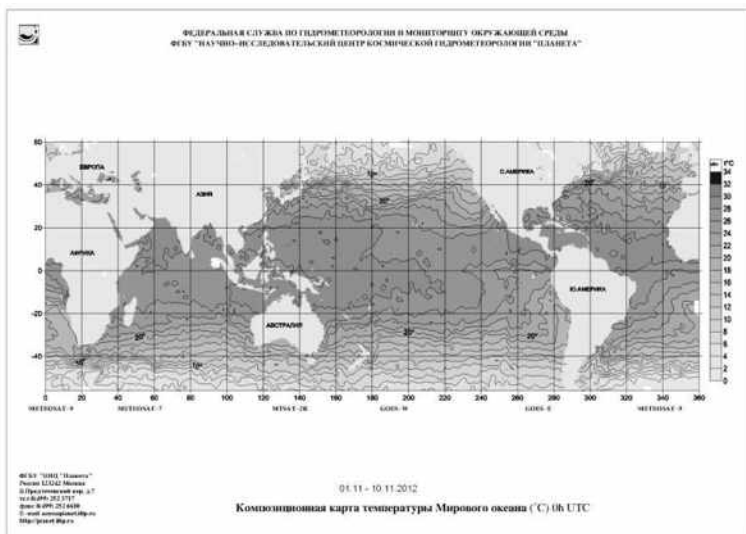


Рис. 1. Мировой океан — температура поверхности за 01.11–10.11.12
(по данным ИСЗ МЕТЕОСАТ-7, 9, GOES-E, GOES-W, MTSAT-2R)

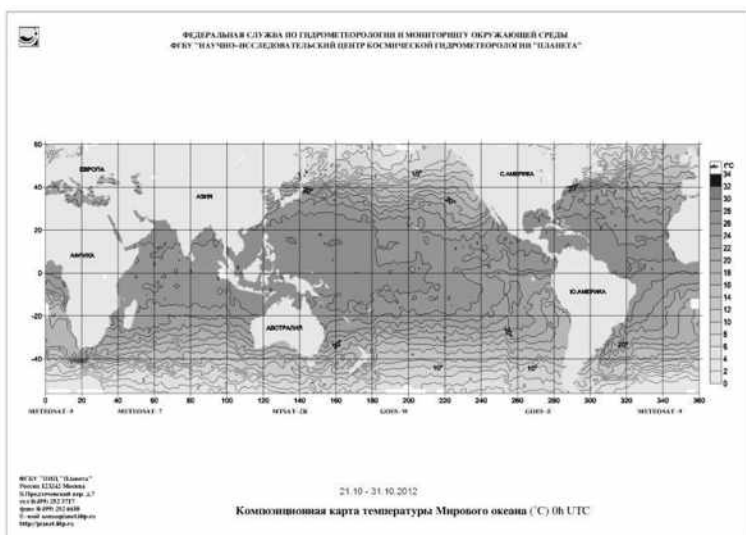


Рис. 2. Мировой океан — температура поверхности за 21.10–31.10.12
(по данным ИСЗ МЕТЕОСАТ-7, 9, GOES-E, GOES-W, MTSAT-2R)

