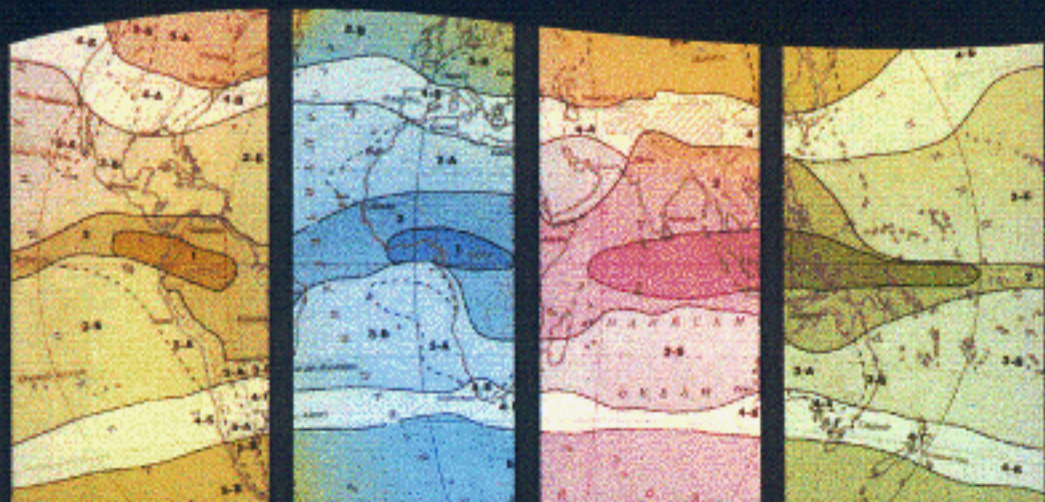


В. И. МОРДВИНОВ, И. В. ЛАТЫШЕВА, Е. В. ДЕВЯТОВА



ТЕОРИЯ КЛИМАТА



Министерство образования и науки Российской Федерации
Федеральное государственное бюджетное образовательное
учреждение высшего профессионального образования
«Иркутский государственный университет»
Географический факультет

В. И. Мордвинов, И. В. Латышева, Е. В. Девятова

ТЕОРИЯ КЛИМАТА

Учебное пособие



УДК 551.58(075.8)

ББК 26.234.7я73

М79

Печатается по решению учебно-методической комиссии
географического факультета ИГУ

**Издание выходит в рамках
Программы стратегического развития ФГБОУ ВПО «ИГУ»
на 2012–2016 гг. проект Р212-06-001**

Рецензенты:

д-р техн. наук, проф. В. К. Аргучинцев
канд. техн. наук В. Л. Макухин

Мордвинов В. И.

М79

Теория климата : учеб. пособие / В. И. Мордвинов,
И. В. Латышева, Е. В. Девятова. – Иркутск : Изд-во ИГУ,
2013. – 187 с.

ISBN 978-5-9624-0827-9

Представлены основы теории климата. Дается введение в математическую теорию климата, теорию Миланковича, рассматриваются такие важные разделы, как влияние внешних факторов на климатическую систему, иерархия климатических моделей, воздействие антропогенных выбросов CO₂ на изменения климата.

Предназначается для специалистов и бакалавров очного и заочного отделения специальности «Метеорология».

Библиогр. 161 назв.

УДК 551.58(075.8)

ББК 26.234.7я73

ISBN 978-5-9624-0827-9

© Мордвинов В. И., Латышева И. В.,
Девятова Е. В., 2013

© ФГБОУ ВПО «ИГУ», 2013

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	5
Введение	6
1. Современные представления о климате и его изменчивости	8
1.1. Определение климата и климатической системы	8
1.2. Климатообразующие факторы	16
1.3. Обратные связи в климатической системе	18
1.4. Математическая теория климата. Моделирование климатических изменений.....	19
2. Моделирование климата	26
2.1. Конструирование климатической системы в задачах моделирования	26
2.2. Процессы и связи в климатической системе	27
2.3. Иерархия климатических моделей	30
2.4. Валидация климатических моделей	50
3. Изменения климата в прошлом и в современный период	56
3.1. Климатическая изменчивость (от трех недель до десятков лет).....	57
3.1.1. Изменения климата в России	66
3.1.2. Колебания климатических характеристик	67
3.1.2.1. Квазидвухлетняя цикличность	68
3.1.2.2. Декадные и 60-летние колебания климатических характеристик	74
3.1.2.3. Использование архивов Реанализов.....	75
3.1.3. Причины кратковременных климатических вариаций	76
3.1.3.1. Роль вариаций солнечной активности в генерации колебаний климата за последние 500 лет.....	77
3.1.3.2. Изменения прозрачности атмосферы.....	81
3.1.4. Генезис современных климатических изменений.....	83
3.1.5. Взаимодействие атмосферы и океана как фактор короткопериодных климатических вариаций.....	86
3.1.6. Последствия современных изменений климата.....	96
3.1.7. Методы климатического прогноза	99
3.1.8. Прогноз состояния различных компонентов природной среды (уровень океана, растительный покров, «вечная мерзлота», горное оледенение)	104

3.2. Межвековые и долгопериодные изменения климата	106
3.2.1. Методы палеоклиматических реконструкций	106
3.2.2. Методы определения возраста пород	109
3.2.3. История климата	111
3.2.4. Причины длительных климатических аномалий	114
3.3. Колебания климата в плейстоцене	118
3.3.1. Причины колебаний климата в плейстоцене	122
3.3.2. Теория Миланковича	124
3.3.3. Термохроны позднеледникового и голоцена	136
4. Циркуляционные факторы изменения климата. Общая циркуляция атмосферы	148
4.1. Энергетика атмосферы	148
4.2. Волновые движения в атмосфере	152
4.3. Циклоническая деятельность и стратосфера	158
4.4. Внезапные стратосферные потепления	162
4.5. Центры действия атмосферы	164
4.6. Типы и индексы циркуляции	167
Заключение	176
Рекомендуемая литература	178
Использованная литература	179

Предисловие

В связи с рядом неблагоприятных климатических явлений (засухи, наводнения, смерчи, снегопады и т. п.), произошедших в различных регионах земного шара (в том числе на территории Сибири) в конце XX – начале XXI столетия и вызвавших большие социально-экономические последствия, значительно повысился интерес к проблеме изменений климата, обусловленных естественными и антропогенными факторами. Согласно климатической доктрине России проблема изменений климата стала составной частью обеспечения национальной безопасности страны.

В настоящее время достигнут существенный прогресс в понимании физических, геохимических, математических основ теории климата, в численном моделировании климатической системы и ее составляющих, значительно расширилась эмпирическая база данных с привлечением спутниковой информации и данных Реанализов. Однако, несмотря на видимые успехи, современная климатология еще не в состоянии дать с достаточной для практических приложений точностью и надежностью ответ на вопрос: какова главная причина современного изменения климата и как климат будет меняться в ближайшем будущем? Такая неопределенность объясняется исключительной сложностью климатической системы с ее многочисленными обратными связями между компонентами, многомасштабной нелинейной динамикой и дефицитом информации о состоянии системы. Существуют определенные сложности и в воспроизведении межгодовой изменчивости метеорологических величин.

Введение

Учебное пособие состоит из четырех частей. В первой главе даются определения климата и климатической системы, согласованные с основными задачами теории климата – прогнозом климатических вариаций и оценкой чувствительности климата к изменениям внешних условий; рассматриваются и сопоставляются основные климатообразующие факторы, даются примеры обратных связей в климатической системе. Вводятся понятия фазового пространства, «траектории» климатической системы в фазовом пространстве, определения транзитивной, интранзитивной и почти интранзитивной динамических систем. Интранзитивность и почти интранзитивность климатической системы означают, что изменения климата могут происходить самопроизвольно, без каких-либо внешних воздействий, прогноз климата становится в этом случае невозможным. К сожалению, установить, к какому типу относится климатическая система Земли, пока не удастся ни по эмпирическим данным, ни на основании разрабатываемой математической теории климата.

Вторая глава посвящена обзору климатических моделей от наиболее простых энергобалансовых моделей Будыко – Селлерса до современных моделей общей циркуляции атмосферы и океана. Обсуждаются принципы конструирования климатической системы и построения модели климатической системы. Рассматриваются результаты валидации климатических моделей. К сожалению, даже наиболее совершенные модели пока еще не позволяют воспроизводить и прогнозировать климатические изменения с высоким пространственным разрешением, поэтому для практического применения модели климатического прогноза дополняются специализированными блоками, позволяющими оценивать изменения компонентов климатической системы, например, гидрологический режим отдельных территорий.

Третья глава представляет собой экскурс в историю климата. Спектр климатических вариаций включает вариации с масштабами от десятков до миллиардов лет. На различных масштабах вре-

мени климатообразующие факторы проявляются с различной степенью значимости, поэтому установить истинную причину тех или иных вариаций оказывается непросто. Исключительно важно выяснить генезис современных изменений климата, обусловлены эти изменения техногенным воздействием или естественными причинами – собственными колебаниями климатической системы, вулканическими извержениями, влиянием гелиогеофизических факторов.

Иногда климатические изменения особенно заметно проявляются в изменениях общей циркуляции атмосферы. В современный период, например, циркуляция атмосферы стала намного более неустойчивой, чем в первой половине XX столетия. Возросло количество аномальных явлений, увеличились межгодовые вариации типов и индексов циркуляции атмосферы. В четвертой главе рассматриваются некоторые составляющие общей циркуляции атмосферы, изменения которых со временем могли бы характеризовать климатические изменения в различных регионах.

1. СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О КЛИМАТЕ И ЕГО ИЗМЕНЧИВОСТИ

1.1. ОПРЕДЕЛЕНИЕ КЛИМАТА И КЛИМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ

Введение в научную литературу термина «климат», который дословно означает «наклонение, наклон», восходит ко II в. до н. э. [1]. Так назвал древнегреческий астроном Гиппарх из Никеи (190–120 гг. до н. э.) каждую из пяти зон, на которые он разделил Землю. Согласно Гиппарху, в зоне с наиболее благоприятными природными условиями находится Греция. На севере лежит зона с крайне суровыми условиями из-за сильного наклона солнечных лучей. Южнее умеренной зоны находится жаркая пустыня, которая делает недосыгаемой находящуюся еще южнее умеренную зону с неизвестными землями. Наконец, на самом дальнем юге лежит зона, аналогичная северной зоне снега и льда.

Представления Гиппарха господствовали вплоть до начала XIX в., пока А. Гумбольдт (1769–1859) в своем труде «Космос» не дал новое определение, которое учитывало влияние океана и суши. В последующем в трудах Докучаева, Кеппена, Алисова, Дроздова, Рубинштейна и др. была развита и детализирована теория широтной и вертикальной климатической зональности поверхности суши, были разработаны типизации, появились многочисленные климатические карты для различных регионов и сезонов года. В современной литературе можно насчитать не менее десятка различных определений климата [2]. Однако во всех определениях климат рассматривался как некоторое «среднее» состояние. Для задачи моделирования и прогноза климата это определение оказалось неудовлетворительным. Поэтому под климатом стали понимать «статистический ансамбль состояний, проходящих климатической системой за достаточно длительные промежутки времени» [1; 3].

По мнению В. П. Дымникова [4], определение климата, предложенное А. С. Мониным, выходит за пределы науки об атмосфере и является общей основой для всего комплекса наук о Земле, т. е. становится объектом изучения географии и геофизики в целом. На основании данного определения климата можно построить математическую теорию, изучающую проблему устойчивости и чувствительности климата к внешним воздействиям. Целью подобных исследований является выяснение причин современных климатических изменений и их прогноз.

Для характеристики состояния климатической системы вместо набора простых метеорологических величин нередко используют естественные метеорологические комплексы [5], которые позволяют решать множество прикладных задач, так как любой объект, чувствительный к климату, испытывает на себе воздействие целого комплекса метеорологических факторов. Характеристиками комплексов метеорологических величин служат либо совместные статистические распределения составляющих комплекса, либо статистики некоторой новой величины, являющейся функцией компонентов комплекса [6]. Приведем пример.