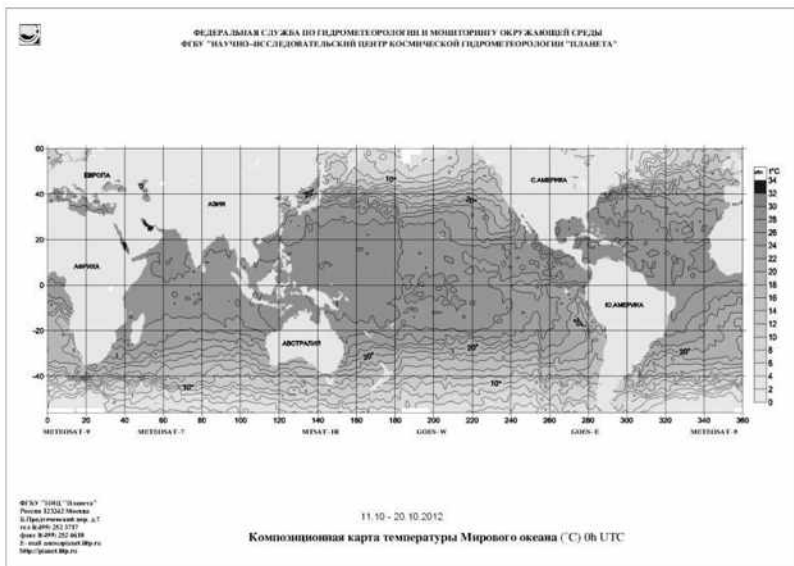


Рис. 3. Мировой океан — температура поверхности за 11.10–20.10.12
(по данным ИСЗ METEOSAT-7, 9, GOES-E, GOES-W, MTSAT-2R)

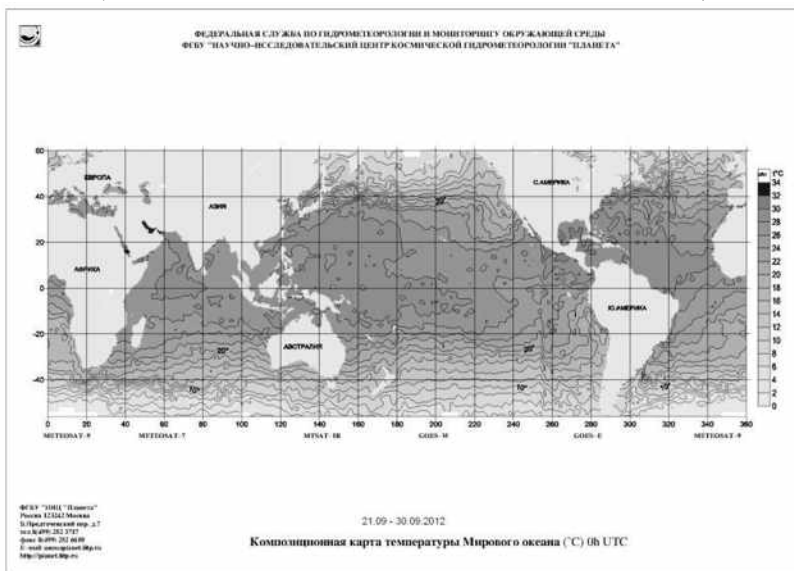


Рис. 4. Мировой океан — температура поверхности за 21.09–30.09.12
(по данным ИСЗ METEOSAT-7, 9, GOES-E, GOES-W, MTSAT-2R)

Приложение 8

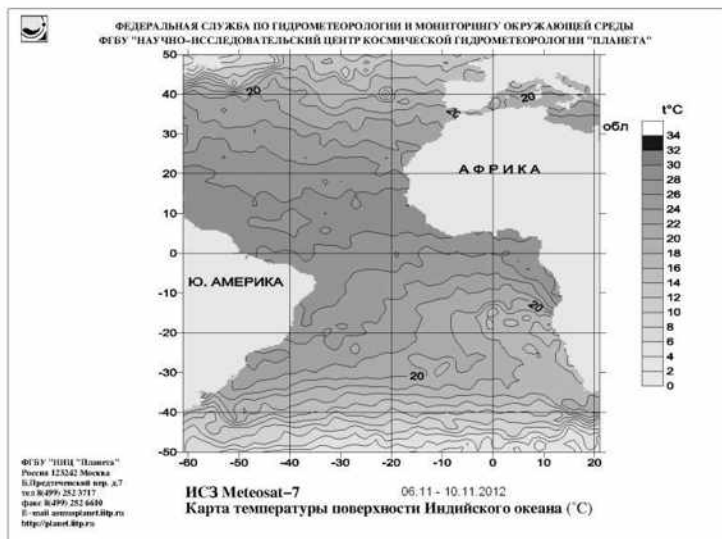


Рис. 1. Атлантический океан — температура поверхности за 06–10.11.12
(по данным ИСЗ МЕТЕОСАТ-7)