В работе [5] для выявления естественных метеорологических комплексов был применен факторный анализ. Степень проявления естественного метеорологического комплекса, отраженная в связанности составляющих его параметров, служила числовой характеристикой физического процесса, формирующего комплекс. В результате обработки данных было выделено два универсальных метеорологических комплекса. Первый – температурно-влажностный, который отражает связь влагосодержания воздуха с максимальной и минимальной температурами. Этот комплекс преобладает на континентах во все сезоны года. С увеличением воздухообмена между северными и южными широтами, между океаническими и континентальными районами возрастает вклад этого фактора в изменения важнейших климатических параметров – температуры и влажности воздуха. Второй комплекс – облачно-радиационный определяется согласованными изменениями атмосферного давления, облачности (или продолжительности солнечного сияния) и сумм осадков.

Метеорологические комплексы могут быть характерны только для определенного сезона года. Например, в летние меся-

цы статистически связаны между собой максимальной температурой и суммой осадков, так как наличие высоких температур воздуха возможно лишь при наличии безоблачного неба и сухой почвы, т. е. в периоды без дождей. В зимние месяцы (декабрь–февраль) связанными оказываются давление и температурные контрасты. Рост атмосферного давления зимой приводит к появлению безоблачного неба, что при наличии снежного покрова и интенсивного выхолаживания влечет за собой резкое изменение как максимальной, так и минимальной температуры воздуха. Важной характеристикой состояния атмосферы является направление ветра, но использовать его как составляющую метеорологического комплекса затруднительно, так как статистическая связь между скоростью ветра и температурой воздуха во все сезоны и почти повсеместно весьма слабая [7].

Существование двух универсальных метеорологических комплексов температурно-влажностного и облачно-радиационного позволяет говорить о двух видах климатообразующих процессов. Один из процессов крупномасштабный и связан с изменчивостью свойств воздушной массы в результате адвекции, что отражается на температурных характеристиках и характеристиках влажности воздуха. Другой носит локальный характер и характеризует вертикальное перемешивание и трансформацию воздушных масс, развитие облачности и связанные с ними осадки.

Наличие устойчивых связей между температурой воздуха и атмосферными осадками определяет районы рискованного земледелия в Северном полушарии [5]. Статистически достоверные связи между температурой и осадками отмечаются в таких засушливых зонах, как Сахель в Африке, равнинная территория центральных и южных районов США и Мексики, центральные и южные районы Европы, юг европейской части России, Индия и Китай (рис. 1.1).

Области, где проявляется температурно-влажностный комплекс, разделяют северные и восточные части континентов с холодными и сухими воздушными массами. В полярных и субтропических районах связи между температурой и осадками отсутствуют. В Евразии выделяют четыре района наибольшей нестациональности температурно-влажностного режима: Северная Франция, юг Центральной Европы и Балканы, Среднее и Нижнее По-

волжье, Восточный Казахстан и Алтай, где летом с большей вероятностью могут возникать как засухи, так и холодные, и дождливые периоды. Иркутская область, как и Сибирский регион в целом, относится к области незначительной отрицательной связи между средними месячными значениями температуры воздуха и атмосферных осадков, т. е. к зоне редких засух.

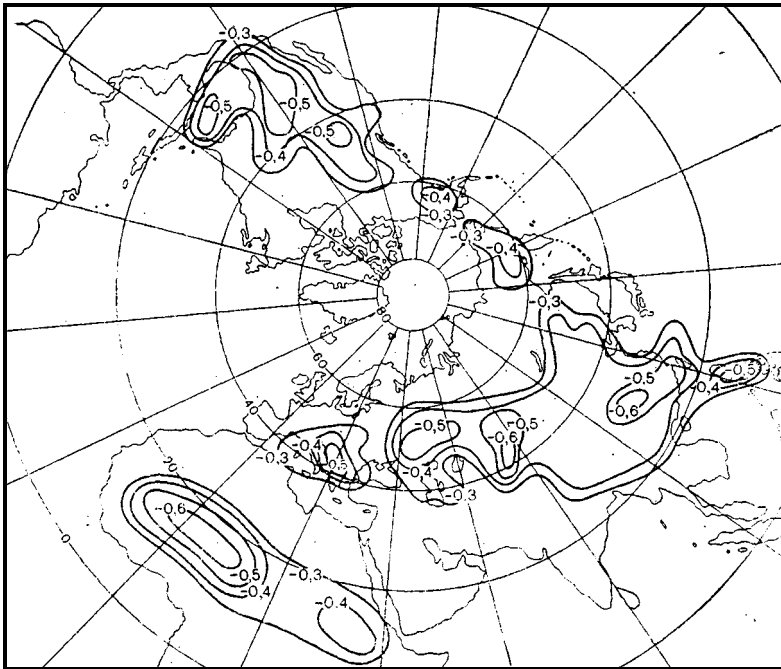


Рис. 1.1. Районы статистически значимых связей (коэффициенты корреляции больше 0,3) между температурой воздуха и осадками летом в Северном полушарии [5]

В качестве стандартного периода для оценивания статистических характеристик климатических переменных, характеризующих текущий или современный климат, по рекомендации ВМО используется период в три десятилетия (в настоящее время это 1961–1990 гг.) [1; 2; 8]. Осреднение в 30–40 лет полезно потому, что в этот интервал укладывается несколько межгодовых

вариаций, имеющих довольно большую амплитуду. Кроме того, в этой области имеется широкий минимум изменчивости. И, наконец, этот интервал соизмерим с продолжительностью жизни человека – последнее отражает тот факт, что к климатическим изменениям традиционно относились те, которые происходили на временах, превышающих память одного поколения.

Основными компонентами глобальной климатической системы являются атмосфера, гидросфера, криосфера, суша и биосфера [1; 2; 9]. Рассмотрим в общих чертах свойства этих составляющих климатической системы.

Атмосфера. Вследствие радиационного нагрева, потоков явного и скрытого тепла в атмосфере развивается циркуляция, имеющая характерные географические и сезонные особенности. В тропосфере преобладающей особенностью является западный перенос в средних и высоких широтах, восточный – в низких широтах. Максимумы западного ветра на уровне 200 гПа и на широтах 35° со скоростью 23 м/с в Северном и 29 м/с в Южном полушарии, соответствуют субтропическим струйным течениям. В тропиках формируются ячейки циркуляции Гадлея (Хедли) с восходящими движениями во внетропической зоне конвергенции на летней стороне от экватора и нисходящей ветвью в субтропиках зимнего полушария. На широтах выше 35° основными особенностями циркуляции являются синоптические вихри и волны Россби, осуществляющие перенос тепла, влаги, количества движения в меридиональном направлении. Обратная ячейка меридиональной циркуляции Ферреля в умеренных широтах и прямая полярная ячейки очень слабы.

Вследствие различных тепловых свойств океанов и континентов в нижней атмосфере возникают сезонные температурные контрасты между континентами и океанами, приводящие к возникновению муссонных циркуляций. Следствием особенностей общей циркуляции атмосферы (ОЦА) и сезонных изменений термического режима над континентами и океанами является формирование центров действия атмосферы (ЦДА) – квазиперманентных субтропических областей высокого давления над океанами, усиливающихся от зимы к лету, расположенных дальше к полюсам областей низкого давления, усиливающихся от лета к зиме. На континентах зимние области высокого давления летом заменяются областями низкого давления.

Океан. Океан покрывает около 65 % земной поверхности, его средняя глубина около 4 км. У самой поверхности выделяется верхний квазиоднородный слой (ВКС), в котором, температура, соленость и плотность за счет перемешивания мало меняются с глубиной. Его толщина в тропиках несколько десятков метров, в высоких широтах – несколько сотен метров зимой и 10–20 м летом. Ниже ВКС находится слой скачка, или сезонный термоклин толщиной в десятки метров, в котором температура резко – на несколько градусов – падает с глубиной; главный термоклин с плавным и замедляющимся понижением температуры до примерно 2,7–3,5 °С на глубине около 1500 м; глубинный слой, в котором температура мало меняется с глубиной.

В самых общих чертах циркуляция поверхностных вод сводится к гигантским антициклоническим круговоротам в северных и южных половинах океанов под соответствующими субтропическими антициклонами, с обострением течений на западных перифериях круговоротов (Гольфстрим, Куроисио). Эти течения меандрируют, образуя сложную систему волн и вихрей. В процессе межширотного водообмена теплые воды, поступающие в высокие широты, теряют тепло, погружаются и перемещаются в глубоких слоях океана в низкие широты, где возникает медленный подъем воды. Вследствие различной морфологии дна и различных метеорологических условий в океанах образуется межокеанский водообмен (так называемый глобальный конвейер) – теплые воды из Тихого и Индийского океанов в поверхностном слое проникают в Южную Атлантику и движутся в субполярные районы Северной Атлантики, компенсируя там затраты тепла на испарение. Глубинные холодные воды движутся в противоположном направлении, завершая круговорот за несколько сотен лет. Глобальный конвейер обеспечивает перенос тепла на север как в Северной, так и в Южной Атлантике. В Тихом океане потоки тепла направлены в сторону высоких широт, однако гораздо меньше по величине, так как в сравнительно мелководном бассейне не формируются глубинные воды и перенос тепла термохалинной циркуляцией очень мал.

Мировой океан вносит основной вклад в инерционность климатической системы. Для достижения стационарного состояния в климатической системе, включающей океан, требуется более 100 лет.

Суша. Деятельный слой суши играет подчиненную роль по отношению к другим компонентам климатической системы. Так как его теплоемкость мала, изменения температуры в слое происходят синхронно с изменениями температуры атмосферы. Относительно невелики и запасы влаги. Более важно то, что на поверхности континентов располагаются такие важные климатические объекты, как растения, почвенный покров, вулканы и элементы криосферы. Прихотливое пространственное распределение растительного покрова, мозаичность почв, вариации высоты и ориентации по странам света форм рельефа создают неоднородную в пространстве картину тепловлагогазообмена поверхности суши с атмосферой. Кроме того, этот процесс не только физический, но зависит и от физиологических особенностей растений. Роль вулканов заключается в выбросе в стратосферу огромного количества продуктов извержения (главным образом сернистого газа), где они способны существовать достаточно долго (3–4 года), уменьшая приход солнечной радиации к поверхности.

Криосфера (снежный покров и морской лед, горные ледники, вечная мерзлота и ледниковые щиты Гренландии и Антарктиды) представляют собой и фактор, и продукт климатообразования. Элементы криосферы воздействуют на климат прежде всего за счет способности эффективно отражать солнечную радиацию. Кроме того, криосфера представляет собой потенциальный сток тепла, которое затрачивается на таяние. Снежно-ледниковый покров представляет собой сезонное, наименее инерционное звено криосферы (время запаздывания годового хода по отношению к фазам хода температуры не превышает 0,5 месяца). Более инерционен морской лед, помимо однолетних льдов встречаются двухлетние и многолетние льды (особенно в Северном Ледовитом океане). Горные ледники не покрывают столь большую площадь, чтобы при ее изменении происходили существенные изменения альбедо территории. Поэтому ледники оказывают лишь локальное влияние на местные климатические условия и являются хорошим индикатором глобальных климатических изменений. Наиболее инерционным элементом криосферы являются ледниковые щиты Гренландии и Антарктиды. Они интегрируют флуктуации климатического режима с ритмичностью в сотни и тысячи лет, формируя медленный отклик. Иногда, однако, могут происходить и быстрые изменения периферийных частей ледниковых щитов.

Важным компонентом криосферы является вечная мерзлота, занимающая огромную часть суши во внетропических широтах, ею покрыто более 60 % территории России. Мерзлота считается островной, если занимает до 40 % площади, прерывистой (40–80 %) и сплошной, если ее доля превышает 80 %. Простой эмпирической характеристикой состояния вечной мерзлоты является средняя годовая температура воздуха. При ее снижении от 0 до –10 °С распространенность мерзлоты увеличивается с 0 до 60 %. Вечная мерзлота не создает «альбедного» механизма влияния на климат. Однако в теплый период года она существенно влияет на температуру и мощность слоя оттаивания. Разрушение вечной мерзлоты может приводить также к появлению болот и попаданию в атмосферу большого количества метана [9]. Таким образом, криосфера играет важную роль в качестве фактора положительной обратной связи с температурным режимом и представляет собой потенциальный сток тепла.