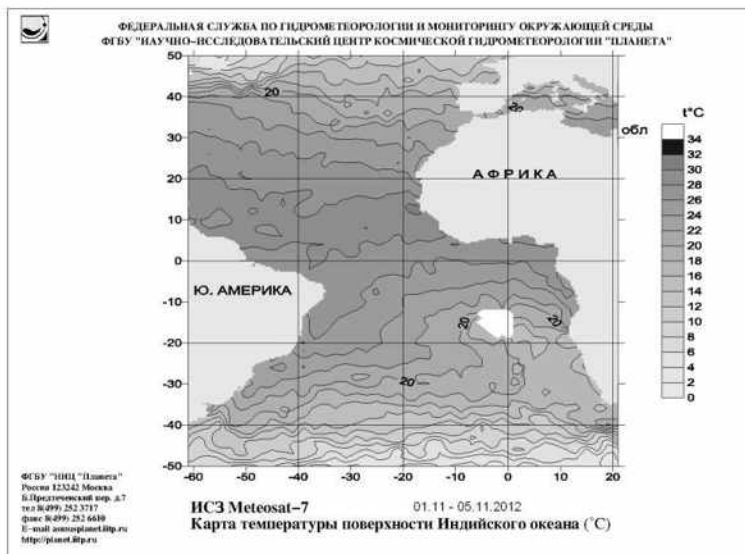


Рис. 2. Атлантический океан — температура поверхности за 01–05.11.12
(по данным ИСЗ МЕТЕОСАТ-7)

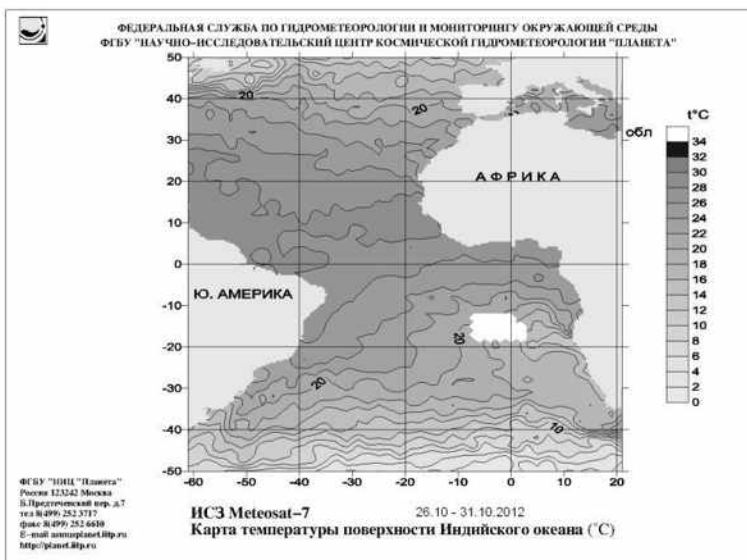


Рис. 3. Атлантический океан — температура поверхности за 26–31.10.12
(по данным ИСЗ МЕТЕОСАТ-7)

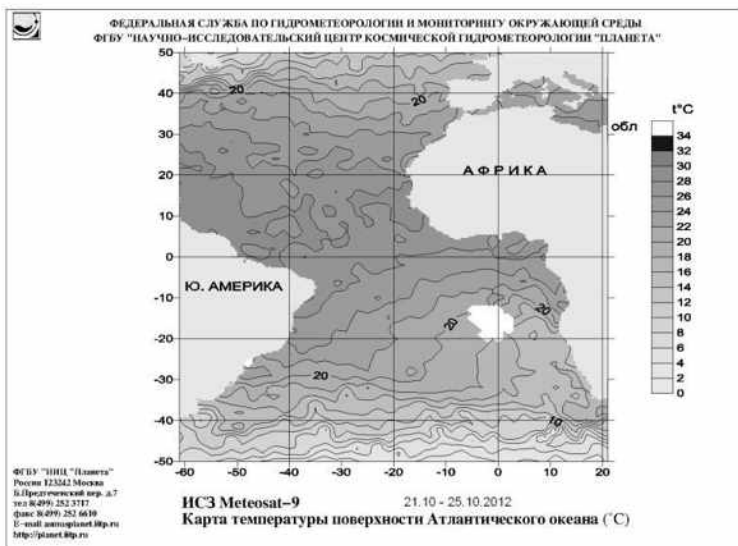


Рис. 4. Атлантический океан — температура поверхности за 21–25.10.12
(по данным ИСЗ МЕТЕОСАТ-9)