Воздушная оболочка Земли создает парниковый эффект, во многом определяющий температурный режим поверхности планеты. Через влияние на атмосферу осуществляется антропогенное воздействие на климат. Циркуляция перераспределяет энергию и угловой момент, обеспечивает перенос водяного пара в высокие широты и в глубь материков. На верхние слои атмосферы воздействует солнечная активность.

Планетарное распределение суши и моря определяет муссонные особенности циркуляции атмосферы. Мировой океан сглаживает сезонные колебания метеорологических величин. Циркуляция океана (как и циркуляция атмосферы) вносит существенный вклад в межширотный энергообмен. Мировой океан – источник водяного пара, играющего важную роль в атмосферных процессах и ключевую роль в функционировании биоты суши.

Углеродная система океана тесно связана с атмосферой, контролируя содержание CO_2 в воздухе и, следовательно, интенсивность парникового эффекта. Взаимодействие океана с атмосферой порождает флуктуации климата, имеющие характер стохастических автоколебаний.

1.2. КЛИМАТООБРАЗУЮЩИЕ ФАКТОРЫ

Астрономическими климатообразующими факторами являются светимость Солнца, т. е. интегральный во всем диапазоне электромагнитных волн солнечного спектра поток энергии; положение и движение Земли в Солнечной системе, наклон ее оси вращения к плоскости орбиты и скорость вращения [10]. Эти факторы определяют *инсоляцию* Земли и колебания инсоляции на внешней границе атмосферы, обусловленные гравитационным воздействием планет Солнечной системы (теория Миланковича). Светимость Солнца меняется на интервалах времени в миллиарды лет (десятки процентов за время существования Земли), сотни, десятки и тысячи лет (механизм Миланковича, минимум Маундера, проценты) и в 11-летнем цикле солнечной активности (десятые доли процента). Если исключить хромосферные вспышки, изменения в потоке солнечной энергии связаны с влиянием факелов и солнечных пятен. Первые излучают больше энергии, а вторые меньше, чем окружающая поверхность. Изменения светимости Солнца в течение 11-летнего цикла солнечной активности особенно велики в коротковолновом диапазоне.

Светимость Солнца определяет так называемую солнечную постоянную планеты (I_0). Это количество солнечной энергии, приходящей в единицу времени на перпендикулярную к солнечным лучам площадку единичной площади, расположенную на внешней границе атмосферы, при среднем расстоянии планеты от Солнца. Для земли $I_0 = 1367 \text{ Вт/м}^2$. Энергия, поступающая ко всей планете в целом за единицу времени, равна $I_0(a/l)^2 \pi r^2$ где r – радиус планеты, a – среднее расстояние от Земли до Солнца, l – расстояние до Солнца в произвольный момент времени. За год

поступает количество энергии $\Sigma = I_0 \pi r^2 \int_0^T (a/l)^2 dt$, где T –

продолжительность года. Если пренебречь эллиптичностью орбиты Земли, т. е. положить $l = a$, получаем $\Sigma = I_0 \pi r^2 T$. Количество энергии, приходящей в среднем за год на единичную горизонтальную площадку планеты, будет в $4\pi r^2$ раз меньше, т. е. составит $0,25 I_0 T$.

Примером внешнего воздействия является возможное влияние космических лучей на количество ионов в атмосфере, являющихся центрами конденсации водяного пара. Появление большого количества центров конденсации может приводить к изменению планетарного поля облачности и, следовательно, вариациям планетарного бюджета тепла [11].

Геофизические факторы связаны со свойствами Земли как планеты. К этим факторам относятся размеры и масса планеты, скорость вращения вокруг оси, собственные гравитационное и магнитное поля, внутренние источники тепла, свойства поверхности, определяющие ее взаимодействие с атмосферой. Гравитационное поле определяет способность Земли удерживать атмосферу, величину атмосферного давления на поверхности и плотностную стратификацию атмосферы. От скорости вращения Земли зависят суточные колебания метеорологических параметров, характер циркуляции атмосферы (режим Гадлея в тропиках, Россби – в умеренных широтах), геострофичность поля скорости. Подстилающая поверхность обменивается с атмосферой теплом, влагой и импульсом.

Главными **метеорологическими** климатообразующими факторами являются масса и химический состав атмосферы. Масса атмосферы определяет ее механическую и тепловую инерцию, способность атмосферы передавать тепло от нагретых областей к охлажденным. Термодинамически активные примеси (водяной пар, озон, аэрозоль) создают парниковый эффект. Изменение количества этих примесей может быть одной из основных причин происходящих климатических изменений. Термодинамически активными примесями в океане можно назвать растворенные в воде соли и газы. Различия в солёности и температуре воды являются источником термохалинной циркуляции.

Для иллюстрации значимости некоторых внешних факторов в таблице 1.1 представлены оценки потоков энергии от различных источников [11].

Видно, что определяющее значение имеет приток к Земле солнечной энергии. Затраты энергии на фотосинтез очень малы, вся энергия идет на формирование климатического режима, причем очень малая часть затрачивается на формирование общей циркуляции атмосферы. Другие источники энергии могут быть

ответственны только за изменчивость базового состояния. Очень важным является вопрос о чувствительности климатической системы к малым изменениям внешних факторов. В такой сложной системе, какой является климат, действие внешних факторов может усиливаться или ослабляться обратными связями.

Таблица 1.1

Источники и стоки энергии в климатической системе [11]

Источники/стоки энергии	Вт/м ²
Бюджет солнечной энергии на внешней границе атмосферы	240
Вариации (по данным спутникового мониторинга) бюджета солнечной энергии при 11-летних колебаниях солнечной активности	0,2
Различия (гипотетические) в величинах бюджета солнечной энергии в современных условиях и эпоху «минимума Маундера»	1
Поток солнечной радиации, отраженный от полной Луны	10 ⁻²
Геотермальный поток тепла на поверхности Земли	0,06
Океанские приливы	10 ⁻²
Мировое производство энергии	0,02
Поток энергии за счет действия космических лучей	10 ⁻⁵
Затраты энергии на фотосинтез	10 ⁻¹
Превращение потенциальной энергии в кинетическую энергию	2

1.3. ОБРАТНЫЕ СВЯЗИ В КЛИМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЕ

Обратные связи играют очень большую роль в динамике климатической системы [11]. Отрицательные обратные связи уменьшают внешние воздействия, стабилизируя климатическую систему. Положительные обратные связи могут приводить к триггерному эффекту (эффекту «спускового крючка»), при котором слабые внешние воздействия усиливаются внутри климатической системы и выводят ее из равновесия. Примером обратных связей является комплекс процессов, связывающих температуру и влагосодержание атмосферы. Рост температуры приводит к увеличению влагосодержания. Следствием этого является, во-первых, уменьшение критического градиента температуры для возникновения конвекции и, во-вторых, усиление парникового

эффекта. Первый процесс облегчает перемешивание различных слоев атмосферы, второй – способствует накоплению тепла в нижних слоях и охлаждению верхних слоев. Так как «парниковый» эффект преобладает, связь температура – влажность – температура имеет характер положительной обратной связи.

На масштабе времени в тысячи лет важную роль играет гео-биохимический планетарный механизм, синхронизирующий флуктуации температуры и содержания CO_2 в атмосфере. Колебания содержания атмосферного CO_2 связаны с биологической активностью, химическим выветриванием и другими процессами, определяемыми состоянием климата.

Примером региональной обратной связи является альбедная обратная связь. Снег или лед, покрывающие поверхность при снижении температуры, способствуют уменьшению радиационного баланса поверхности, что ведет к дальнейшему снижению температуры и прогрессивному развитию снежного покрова. Другим примером может быть обратная связь следующего вида: изменения глобального климата влекут за собой изменения растительного покрова в регионе; те, в свою очередь, меняют условия теплообмена поверхности с атмосферой, при этом происходит изменение климатических условий данного региона, что вновь сказывается на изменении растительности.

1.4. МАТЕМАТИЧЕСКАЯ ТЕОРИЯ КЛИМАТА. МОДЕЛИРОВАНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ

Математическую теорию климата определяют как часть теории климата, в которой вариации климата на произвольно больших промежутках времени исследуется методами теории динамических (или динамико-стохастических) систем [8; 10]. Основным практическим результатом такой теории должно быть решение следующих задач. Во-первых, ответ на вопрос о пригодности данной конкретной модели для предсказаний изменений климата. Во-вторых, построение обоснованного метода определения чувствительности реальной климатической системы к внешним воздействиям.

Динамику климатической системы удобно рассматривать в так называемом фазовом пространстве, в котором состояние кли-

матической системы в каждый момент времени представляет собой «точку», координатами которой являются параметры состояния климатической системы во всех выбранных точках пространства. Так как состояние климатической системы определяется набором непрерывных полей, описываемых в атмосфере и океане уравнениями Навье – Стокса, фазовое пространство климатической системы бесконечномерно. Учитывая дискретность данных наблюдений и использование для моделирования дискретных уравнений, размерность модельного фазового пространства ограничена, но очень велика и может достигать сотен тысяч, миллионов и миллиардов.

Динамику климатической системы можно описать нелинейной системой уравнений в частных производных:

$$\frac{\partial \psi}{\partial t} = F(\psi, \lambda, f), \quad \psi|_{t=0} = \psi_0, \quad \psi \in \Psi. \quad (1.1)$$

Здесь Ψ – фазовое (бесконечномерное) пространство системы, $\lambda \in \Lambda$ и $f \in \Phi$ – наборы параметров и внешних воздействий соответственно.

Чтобы использовать систему (1.1) для анализа и прогноза климатических изменений, необходимо предварительно решить ряд задач.

Разрешимость. Необходимо доказать, что решение системы (1.1) существует и единственно. В той постановке, в которой формулируются современные модели общей циркуляции атмосферы (σ – система координат, гидростатика, сферические координаты), такой теоремы не существует. При введении дополнительной диссипации высокого порядка в правую часть уравнений модели теорему удается доказать.

Существование аттрактора. По определению, аттрактор представляет собой инвариантное, компактное притягивающее множество в фазовом пространстве, к которому стремятся «траектории» системы. Изменения климата в этом случае могут рассматриваться как изменения аттрактора при изменении внешних параметров системы. Существование аттрактора существенно облегчает решение задачи моделирования климатических изменений. Если начальные состояния системы выбраны на аттракторе, то траектории системы будут также принадлежать аттрактору,

а все остальные траектории системы будут притягиваться к нему. Следовательно, при изучении эволюции системы за длительный интервал времени можно считать, что ее траектория находится на аттракторе. Поскольку по определению аттрактор компактен, то на нем существует мера, не зависящая от динамики системы. В этом случае результат осреднения по мере не зависит от времени. Если система эргодическая, то такая инвариантная мера единственна. В этом случае результат осреднения по траекториям не зависит от выбора траектории и совпадает с результатом осреднения по инвариантной мере. Таким образом, факт существования аттрактора у рассматриваемой системы является весьма важным при изучении ее климатических свойств.

С понятием странного аттрактора нелинейных динамических систем, находящихся под воздействием постоянных, либо периодических внешних сил, связывают развитие теории турбулентности в несжимаемой вязкой жидкости, которая может служить одной из простейших моделей климата [12; 13]. Успехи математической теории климата позволили по-другому сформулировать определение климата: *климат – это нетривиальная инвариантная вероятностная мера, сосредоточенная на странном аттракторе климатической системы* [14–16].

К сожалению, теоремы существования аттрактора доказаны только в упрощенных постановках (изобарическая система координат, упрощенные краевые условия на нижней границе, сводящие систему к уравнениям несжимаемой жидкости) и для упрощенных моделей, таких как баротропная и двухслойная квазигеострофическая. Вопрос о том, насколько адекватны эти модели реальной климатической системе, остается открытым.