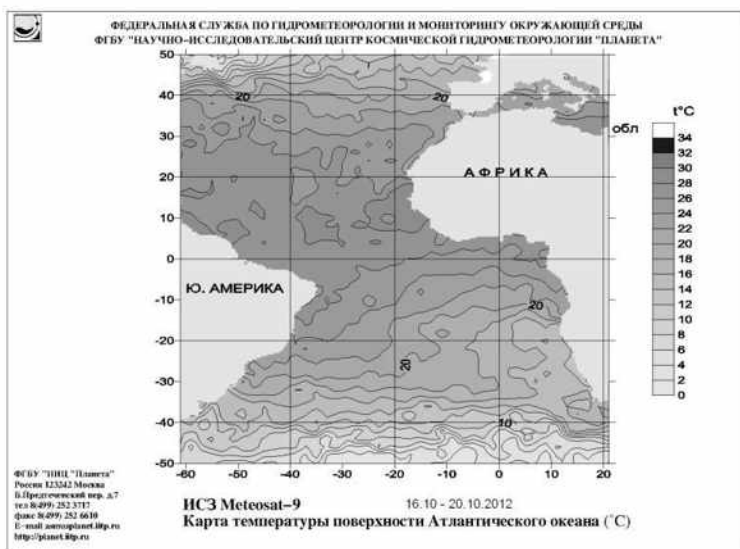


Рис. 5. Атлантический океан — температура поверхности за 16–20.10.12
(по данным ИСЗ МЕТЕОСАТ-9)

Приложение 9

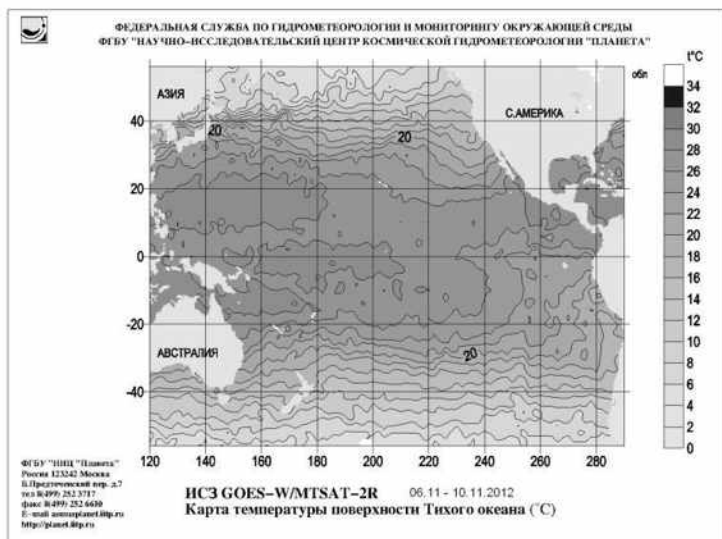


Рис. 1. Тихий океан — температура поверхности за 06–10.11.12
(по данным ИСЗ GOES-W, MTSAT-2R)

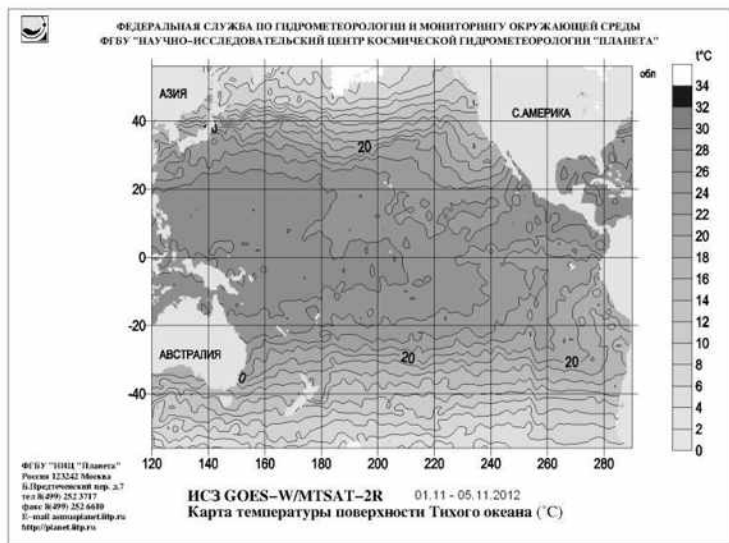


Рис. 2. Тихий океан — температура поверхности за 01–05.11.12
(по данным ИСЗ GOES-W, MTSAT-2R)

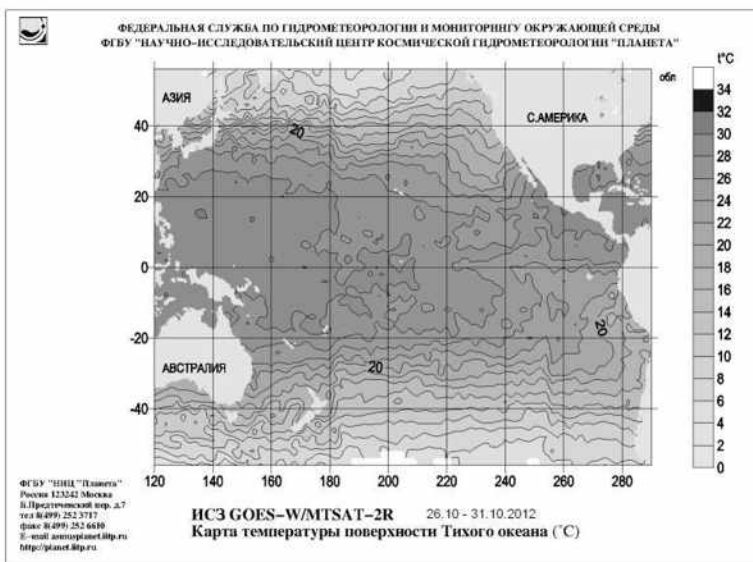


Рис. 3. Тихий океан — температура поверхности за 26–31.10.12
(по данным ИСЗ GOES-W, MTSAT-2R)

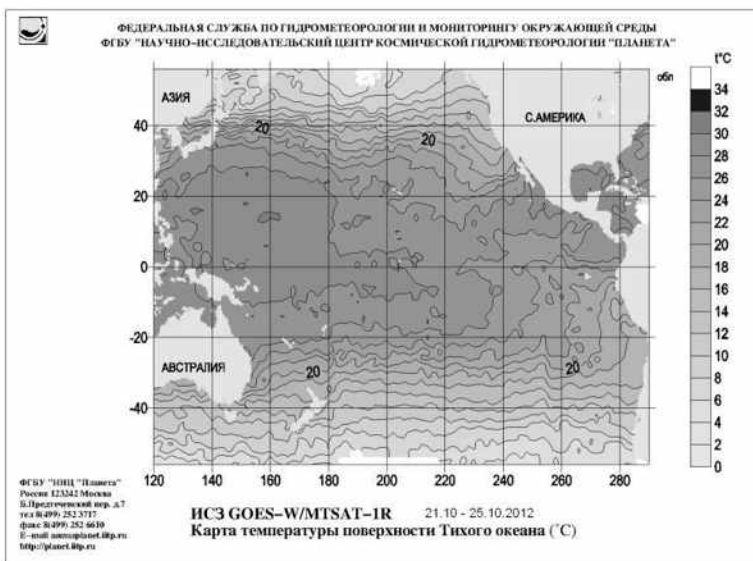


Рис. 4. Тихий океан — температура поверхности за 21–25.10.12
(по данным ИСЗ GOES-W, MTSAT-2R)