До сих пор неизвестно, определяется ли климат Земли всеми внешними факторами (астрономическими, геофизическими) однозначно или при одних и тех же фиксированных значениях всех климатообразующих факторов из-за небольших различий в начальных состояниях системы могут получаться разные климаты. Как известно, динамические системы могут быть двух классов – эргодические (или транзитивные) и неэргодические (или интранзитивные). Если система эргодическая, то фазовые траектории, начинаясь в разных точках (при разных начальных условиях), будут обегать одну и ту же область фазового пространства (точки

которого изображают возможные состояния системы) с одинаковыми статистическими характеристиками. Если система не эргодическая, то ее поведение существенно зависит от начального состояния. В простейшем случае в фазовом пространстве мы будем иметь ряд изолированных клубков фазовых траекторий, в которые система попадает из разных начальных состояний. В приложении к климатической системе это означает, что при данных внешних параметрах мы могли бы иметь на Земле либо один климат, либо совершенно непохожий на него другой климат.

Э. Лоренц [17] высказал предположение, что климатическая система является почти интранзитивной, т. е. ее фазовое пространство распадается на ряд множеств A_i с условными вероятностными мерами $P_i(A)$, $A \supset A_i$ и фазовые траектории могут длительное, но конечное время пребывать в каждом из этих множеств (воспроизводя соответствующий климат) и изредка переходить из одного из этих множеств в другое. Почти интранзитивность климатической системы может проявляться на разных пространственных и временных масштабах. Известно, что практически из одинаковых синоптических состояний при одинаковых внешних условиях атмосфера может эволюционировать совершенно различными путями. То в одном, то в другом районе земного шара время от времени происходят резкие скачки между различными состояниями погоды, которые могут сохраняться относительно долго. Климат Земли в течение исторического времени испытывал значительные колебания, хотя заметных изменений внешних параметров не происходило. Эти колебания развивались сравнительно быстро, но состояния, предшествовавшие им и следовавшие за ними, продолжались по несколько сотен лет. Эти факты могут говорить в пользу почти интранзитивности земного климата.

Существующие математические модели климата в большинстве своем транзитивны, однако некоторые из них дают два устойчивых решения, напоминающих ледниковый и межледниковый климат. Реальность транзитивных, интранзитивных и почти интранзитивных систем подтверждают некоторые лабораторные эксперименты и наблюдения в природе. Эксперименты с вращающимися жидкостями в мелких цилиндрических сосудах демонстрируют черты как транзитивности, так и почти интранзи-

тивности. При некоторых значениях внешних параметров (скорости вращения и радиального термического контраста) в жидкостях возникает симметричный режим движения, так называемая циркуляция Гадлея, тогда как при других значениях появляется неупорядоченный режим движения, так называемый режим Россби. Однако имеется область значений внешних параметров, при которых может возникнуть либо один, либо другой режим, т. е. система становится почти интранзитивной.

Почти интранзитивность климата влечет за собой важные следствия. При объяснении резких колебаний климата в прошлом, быть может, нет необходимости прибегать к колебаниям внешних факторов. С другой стороны, практически невозможным становится прогноз климата на будущие времена.

Оценка размерности аттрактора. Будучи компактным множеством, аттрактор климатической системы является «почти конечномерным» в том смысле, что для любого малого $\varepsilon > 0$ можно спроектировать аттрактор на множество конечной размерности, причем норма оператора проектирования будет отличаться от единицы не более чем на ε . Для многих моделей атмосферы удастся доказать конечномерность аттрактора и получить оценку его размерности. К таким моделям относятся баротропная и двухслойная бароклинная модели атмосферы, а также некоторые упрощенные трехмерные модели ОЦА. Полученные оценки, однако, оказываются чрезвычайно завышенными. Поэтому получить из этих оценок что-то полезное практически невозможно.

Устойчивость аттрактора при возмущении параметров задачи. Поскольку все траектории системы рано или поздно попадают на аттрактор системы, то «долгосрочные характеристики» климатической системы на самом деле являются характеристиками аттрактора рассматриваемой системы (т. е. множества, на котором система эволюционирует) и инвариантной меры (с помощью которой вычисляются всевозможные статистические характеристики), заданной на этом множестве. Поэтому исследование устойчивости аттрактора системы (как множества) и исследование устойчивости ее инвариантной меры по отношению к изменению внешних воздействий является одной из центральных задач математической теории климата.

Запишем решение системы (1.1) через оператор $S_\lambda(t)$, зависящий от вектора параметров $\lambda \in \Lambda$, входящих в правую часть уравнений системы:

$$\bar{\psi}(t) = S_\lambda(t)\bar{\psi}(0). \quad (1.2)$$

Будем считать, что для всех значений параметров вблизи некоторой внутренней точки λ_0 у системы существует аттрактор A_λ A_λ (при разных значениях λ аттракторы, вообще говоря, могут быть различными). Имеет место следующее утверждение. Если для любого $\varepsilon > 0$ существуют такие $T > 0$ и $\delta > 0$, что при $|\lambda - \lambda_0| < \delta$ имеет место соотношение

$$|S_\lambda(T) - S_{\lambda_0}(T)| < \varepsilon, \quad (1.3)$$

то $A_\lambda \rightarrow A_{\lambda_0}$ при $\lambda \rightarrow \lambda_0$. При этом может оказаться, что структура множеств A_λ и A_{λ_0} совершенно разная. Очевидно, оценка (1.3) будет иметь место, если для системы уравнений (1.1) доказана теорема о корректной разрешимости и непрерывной зависимости решения от параметров.

Для того чтобы гарантировать непрерывную зависимость аттрактора от параметра в произвольной точке, необходимо, чтобы свойство (1.3) выполнялось при $T > \Theta(\lambda, \varepsilon)$, где $\Theta(\lambda, \varepsilon)$ – время притяжения к ε -окрестности аттрактора A_λ . Таким образом, если времена притяжения к аттракторам A_λ ограничены константой (не зависящей от ε и λ) на некотором интервале изменения параметра λ , то имеет место непрерывная зависимость аттрактора от параметра задачи во внутренней точке интервала λ_0 .

Конечномерные аппроксимации. Аттракторы конечномерных моделей. В основе большинства современных моделей атмосферы и климата лежат бесконечномерные системы уравнений гидротермодинамики. Для численного решения таких систем необходимо выполнять процедуру аппроксимации по пространству, например с помощью метода конечных разностей. При этом необходимо точно или приближенно сохранять исходные инварианты системы. С физической точки зрения инварианты важны

для формирования тех или иных характеристик атмосферной циркуляции. Например, сохранение момента количества движения относительно оси вращения приводит к формированию пассатов. Сохранение энтропии и энергии в двумерном приближении формирует распределение энергии по спектру в инерционном интервале (между бароклинной «накачкой» и диссипацией). С математической точки зрения наличие квадратичных законов сохранения для регулярной части конечномерной модели и положительной определенности оператора, описывающего диссипацию, делает доказательство существования аттрактора модели тривиальным. Более сложной является задача о доказательстве близости аттрактора модели к аттрактору исходной (бесконечномерной) системы при увеличении пространственного разрешения.

Следующей по сложности задачей является доказательство сходимости инвариантной меры конечномерной аппроксимации к инвариантной мере исходной системы. Каких-либо существенных результатов в этом направлении пока не получено.

ВОПРОСЫ К ГЛАВЕ 1

1. Что такое климат?
2. Назовите основные характеристики состояния климатической системы.
3. Почему для расчета характеристик климата используется период осреднения 30 лет?
4. Перечислите основные компоненты климатической системы и их особенности.
5. Перечислите астрономические, геофизические и метеорологические факторы климатообразования.
6. Приведите примеры обратных связей в климатической системе. В чем различие положительных и отрицательных обратных связей в климатической системе?
7. Что такое математическая теория климата?
8. Что такое фазовое пространство, аттрактор? Какие динамические системы называются транзитивными, интранзитивными и почти интранзитивными?

ЗАДАНИЯ К ГЛАВЕ 1

1. Рассчитайте приблизительно размерность фазового пространства для данных NCEP/NCAR Reanalysis, имеющих пространственное разрешение $2,5 \times 2,5^\circ$.
2. Рассчитайте инсоляцию на верхних границах атмосферы Венеры и Марса.

2. МОДЕЛИРОВАНИЕ КЛИМАТА

2.1. КОНСТРУИРОВАНИЕ КЛИМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ В ЗАДАЧАХ МОДЕЛИРОВАНИЯ

При конструировании климатической системы удобно выделить внутреннюю систему, состоящую из компонентов, взаимодействие которых определяет главные особенности климатического режима [11]. При этом функции, исполняемые отдельными элементами, могут быть различны: одни могут быть ответственны за усвоение энергии, идущей извне, другие – за ее внутреннее перераспределение, и т. д. Внутренняя система находится под контролем внешних факторов. Считать какой-то фактор внешним можно, если отсутствует обратное влияние на него со стороны системы.

Кроме особенностей взаимодействия между компонентами климатической системы необходимо обязательно учитывать характерное время протекающих процессов, потому что спектр климатических колебаний очень широк и климатообразующие процессы проявляются с разной значимостью на различных временных масштабах. Поэтому набор элементов внутренней системы не постоянен – во внимание принимаются только те, влияние которых на данном временном масштабе наиболее значимо. При этом важные, но быстро протекающие процессы не включаются в систему индивидуально, а учитываются параметрически. Более медленные процессы выступают в качестве граничных условий или констант физического состояния среды, теплообмена и др., т. е. создают то внешнее воздействие, на фоне которого осуществляются изменения данного масштаба. При переходе к другому временному масштабу состав внутренних элементов может изменяться – при этом тот или иной внешний фактор приобретает характер внутреннего элемента или наоборот.

Так, на масштабах порядка нескольких десятков лет климатическая система может быть составлена из атмосферы, деятельного слоя суши, деятельного слоя океана и части криосферы (се-

зонного снежного покрова и морского льда). Внешние воздействия создаются притоком солнечной энергии, газовым составом атмосферы (в том числе парниковыми газами), распределением океанов и материков, фоновым состоянием «глубокого» океана (ниже деятельного слоя), состоянием таких элементов криосферы, как ледниковые щиты и многолетнемерзлые породы. При рассмотрении процессов порядка сотен лет в систему уже надо включать весь Мировой океан. Требуется также описание короткопериодной части глобальной карбонатной системы (потoki углерода между атмосферой и океаном, атмосферой и биотой), определяющие содержание CO_2 в атмосфере.

На еще больших масштабах времени (тысячи и десятки тысяч лет) активными внутренними элементами становятся ледниковые щиты – их состояние успевает отреагировать на вариации тепловлажностного режима и создать климатически значимый сигнал обратной связи. В то же время нет необходимости в детальном описании быстро осциллирующих особенностей циркуляции атмосферы. Можно ограничиться учетом лишь ее главной функции – обеспечения парникового эффекта и переноса тепла и влаги между широтами и с океанов на континенты, используя для этого модель минимальной сложности. Более того, можно объединить атмосферу и деятельный слой океана, поскольку фазовая рассогласованность их термического состояния может не приниматься во внимание.

2.3. ПРОЦЕССЫ И СВЯЗИ В КЛИМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЕ

Модель климатической системы должна включать формализованное описание всех ее элементов и связей между ними. Основу моделей составляет *термодинамическая конструкция*, базирующаяся на математических выражениях законов сохранения импульса, энергии, массы, а также водяного пара в атмосфере и пресной воды в океане и на суше. Этот макроблок климатической модели позволяет учесть приход извне энергии и рассчитать результирующее состояние климата планеты [11].

Моделирование термодинамических процессов является необходимым, но не достаточным условием для обеспечения пол-

ного воспроизведения климатического режима. Важную роль играют некоторые *химические процессы и геохимические контакты* между элементами климатической системы. При этом говорят о круговоротах или циклах – цикл углерода в океане, кислородный, хлорный, бромный, фторный, водородный, цикл озона в стратосфере, цикл серы и другие. Поэтому важное место в климатической модели должен занимать макроблок климатически значимых химических процессов.

Третьим макроблоком в климатическую систему должны быть включены климатообразующие процессы, обусловленные *деятельностью живых организмов на суше и в океане*. Синтез этих звеньев должен составить идеальную модель климата.

Модели должны создаваться с учетом характерного времени процессов, участвующих в климатообразовании. Имеется в виду время, необходимое для достижения системой равновесного состояния, зависящего от граничных условий. Для атмосферы и деятельного слоя суши равновесное время равно нескольким неделям; системе из атмосферы, верхнего квазиоднородного слоя океана и морских льдов требуется время установления порядка одного года. Для глубокого океана это уже несколько сотен лет; для континентальных ледниковых щитов – несколько тысячелетий.

Объединение в единую модель блоков с разными временами установления равновесия создает большие проблемы при ее реализации. Поэтому принята практика создания моделей для описания климатических процессов некоторого определенного масштаба. Этот подход соответствует методологическому принципу определения понятия «климат», при котором состав внутренних элементов климатической системы и набор внешних факторов зависят от характерного масштаба рассматриваемых явлений. Вне выбранного для моделирования масштаба со стороны медленных процессов используются неизменные граничные условия и параметры (считается, что изменения слишком медленны по сравнению с изучаемыми). Со стороны меньших масштабов принимается, что происходят «быстрые» случайные флуктуации, детальное описание которых может быть заменено статистическим учетом результирующих эффектов.

Общие принципы, положенные в основу идеальной модели, могут быть воплощены с различной полнотой. Так, в современных моделях фрагментарно представлены биологические эффекты и химические процессы. Частично это объясняется тем, что

модели развивались с ориентацией на изучение короткопериодных климатических изменений, при рассмотрении которых длительные (например, геохимические) эффекты могут характеризоваться набором констант. Поэтому современные климатические модели это прежде всего термодинамические модели. В некоторых случаях к ним добавляются химические или биологические блоки с ограниченным набором обратных связей.

Термодинамические модели, в свою очередь, различаются по степени детальности описания процессов. Некоторые базируются на упрощенных выражениях, другие используют «полные» математические формы записи основных физических законов. В соответствии с этим каждую модель можно представить в виде некоторого комплекса алгоритмов, часть из которых имеет четкое математическое и физическое обоснование, а другая часть носит феноменологический, имитационный характер. Это так называемые параметризации.

Различия между «полными» и упрощенными моделями проявляются в том, что первые имеют более богатое физическое содержание. За счет этого шире диапазон обратных связей, реализуемых в полной системе автоматически. В упрощенные модели обратные связи приходится «вставлять руками», т. е. принудительно, часто без глубокого обоснования добавлять в уравнения какие-то зависимости. Процедуры такого типа снижают ценность моделирования, так как искусственное навязывание модели обратных связей предопределяет результаты моделирования. Однако полностью отказаться от параметризаций можно будет только в идеальной модели.

Преимуществом упрощенных моделей является их простота. Они требуют меньших вычислительных затрат, дают гораздо более понятные, легче интерпретируемые результаты, чем полные модели. Это позволяет изучать какие-либо отдельные эффекты – например, разделить прямые и обратные связи термического режима и альbedo поверхности, тщательно изучить радиационные эффекты малых газовых примесей и др.

2.4. ИЕРАРХИЯ КЛИМАТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ

Если ранжировать модели климата по степени их физической полноты и одновременно по сложности, а также по возрастанию требований к компьютерным ресурсам, то самыми простыми будут так называемые модели типа Будыко – Селлерса и «резервуарные» модели, за ними следуют «радиационно-конвективные» модели, «динамико-статистические» модели, модели «промежуточной сложности» и, наконец, модели «общей циркуляции» [11].

Энергобалансовые модели (модели типа Будыко – Селлерса) основаны на упрощенном выражении уравнения бюджета энергии климатической системы, в котором в качестве неизвестной величины выступает только одна величина – температура. На основе моделей этого типа впервые продемонстрирована эффективность обратной связи термического режима и альbedo поверхности. Существуют одномерные (с зависимостью температуры от широты) и двумерные (широта и долгота) версии моделей.

Энергобалансовые модели представляют собой удобное средство изучения поведения климатического режима, возбуждаемого случайными флуктуациями. Такой тип модели в иерархии климатических моделей называется стохастической моделью.

К энергобалансовым моделям примыкают *резервуарные («боксовые»)* модели. При их построении климатическая система разбивается на несколько крупных ячеек, которые могут относиться к ее подсистемам (например, «боксами» могут быть атмосфера, глубокий океан, криосфера и т. д.) или отражать определенные географические и функциональные признаки (например, глубокий океан в высоких широтах Северного полушария, атмосфера Северного полушария, атмосфера тропиков, вся суша Северного полушария и т. д.). Внутри каждого резервуара рассчитывается бюджет той или иной величины; обмен между боксами устанавливается по каким-либо простым правилам на основе данных наблюдений или по результатам численных экспериментов. С математической точки зрения резервуарная модель может быть представлена системой обыкновенных дифференциальных уравнений, обычно нелинейных.

Радиационно-конвективные модели (РКМ) предназначены для моделирования вертикальной термической структуры атмосферы (имитирующей глобальное осреднение) за счет действия радиационного теплообмена, конвекции и теплового контакта атмосферы с подстилающей поверхностью. В РКМ основное внимание уделяется детальному рассмотрению радиационного теплообмена. Для того чтобы описать его максимально точно, спектры солнечной и длинноволновой радиации разделяют на много участков в соответствии с расположением основных полос поглощения и окон прозрачности.

С помощью РКМ обычно решаются так называемые «задачи на установление», суть которых состоит в поиске стационарного профиля температуры $T(z)$, отвечающего заданному распределению с высотой водяного пара, углекислого газа, метана и других малых примесей, а также радиационно-оптических параметров облачности и аэрозоля. Поведение температуры, как функции высоты и времени, описывается нестационарным уравнением, в правой части которого находится выражение притока тепла за счет радиационных и конвективных процессов.

РКМ обычно используются как средство изучения климатических эффектов, возникающих при возмущении радиационных параметров. Другая область применения РКМ – это использование их в виде метеорологического блока в моделях химии атмосферы и при моделировании фотохимических процессов, для правильного воспроизведения которых требуется аккуратный расчет количества фотонов в единице объема воздуха.

В настоящее время развитие РКМ менее актуально, чем в 70–80-е гг. Главная причина в том, что РКМ принципиально лишены многих важных обратных связей – например, температуры и облачности (балл и высота облачного слоя задаются). Кроме того, РКМ активно вытесняются глобальными трехмерными моделями циркуляции атмосферы.

Динамико-статистические модели – это принятое обозначение двумерных (по широте и высоте) моделей атмосферы (хотя встречаются и трехмерные). Эти модели основаны на полных уравнениях гидротермодинамики, осредненных вдоль кругов широты. Они ориентированы на воспроизведение зонально-вертикальной структуры, в частности, ячеек циркуляции Гадлея и Ферреля. При таком подходе из рассмотрения выпадают волны

Россби и процессы циклогенеза, играющие важную роль в межширотном перераспределении энергии и углового момента. Их заменяют параметризации, которые должны воспроизвести средний статистический результат действия флуктуаций.

Динамико-статистические модели часто применялись как динамический блок в моделях атмосферной химии. Особенно оправдано их применение при решении проблемы стратосферного озона, поскольку, во-первых, озон в нижней стратосфере ведет себя как пассивная примесь, и для расчета его концентрации необходима информация о поле ветра, которая и получается в динамической модели. Во-вторых, использование двумерной модели обосновано именно в стратосфере, отличающейся хорошо выраженной зональной структурой и отсутствием планетарных волн.

В настоящее время динамико-статистические модели используются редко, так как стали доступными трехмерные модели, построенные без заведомых упрощений. В то же время некоторые подходы и параметризации, развитые в двумерных моделях, нашли использование в моделях, которые появились в последние несколько лет и получили название «*модели промежуточной сложности*». Это модели, ориентированные на различные задачи, но у них имеется общая методологическая основа, заключающаяся в том, что с их помощью стараются решать те задачи, которые пока не в состоянии решать на полных моделях.

Модели промежуточной сложности не предъявляют специальных требований к вычислительной технике и могут использоваться для выполнения длительных экспериментов; получаемые результаты, как у всякой простой модели, достаточно ясны для интерпретации. Принципиальный недостаток состоит в том, что отсутствует уверенность, способны ли упрощенные модели воспроизводить климат в других, отличных от современных условиях климатообразования.

Следующая ступень в развитии моделей – это так называемые *модели общей циркуляции атмосферы* (МОЦА). Это название закреплено за глобальными трехмерными моделями, основанными на полных уравнениях гидротермодинамики. Они разделяются на МОЦА с «грубым» разрешением (500×500 или 500×700 км по широте и долготе и несколько уровней по высоте) и МОЦА со «средним» разрешением (примерно 200×200 км по горизонтали и около 20 уровней по вертикали).

Модели с грубым разрешением примыкают к динамико-статистическим моделям, так как они не способны в должной мере воспроизвести атмосферные волны и вихри и требуют частичной параметризации вихревых потоков энергии и импульса. МОЦА с высоким разрешением лишены этого недостатка. Эти модели в настоящее время являются одним из основных, а во многих случаях и единственным методом глубокого и всестороннего изучения закономерностей развития гидрометеорологических процессов любого пространственно-временного масштаба и надежным способом прогнозирования изменений гидрометеорологического режима. В моделировании гидрометеорологических процессов за последние десятилетия достигнуты большие успехи. Качество моделей циркуляции атмосферы существенно возросло, и теперь можно сказать, что в геофизической гидродинамике пройден определенный этап, на котором математические проблемы моделирования занимали центральное место. В настоящее время достигнуто понимание оптимальной структуры МОЦА, отвечающей задачам моделирования и ресурсам вычислительной техники.

Одним из направлений дальнейшего развития является совершенствование математического описания других блоков климатической системы. Так, Мировой океан в самых простых вариантах представлен заданным сезонно меняющимся географическим распределением температуры его поверхности. Следующая ступень – это модель верхнего однородного слоя и, наконец, подключение к МОЦА модели общей циркуляции океана (МОЦО). Пока что в объединенные модели включаются модели океана с грубым разрешением, что требует параметризации вихревых переносов.

Развитие блока суши идет по пути подробного описания гидрологических процессов и тепловлагообмена с учетом растительного покрова. В некоторых случаях к МОЦА пристыковываются блоки динамики континентального оледенения. В МОЦА, ориентированных на изучение переноса химических соединений, уравнения динамики атмосферы дополнены схемами, описывающими диффузию, источники и стоки тех или иных соединений. В последние годы стала широко использоваться методология вложенных в МОЦА региональных моделей (РМ), что обеспечивает высокое пространственное разрешение информации в определенных выбранных районах.

МОЦА, МОЦА/МОЦО, МОЦА/РМ используются для решения следующих задач: 1) эксперименты на чувствительность, позволяющие изучать зависимость климатического режима от внешних факторов; 2) исследование колебаний, генерируемых самой моделью при неизменных внешних условиях; 3) прогноз климата, осуществляемый путем проведения нестационарных численных экспериментов. Для этого модель интегрируется на определенный срок, во время которого задается и вводится в модель сценарий изменения внешних факторов. Результаты статистической обработки последних лет моделирования дают искомый результат.

Энергобалансовые модели типа Будыко – Селлерса

Энергобалансовые модели основаны на упрощенном выражении уравнения бюджета энергии климатической системы, в котором в качестве неизвестной величины выступает только одна величина – температура. Основная задача таких моделей – исследование зависимости температурного режима планеты от внешних факторов, моделирование наблюдаемых климатических изменений. В качестве примера рассмотрим модель нулевой размерности, разработанную П.Я. Гройсманом и К.А. Винниковым [18]. С помощью данной модели была осуществлена попытка моделирования глобальных климатических изменений в 20-м столетии в предположении, что эти изменения были вызваны двумя факторами – вариациями количества углекислого газа и атмосферного аэрозоля. Основное уравнение для среднегодовой температуры в этой модели было записано в виде

$$J \frac{dT}{dt} = \frac{I_0}{4} \{1 - \alpha [P(t), T(t)]\} - F [G(t), T(t)], \quad (2.1)$$

где T – средняя годовая приземная температура, t – время в годах, J – эффективная теплоемкость климатической системы, I_0 – солнечная постоянная, α – альbedo системы Солнце – Земля, $P(t)$ – характеристика аэрозольной замутненности атмосферы, F – длинноволновое уходящее излучение, $G(t) = C(t)/C_0$, $C(t)$ – концентрация CO_2 , $C_0 = \text{const}$.