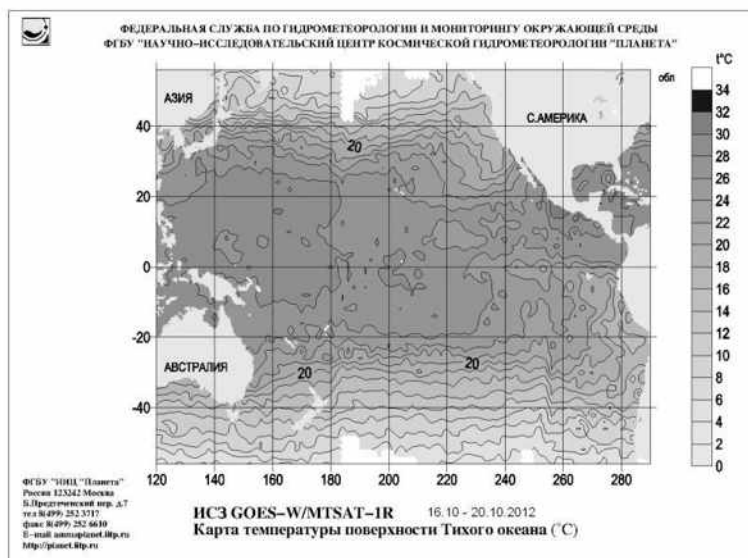


Рис. 5. Тихий океан — температура поверхности за 16–20.10.12
(по данным ИСЗ GOES-W, MTSAT-2R)

Приложение 10

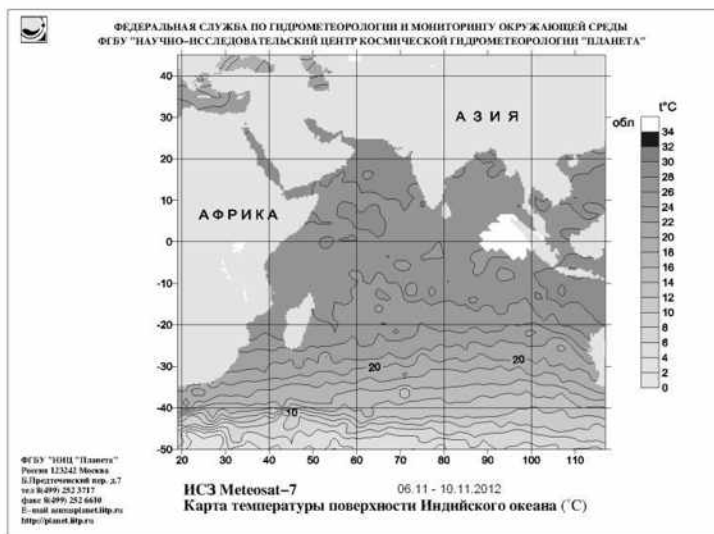


Рис. 1. Индийский океан — температура поверхности за 06–10.11.12
(по данным ИСЗ МЕТЕОСАТ-7)

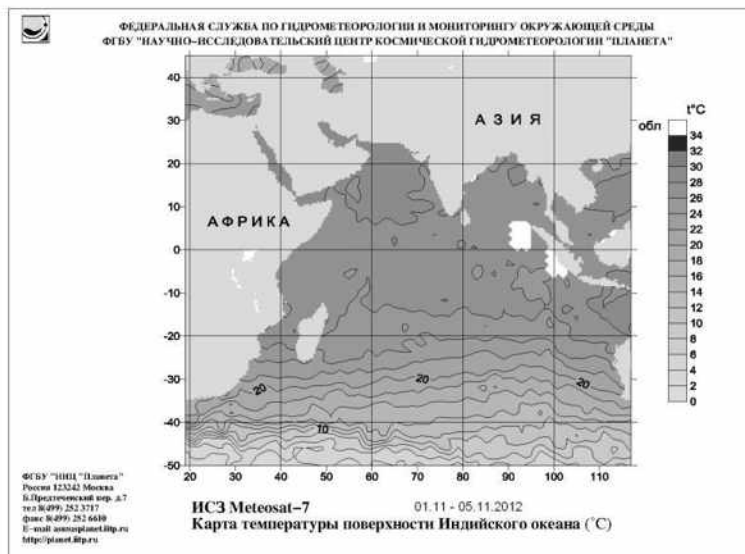


Рис. 2. Индийский океан — температура поверхности за 01–05.11.12
(по данным ИСЗ МЕТЕОСАТ-7)