Для альbedo и длинноволновой радиации использовались параметризации

$$\alpha(P, T) = \bar{\alpha} + \frac{\partial \alpha}{\partial p}(P - \bar{P}) + \frac{\partial \alpha}{\partial T}(T - \bar{T});$$

$$F(G, T) = \Gamma(G)(a + bT), \quad (2.2)$$

где $\alpha(P, T) = \bar{\alpha} + \frac{\partial \alpha}{\partial p}(P - \bar{P}) + \frac{\partial \alpha}{\partial T}(T - \bar{T})$, $\frac{\partial \alpha}{\partial p}$, $\frac{\partial \alpha}{\partial T}$ – парамет-

ры, характеризующие чувствительность планетарного альbedo к изменению прозрачности и средней температуры воздуха. $\Gamma(g)$ – функция, характеризующая зависимость уходящего излучения от количества CO_2 . М. И. Будыко предложил использовать $\Gamma(G)$ в виде $\Gamma(G) = 1/(1 + k \ln G(t))$, где k – эмпирический коэффициент, характеризующий чувствительность среднегодовой приземной температуры к изменению количества углекислого газа.

Обыкновенное дифференциальное уравнение, лежащее в основе модели Гройсмана – Винникова, имеет аналитическое решение, которое может быть представлено в виде трех составляющих

$$T'(t) = T_0' A_1(t) + \frac{\partial \alpha}{\partial p} A_2(t) + \Delta T A_3(t), \quad (2.3)$$

где $T'(t) = T(t) - T$; $T_0' = T(0) - T$,

$$A_1(t) = \exp \left[- \left(\frac{I_0}{4} \frac{\partial \alpha}{\partial T} + b \right) \frac{t}{J} + \frac{b}{J} \int_0^t (1 - \Gamma(\tau)) d\tau \right],$$

$$A_2(t) = - \int_0^t \frac{I_0}{4} (P(\tau) - \bar{p}) \exp \left[- \left(\frac{I_0}{4} \frac{\partial \alpha}{\partial T} + b \right) \frac{t - \tau}{J} + \frac{b}{J} \int_\tau^t (1 - \Gamma(s)) ds \right] d\tau,$$

$$A_3(t) = \int_0^t \frac{b \Gamma(\tau) \ln G(\tau)}{J \ln 2} \exp \left[- \left(\frac{I_0}{4} \frac{\partial \alpha}{\partial T} + b \right) \frac{t - \tau}{J} + \frac{b}{J} \int_\tau^t (1 - \Gamma(s)) ds \right] d\tau.$$

Полученное решение является полным, т. е. включает как выход системы на равновесный режим, определяемый фиксированными значениями аэрозольной прозрачности и количеством углекислого газа, так и описание релаксации системы к равновесным условиям.

Чтобы выполнить расчеты изменений температуры в рамках модели, нужно иметь значения параметров (I_0 , $\bar{\alpha}$, \bar{T} , a , b , C_0 , J ,

$\frac{\partial \alpha}{\partial p} \frac{\partial \alpha}{\partial T}, \Delta T$), а также временные ряды характеристики прозрачности $P(t)$ и концентрации углекислого газа $C(t)$. Можно определить параметры чувствительности модели (ΔT и $\partial \alpha / \partial p$), используя известные зависимости $T(t)$, $P(t)$, $C(t)$ в предположении, что остающиеся параметры (I_0 , $\bar{\alpha}$, a , b , C_0 , J , $\frac{\partial \alpha}{\partial T}$) известны. Согласно полученным оценкам, параметры модели имеют следующие значения $I_0 = 1380 \text{ Вт/м}^2$, $\bar{\alpha} = 0,31$, $\bar{T} = 14,4 \text{ }^\circ\text{C}$, $a = 208 \text{ Вт/м}^2$, $b = 2 \text{ Вт/(м}^2 \cdot \text{К)}$, $\frac{\partial \alpha}{\partial T} \approx -0,0012 \text{ К}^{-1}$.

При подстановке J необходимо принимать во внимание, что теплоемкость системы зависит от временного масштаба процесса. Если временной масштаб мал, океан не принимает участие в теплообмене, теплоемкость системы мала и определяется теплоемкостью атмосферного воздуха. По запаздыванию изменений температуры относительно изменений количества углекислого газа и аэрозольной прозрачности была принята следующая оценка теплоемкости $J = 4,6 \text{ Вт} \cdot \text{год}/(\text{м}^2 \cdot \text{К})$.

Стационарное решение уравнения модели Гройсмана – Винникова

Во многих практических случаях достаточно знать только зависимость равновесной температуры от внешних факторов. Чтобы найти равновесную температуру, используя модель Гройсмана – Винникова, достаточно положить левую часть уравнения баланса энергии равной нулю

$$\frac{I_0}{4} \{1 - \alpha [P(t), T(t)]\} - F [G(t), T(t)] = 0. \quad (2.4)$$

Получившееся соотношение отражает баланс между приходящим коротковолновым и уходящим длинноволновым излучением. Подставляя вместо альбедо и потока уходящего излучения принятые параметризации, приходим к простому алгебраическому уравнению

$$\frac{I_0}{4} \left\{ 1 - \bar{\alpha} - \frac{\partial \alpha}{\partial p} (P - \bar{P}) - \frac{\partial \alpha}{\partial T} (T - \bar{T}) \right\} - \frac{a + bT}{1 + k \ln G(t)} = 0. \quad (2.5)$$

Раскрывая скобки и группируя члены, получаем простое линейное уравнение относительно T

$$\left[\frac{I_0}{4} \frac{\partial \alpha}{\partial T} - \frac{b}{1+k \ln G(t)} \right] T + \frac{I_0}{4} \left\{ \left(1 - \alpha - \frac{\partial \alpha}{\partial p} (P(t) - \bar{P}) + \frac{\partial \alpha}{\partial T} \bar{T} \right) \right\} - \frac{a}{1+k \ln G(t)} = 0. \quad (2.6)$$

Решая уравнение, находим выражение для равновесной температуры в зависимости от внешних факторов $P(t)$ и $G(t)$

$$T = \frac{\frac{I_0}{4} \left\{ \left(1 - \alpha - \frac{\partial \alpha}{\partial p} (P(t) - \bar{P}) + \frac{\partial \alpha}{\partial T} \bar{T} \right) \right\} - \frac{a}{1+k \ln G(t)}}{\left[\frac{I_0}{4} \frac{\partial \alpha}{\partial T} + \frac{b}{1+k \ln G(t)} \right]}. \quad (2.7)$$

Проверка устойчивости модели климатической системы

В климатической системе всегда присутствуют флуктуации, которые могут вывести систему из равновесия даже при постоянных внешних параметрах. Необходимо знать, возвратится ли система в равновесное состояние. Для этого необходимо оценить, в каком направлении изменится баланс приходящего и уходящего излучения при изменении температуры системы на δT . Обозначим разность потоков приходящего и уходящего излучения $\psi(T)$. В нашем случае

$$\psi(T) = \frac{I_0}{4} \left\{ 1 - \bar{\alpha} - \frac{\partial \alpha}{\partial p} (P - \bar{P}) - \frac{\partial \alpha}{\partial T} (T - \bar{T}) \right\} - \frac{a + bT}{1+k \ln G(t)}. \quad (2.8)$$

При малом изменении температуры изменение баланса энергии можно примерно оценить следующим образом

$$\psi(T_p + \delta T) \approx \psi(T_p) + \left. \frac{\partial \psi}{\partial T} \right|_{T=T_p} \delta T; \quad \psi(T_p) = 0, \rightarrow \left. \frac{\partial \psi}{\partial T} \right| = -\frac{I_0}{4} \frac{\partial \alpha}{\partial T} - \frac{b}{1+k \ln G}. \quad (2.9)$$

Из полученного выражения следует, что при увеличении температуры уходящее излучение может быть как больше приходящей радиации, так и меньше, в зависимости от коэффициентов $\frac{\partial \alpha}{\partial T}$, b, k и количества углекислого газа $G(t)$. Если баланс радиации окажется отрицательным, то среднегодовая температура начнет понижаться, восстанавливая равновесное состояние.

Одномерная энергобалансовая модель типа Будыко – Селлеса

Один из вариантов одномерной модели, предназначенной для описания зонально-осредненной структуры среднегодового распределения температуры, имеет вид [11]

$$J \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{I_0}{4} \{1 - \alpha\} - \beta(T(x) - T_0) - a - bT. \quad (2.10)$$

В данном случае параметром T является среднезональная температура, зависящая от $x = \sin \varphi$, φ – широта, T_0 – средняя по полушарию температура. Второе слагаемое в правой части описывает макротурбулентный перенос тепла в атмосфере и океане между различными широтными зонами. В более общем случае этот член можно записать в виде $\frac{\partial}{\partial x}(1-x^2)D \frac{\partial T}{\partial x}$, где D – параметр, характеризующий интенсивность турбулентного переноса. Первое и третье слагаемые в уравнении представляют собой радиационный баланс на верхней границе атмосферы. Коэффициенты подбираются эмпирическим путем.

В стационарном случае решение уравнения имеет вид

$$T = \frac{I_0(1-\alpha)/4 - a + \beta T_0}{b + \beta} \quad (2.11)$$

и неплохо воспроизводит межширотное распределение температуры [11].

М. И. Будыко использовал подобную энергобалансовую модель для исследования зависимости термического режима от облачности. Он предположил, что влияние облачности можно параметризовать, добавив в поток уходящего излучения член, зависящий от температуры и количества облаков.

$$F = a + bT - (a_1 + b_1 T) \cdot n, \quad (2.12)$$

где n – балл облачности от 0 до 1, a_1 , b_1 – эмпирические коэффициенты.

Из структуры выражения видно, что облачность рассматривалась как фактор, задерживающий уходящее излучение, причем его значимость возрастала при увеличении температуры и количества облаков. Нетрудно видеть, что стационарное решение уравнения энергетического баланса в этом случае принимает вид

$$T = \frac{I_0(1-\alpha)/4 - a + a_1n + \beta T_0}{b - b_1n + \beta}. \quad (2.13)$$

Варьируя балл облачности, можно исследовать изменения температурного режима, обусловленные облачностью.

Похожая энергобалансовая модель использовалась для моделирования сезонных изменений снежного покрова и влияния изменений альbedo, связанных с этим фактором, на температурный режим планеты. Для этого планетарное альbedo было представлено в виде [11]

$$\alpha = \alpha_n n + \alpha_s(1-n), \quad (2.14)$$

где α_n – альbedo при сплошной облачности, α_s – альbedo при отсутствии облаков.

Затем, полагая, что снежный покров устанавливается и существует при некоторой критической температуре T_c , было параметризовано распределение величины альbedo в виде функции от температуры:

$$\alpha_s = \begin{cases} \alpha_I, & T(x) \leq T_c \\ \alpha_L, & T(x) > T_c \end{cases}. \quad (2.15)$$

Здесь α_I – планетарное альbedo при отсутствии облачности и покрытой снегом (льдом) поверхности, α_L – альbedo при бес-снежных условиях. Включение этой параметризации в энергобалансовое уравнение явным образом задает действие «альбедной» обратной связи, играющей большую роль в изменениях климата.

Можно параметризовать и теплоемкость системы

$$c = \begin{cases} c_I + c_A, & T \leq T_c \\ c_W \eta + c_L(1-\eta) + c_A, & T > T_c \end{cases}. \quad (2.16)$$

Здесь c_I , c_A , c_W , c_L – теплоемкость льдов, атмосферы, океана и суши соответственно; η – доля поверхности планеты, покрытая на данной широте океаном.

Равновесное состояние системы достигается при значениях температуры T_I, T_c, T_L , соответствующих условиям заснеженной,

переходной и бесснежной территории. Схематический вид функции $\psi = \psi(T)$ представлен на рис. 2.1 [11].

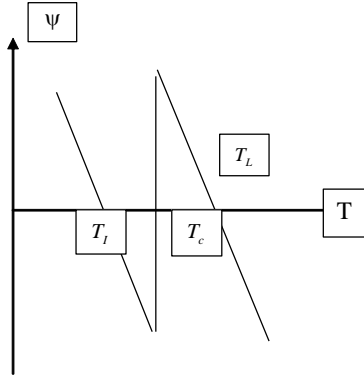


Рис. 2.1. Зависимость баланса проходящего и уходящего излучения от температуры в модели (2.16) [11]

Используя метод малых возмущений, можно получить, например, вблизи положения равновесия $T = T_i$, $\psi(T_i + \delta T) \approx \psi(T_i) + \psi'|_{T_i} \delta T = \psi'|_{T_i} \delta T < 0$. Это означает, что состояние $T = T_i$ и, аналогично $T = T_L$ являются устойчивыми положениями равновесия системы. Состояние $T = T_c$ является неустойчивым положением равновесия системы. Таким образом, в рамках сделанных предположений климатическая система является бистабильной системой. Существование двух устойчивых положений равновесия возможно только в высоких широтах, где температурный режим, определяемый параметрами модели, допускает существование низких температур и образование снежно-ледового покрова. Переход в одно из устойчивых состояний происходит за счет движения по территории границы снежно-ледового покрова, «переключающего» систему из одного состояния в другое.

Примером двумерного (по широте ($x = \sin \varphi$) и долготе (λ)) обобщения предыдущей модели является модель Хайда [11]

$$q(x, \lambda, T) \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{I_0}{4} \{1 - \alpha\} + \nabla \cdot D(x) \nabla T - A - BT, \quad (2.17)$$

где для $D(x)$ принята параметризация $D(x) = D_0(1 + D_2x^2 + D_4x^4)$.

Концепция, положенная в основу энергобалансовых моделей, реализуется также в «*боксовых*» или *резервуарных моделях* [11]. В качестве примера рассмотрим модель, которая представлена четырьмя резервуарами: атмосфера над сушей, атмосфера над океаном, верхний однородный слой океана, глубокий океан. Изменения температуры верхнего слоя океана (ΔT) определяется изменениями притока тепла к его поверхности (ΔQ) и к нижней границе (ΔF), а также действием атмосферных обратных связей, которые можно выразить через параметр обратной связи $1/\lambda$. Таким образом, имеем

$$c \frac{d\Delta T}{dt} = \Delta Q - \Delta F - \frac{1}{\lambda} \Delta T. \quad (2.18)$$

Для описания изменения температуры глубокого океана (ΔT_0) используется простое диффузионное уравнение

$$\frac{\partial \Delta T_0}{\partial t} = k \frac{\partial^2 \Delta T_0}{\partial z^2}, \quad (2.19)$$

причем $\Delta T_0(z=0, t) = \Delta T(t)$, $\Delta F = -\gamma \rho c_w k \left. \frac{\partial \Delta T_0}{\partial z} \right|_{z=0}$. Здесь ρ – плотность, а c_w – теплоемкость воды; γ принято равным 0,72.

Эта модель была использована для расчета влияния роста концентрации углекислого газа в атмосфере (слагаемое ΔQ), причем рассматривались сценарии как скачкообразного, так и постепенного возрастания CO_2 . Описанная модель может быть существенно усложнена дроблением резервуаров. В целом резервуарные модели имеют некоторое преимущество перед энергобалансовыми, поскольку объединяют в единую систему разные элементы климатической системы.

Изучение свойств энергобалансовых моделей показало высокую чувствительность воспроизводимых термических режимов к уменьшению приходящей к Земле солнечной энергии. Уже небольшие изменения, усиливаясь альбедной обратной связью, спо-

способны вызвать в модельном климате прогрессирующее похолодание, в результате которого поверхность планеты должна покрыться льдом (концепция «Белой Земли»). Не стоит, однако, переоценивать значимость этого результата. Если считать, например, что коэффициент диффузии является не константой, а функцией температурного градиента между экватором и полюсом, то чувствительность модели резко уменьшается и для развития ледниковой эпохи требуется гораздо большее снижение притока солнечного тепла.

Полезные результаты дают так называемые *стохастические модели климата* [11]. Их основу составляет уравнение энергобалансовой модели, в правую часть которого добавлена случайная функция. Ее появление можно объяснить, например, тем, что энергобалансовое уравнение записано относительно осредненной температуры. При этом в уравнении должны остаться слагаемые, отвечающие флуктуациям.

Рассмотрим простую нуль-мерную модель, в которой термический режим Земли определяется радиационным балансом на внешней границе атмосферы:

$$J \frac{dT}{dt} = I \{1 - \alpha\} - A - BT + k(t), \quad (2.20)$$

или в прежних обозначениях

$$J \frac{dT}{dt} = \psi(T) + k(t), \quad (2.21)$$

где $k(t)$ – случайная функция. Ее влияние может быть таково, что случайные воздействия не погашают друг друга, а накапливаются. Это может привести к тому, что температура значительно изменится, причем не за счет каких-либо внешних влияний.

Обозначим, \hat{T} – равновесное состояние. Будем рассматривать малые отклонения от равновесного состояния.

$$J \frac{dT}{dt} \equiv J \frac{d}{dt}(T - \hat{T}) = \psi(\hat{T}) + \left. \frac{\partial \psi}{\partial T} \right|_{T=\hat{T}} (T - \hat{T}) + k(t) = - \left(I \frac{d\alpha}{dT} + B \right) (T - \hat{T}) + k(t) \quad (2.22)$$

или, вводя обозначения

$$y \equiv T - \hat{T}, \quad v(t) = k(t)/J, \quad \lambda = - \frac{1}{J} \left(I \frac{d\alpha}{dT} + B \right) > 0,$$

$$\frac{d\lambda}{dt} = -\lambda y + v(t). \quad (2.23)$$

Так как $\lambda > 0$ первый член в уравнении играет стабилизирующую роль. Подобные уравнения иногда называют уравнениями Ланжевена. При начальном условии $y(t) = 0$ при $T = \hat{T}$ решение данного уравнения имеет вид свертки или интеграла Дюамеля

$$y(t) = e^{-\lambda t} \int_0^t e^{\lambda \xi} v(\xi) d\xi. \quad (2.24)$$

Из-за своей стохастической природы уравнение Ланжевена порождает реализации $\{y(t)\}$, имеющие случайный характер, и задача состоит в определении вероятностных характеристик $y(t)$.

Определим сначала спектральную плотность процесса $y(t)$. Для этого представим функции $y(t)$ и $v(t)$ в виде интегралов Фурье [11]

$$Y(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} y(\tau) e^{-i\omega\tau} d\tau; \quad y(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} Y(\omega) e^{i\omega t} d\omega; \quad (2.25)$$

$$V(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} v(\tau) e^{-i\omega\tau} d\tau; \quad v(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} V(\omega) e^{i\omega t} d\omega;$$

Подстановка разложений в уравнение Ланжевена дает

$$\int_{-\infty}^{\infty} e^{i\omega t} Y(\omega) (i\omega) d\omega = -\lambda \int_{-\infty}^{\infty} e^{i\omega t} Y(\omega) d\omega + \int_{-\infty}^{\infty} e^{i\omega t} V(\omega) d\omega. \quad (2.26)$$

Отсюда получаем соотношение, связывающее спектральные функции

$$Y(\omega) i\omega = -\lambda Y(\omega) + V(\omega) \rightarrow Y(\omega) = \frac{V(\omega)}{i\omega + \lambda}. \quad (2.27)$$

По определению, спектральная плотность процесса $y(t)$ есть интеграл по частотам от произведения спектральной функции на комплексно сопряженную величину $G(\omega) = \overline{Y(\omega)Y^*(\omega)}$. Для расчета этой величины умножим правые и левые части полученного ранее соотношения на $Y^*(\omega)$ и проинтегрируем. Получим $G(\omega) = \overline{Y(\omega)Y^*(\omega)} = \overline{V(\omega)Y^*(\omega)} / (i\omega + \lambda)$. Нетрудно показать прямой подстановкой, что $Y^*(\omega) = V^*(\omega) / (\lambda - i\omega)$. В ито-

ге получаем, используя обозначение $F(\omega) = \overline{V(\omega)V^*(\omega)}$, соотношение, связывающее спектральные плотности процессов

$$G(\omega) = F(\omega) / (\omega^2 + \lambda^2). \quad (2.28)$$

Из полученного соотношения следуют важные особенности спектра климатических реализаций

$$\begin{aligned} \text{Если } \omega \rightarrow 0 \quad G(\omega) \rightarrow F(0)/\lambda^2 = \text{const} \\ \text{Если } \omega^2 \gg \lambda^2 \quad G(\omega) \sim F(\omega)/\omega^2 \end{aligned} \quad (2.29)$$

Отсюда видно, что с увеличением частоты интенсивность колебаний уменьшается. Это признак так называемого красного шума.

Анализ эмпирических данных позволяет считать, что многие климатические флуктуации имеют черты поведения, свойственные процессам «красного шума». Это вполне естественно, так как природные системы всегда имеют эволюционирующие элементы, обладающие различной инерционностью. При этом «медленные» и «быстрые» процессы связаны между собой так, что первые контролируют общее поведение системы, создавая «среднее» состояние, на фоне которого развиваются флуктуации. Те, в свою очередь, воздействуют на медленные процессы, перестраивая основное состояние. Эта феноменологическая схема имеет достаточно общий характер.

Важными характеристиками случайного процесса являются среднее по ансамблю реализаций и дисперсия флуктуаций климатической характеристики. Предполагая, что $\overline{v(t)} = 0$, усреднение по ансамблю случайных воздействий дает $\overline{y} = 0$. Выражение для дисперсии имеет вид

$$D_{y(t)} \equiv \overline{(y - \overline{y})^2} = e^{-2\lambda t} \int_0^t \int_0^t e^{\lambda(\xi + \eta)} \overline{v(\xi)v(\eta)} d\xi d\eta. \quad (2.30)$$

Обычно корреляционная функция быстро затухает при увеличении разности $\xi - \eta$ и в пределе сводится к δ -функции $\overline{v(\xi)v(\eta)} = c\delta(\xi - \eta)$. В этом случае дисперсия равна

$D_{y(t)} = \frac{c}{2\lambda} (1 - e^{-2\lambda t})$. Из этого выражения следует, что при рассмотрении длительных отрезков времени

$t \gg \lambda^{-1} D_{y(t)} = c/2\lambda = const$, при небольших –
 $\delta t \ll \lambda^{-1} D_{y(t)} = ct$, т. е. дисперсия флуктуаций растет пропорционально времени. Последний результат очень важен, поскольку он демонстрирует возможность развития климатических изменений без какого-либо внешнего влияния, только под действием внутреннего источника саморазвития климатической системы.

Модели общей циркуляции атмосферы и океана. Процедура численных экспериментов

Трехмерные модели, описывающие планетарную картину циркуляции атмосферы, построенные на основе полных уравнений термогидродинамики, включая уравнение переноса влаги, называются «моделями общей циркуляции атмосферы» [11]. В МОЦА для исследования крупномасштабных атмосферных процессов, удовлетворяющих условию гидростатики, часто используют изобарические системы координат. В этих системах в качестве независимой переменной вместо вертикальной координаты z применяются линейные функции давления. Так, если взять в качестве независимой переменной величину $\xi = p/P_0$, где $P_0 = const = 1000$ гПа, уравнения гидротермодинамики примут следующий вид [19]:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \tau \frac{\partial u}{\partial \xi} &= -\frac{\partial \Phi}{\partial x} + lv + F_{mpx} \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \tau \frac{\partial v}{\partial \xi} &= -\frac{\partial \Phi}{\partial y} - lu + F_{mpy} \\ T &= -\frac{\xi}{R} \frac{\partial \Phi}{\partial \xi} \end{aligned} \quad , (2.31)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \tau}{\partial \xi} = 0$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} = \frac{c^2}{R\xi} \tau + \frac{Q}{c_p}; \quad \frac{dq}{dt} = J$$

где $\Phi = gz$ – геопотенциал, $c^2 = R^2 T (\gamma_a - \gamma) / g$ – параметр статической устойчивости, $l = 2\omega \sin \varphi$ – параметр Кориолиса, φ – широта места.