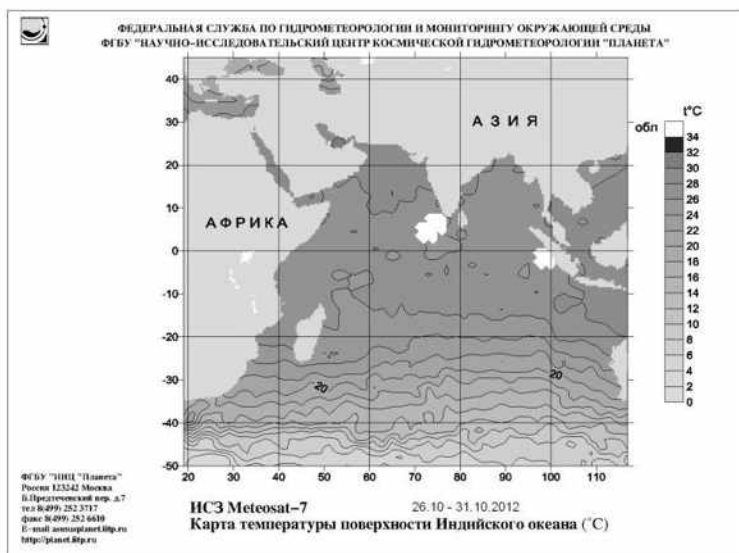


Рис. 3. Индийский океан — температура поверхности за 26–31.10.12
(по данным ИСЗ МЕТЕОСАТ-7)

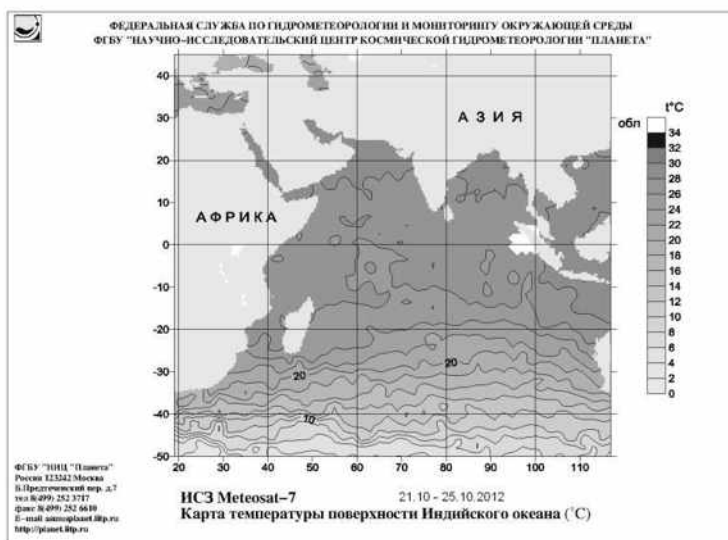


Рис. 4. Индийский океан — температура поверхности за 21–25.10.12
(по данным ИСЗ МЕТЕОСАТ-7)

Учебное издание

**Толмачева Наталья Игоревна
Крючков Андрей Дмитриевич**

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА

Учебное пособие

Редактор *Л.П. Сидорова*
Корректор *Л.П. Северова*
Компьютерная верстка *А.Д. Крючкова*

Подписано в печать 10.03.15. Формат 60×80/16.
Усл. печ. л. 13,49. Тираж 100 экз. Заказ _____

Издательский центр Пермского государственного
национального исследовательского университета.
614990, г. Пермь, ул. А.И. Букирева, 15