Искомými функциями в системе (2.31) являются две компоненты скорости вдоль изобарических поверхностей u и v , изобарическая вертикальная скорость τ , геопотенциал Φ , температура и удельная влажность q . Плотность удобно выразить через температуру и переменную ξ , воспользовавшись уравнением состояния.

Часто в качестве вертикальной координаты применяется так называемая σ -координата ($\sigma = p/p_s$, где p_s – давление у поверхности), позволяющая учесть рельеф местности. В горизонтальной плоскости используются координаты λ и φ сферической системы координат. Прогностическими переменными являются зональная (u) и меридиональная (v) составляющие скорости ветра, атмосферное давление у поверхности, температура и удельная влажность воздуха (q). Аналог вертикальной скорости ($\dot{\sigma}$) в σ -системе координат вычисляется из уравнения неразрывности, а геопотенциал Φ – из уравнения статики. На подстилающей поверхности ($\sigma = 1$) и на верхней границе атмосферы ($\sigma = 0$) $\dot{\sigma} = 0$. Используя эти условия, можно построить прогностическое уравнение для p_s . Структура модели включает «динамический» и «физический» блоки.

Решение дифференциальных уравнений возможно только численными методами. Чаще всего используются спектральный и конечно-разностный методы, при этом вычислительная схема должна обеспечивать выполнение законов сохранения массы, энергии, углового момента, водяного пара, энтропии. В конечно-разностном методе непрерывное пространство и время заменяются узлами сетки, а поля метеовеличин задаются в виде матриц. Производные вычисляются с помощью конечных разностей, в результате получаются конечно-разностные уравнения, представляющие собой замкнутую систему алгебраических уравнений.

В спектральных методах пространственная структура полей представляется в виде конечных рядов по системам базисных функций. После подстановки такого ряда в исходную систему уравнений получается система обыкновенных дифференциальных уравнений для зависящих от времени коэффициентов разложения. Для глобальных моделей в качестве базисных функций удобно выбрать сферические функции. Процедура интегрирования уравнений по времени представляет собой экстраполяцию

состояния атмосферы от начального момента времени t_0 на интервал времени $N\Delta t$. Особенностью численных методов решения уравнений гидротермодинамики является необходимость параметризации «подсеточных» процессов (конвекция, облакообразование, теплообмен на поверхности суши и т. д.). Особенности параметризаций фактически определяют специфику тех или иных моделей МОЦА.

Модель океана основывается на тех же уравнениях термодинамики, к которым добавляется уравнение для расчета солёности. Существенными являются различия в физических свойствах воды и воздуха (вода несжимаема в отличие от воздуха) и геометрии областей циркуляции. Атмосфера не имеет боковых границ, для океана же геометрия бассейна играет определяющую роль. Существует иерархия способов (по степени полноты и сложности) подключения модели океана к модели атмосферы. В наиболее простом варианте океан представляется морской поверхностью с заданной температурой и расположением морских льдов. Следующая ступень – это модель, в которой океан представлен слоем неподвижной однородной воды неизменной глубины (70–100 м), позволяющим реалистично воспроизводить сезонные вариации запасов тепла в деятельном слое. Этот «океан» не только поставляет в атмосферу водяной пар, но и обменивается с ней теплом. В более совершенных моделях однородного слоя учитывается возможность вертикальной диффузии тепла. В рассмотренных случаях формирование температуры океана происходило за счет вертикального обмена теплом с атмосферой. Для того чтобы учесть горизонтальную адвекцию тепла, необходимо использование полных гидродинамических моделей циркуляции океана. Трёхмерные МОЦО обычно строятся с учетом несжимаемости морской воды и гидростатики. Уравнения записываются в сферических координатах; в качестве вертикальной координаты используется z/H , (где $H = H(\varphi, \lambda)$ описывает топографию дна). Для численного решения используются конечно-разностные методы. Современные МОЦО, как блок климатических моделей, имеют пространственное разрешение близкое к разрешению МОЦА. По вертикали модель содержит около 10 уровней. Так как пространственное разрешение МОЦО недостаточно для явного моделирования меандров течений и вихрей в

открытом океане (~100 км) эти процессы требуют параметрического описания.

Модели атмосферы и океана могут быть объединены. В МОЦА/МОЦО состояние атмосферы определяется океаном за счет потоков тепла и влаги. Атмосфера, в свою очередь, контролирует динамику океана: во-первых, за счет напряжения трения ветра и, во-вторых, за счет «потока плавучести» (осадки минус испарение). Различие в инерционности атмосферы и океана создает трудности при прямом численном интегрировании системы МОЦА/МОЦО. Принципиальным ограничением современных МОЦА/МОЦО является недостаточная точность рассчитываемых локальных потоков тепла и пресной воды на границе раздела атмосферы и океана, что приводит к тренду модельного климата. Для борьбы с этим явлением используется «процедура коррекции потоков» тепла и пресной воды.

С помощью МОЦА/МОЦО решаются задачи прогноза климата первого и второго рода. Для прогноза первого рода уравнения модели интегрируются на длительный срок при достаточно реалистичном задании изменений внешних факторов. В задачах второго рода исследуется отклик модельного климата на изменения внешних параметров (инсоляции, содержания CO_2 , альбедо поверхности и др.), при этом уравнения интегрируются до наступления стационарного режима, зависящего от параметров модели. Фактически исследуется чувствительность климата к тем или иным изменениям параметров.

Практически обычно сравниваются между собой результаты двух численных экспериментов – «контрольного» и «возмущенного». В первом заданный набор факторов соответствует какому-то базовому состоянию (чаще всего, современному). Каждый эксперимент выполняется от условных начальных данных, например неподвижной атмосферы. В начале эксперимента происходит процесс согласования термодинамических полей и их приспособления к граничным условиям и параметрам. Затем решение принимает установившийся характер с небольшими флуктуациями около среднего уровня. Результаты контрольного и возмущенного экспериментов (средние, дисперсии, спектры колебаний) сравниваются между собой. С помощью статистических критериев оценивается значимость различий.

Криосфера в климатических моделях

При исследовании короткопериодных климатических эффектов (современные изменения, прогноз климата на ближайшее будущее, влияние вулканических извержений и т. д.) ледники Гренландии и Антарктиды представляются в МОЦА как горы, состоящие из льда, на поверхность которых выпадает снег, происходит его таяние (а также испарение и сублимация водяного пара), однако размеры и форма ледников, а также айсберговый сток остаются неизменными во времени, т. е. обратные связи с климатическим режимом не рассматриваются. На длительных масштабах времени обратные эффекты становятся существенными.

Проблема учета обратных связей решается различными способами. В энергобалансовых моделях типа Будыко – Селлера эффект динамики ледников учитывается путем смещения по территории изотермы, соответствующей границе оледенения. Следующим шагом является добавление в климатическую модель простейшего уравнения бюджета массы ледяного щита. В моделях промежуточной сложности учитывается пространственная структура – построены зонально-вертикально-осредненные модели ледниковых щитов с зависимостью их границы от широты, в которые заложена возможность растекания льда от зоны аккумуляции.

Еще более приближены к реальности модели с зависимостью свойств ледникового щита не только от широты, но и от долготы и от вертикальной координаты. Ледниковые щиты рассматриваются как пластичные тела, растекающиеся под действием собственной тяжести. Основу моделей составляют уравнения динамики сплошной среды, в которых не учитываются малые для данной задачи адвекция и кориолисово ускорение, и к которым добавляется реологический закон, связывающий деформации льда с возникающими в нем напряжениями. Полагают, что лед течет как вязкая жидкость, но не ньютоновская, а так называемая *псевдопластичная*, в которой при увеличении скоростей деформации вязкие напряжения возрастают замедляющимся образом, а вязкость убывает. Кроме того, вязкость убывает и при увеличении температуры. Уравнение, определяющее распространение температуры в толще льда, принимает вид уравнения теплопроводности с учетом притока тепла из-за вязкой диссипации кинетической энергии движения льда. К уравнениям присоединяются краевые условия, определяющие, в частности, бюджет массы

льда на поверхности ледника вследствие выпадения осадков, испарения, замерзания или таяния льда. Сопоставление результатов моделирования с современными данными по Антарктиде и Гренландии оказалось достаточно неплохим.

2.5. ВАЛИДАЦИЯ КЛИМАТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ

Валидация, т. е. оценка качества модельного климата, является необходимым этапом климатического моделирования [11].

Оценить качество моделирования – это значит сопоставить данные модельного климата с каким-либо эталоном. Наиболее надежным в этом отношении является состояние современного климата, известное по результатам непосредственных наблюдений на глобальной метеорологической сети станций. Процедура сравнения подразумевает прямое сопоставление модельных результатов и данных наблюдений. Сравняться могут значения в каждой ячейке сетки, могут сопоставляться и осредненные (по каким-то территориям и по всему земному шару) величины.

Использование иных эталонов, кроме современного климата, очень важно в задаче валидации, так как соответствие результатов моделирования современному состоянию не гарантирует, что такое же соответствие будет достигнуто при другом наборе внешних факторов. Поэтому важно проверить модели в различных граничных условиях и наборах внешних параметров.

Для процедуры сравнения необходимо привести палеоклиматическую информацию и данные моделирования к сравнимому виду. Это может быть сделано двумя путями. Во-первых, выходная информация модели может быть приведена в форму, удобную для прямого сравнения с палеоиндикаторами. Во-вторых, палеоданные могут быть переведены в различного рода климатические параметры на основе статистических связей, построенных по данным наблюдений.

В настоящее время реализуется несколько крупных проектов, посвященных проблеме валидации моделей. При этом процедура моделирования должна удовлетворять следующим условиям. Во-первых, моделирование производится при стандартных для всех моделей заданных параметрах. Во-вторых, расчеты по всем моделям архивируются стандартным образом (одинаков набор

полей, их структура, формат данных и т. д.). В-третьих, валидация выполняется по одинаковым для всех участников стандартам.

К проектам такого типа принадлежит PMIP (Paleoclimate Modelling Intercomparison Project) и AMIP (Atmospheric Model Intercomparison Project). Существуют проекты, направленные на тестирование отдельных блоков климатических моделей – океана, поверхности суши, морских льдов и т. д., а также проекты валидации совместных моделей.

Рассмотрим некоторые результаты второй фазы проекта AMIP (AMIP 2). Участвующие в этом проекте модели циркуляции атмосферы интегрировались на 17 лет (с 1978 по 1995 г). На внешней границе атмосферы задавался сезонный и суточный ход инсоляции; на нижней границе расчетной области на суше задавалось климатическое распределение температуры почвы и факт отсутствия потоков воды и водяного пара. Температура поверхности Мирового океана и распределение морских льдов регулярно задавались в течение периода времени AMIP 2 на основе реальных данных наблюдений. Это позволяет при моделировании общей циркуляции атмосферы объективно учесть сезонный ход и отличить один год от другого. Принятая методика позволяла явным образом учесть такие события, как Эль-Ниньо – Южное колебание. Другие эффекты (изменение концентрации CO_2 , CH_4 , O_3 , тропосферных и стратосферных аэрозолей, колебания солнечной постоянной в 11-летнем цикле) проявлялись косвенно, в той мере, в какой они отражаются в изменчивости температуры океана.

Сопоставление результатов моделирования показало примерно одинаковый уровень погрешностей для всех моделей. Это позволяет рассмотреть какую-то одну модель, считая, что она типично отражает уровень развития современных МОЦА. В таком качестве была использована модель Института вычислительной математики РАН. Это модель с разрешением $4 \times 5^\circ$ имеет 21 уровень по вертикали. Анализировались процессы на территории бывшего СССР – региона, включающего различные природно-климатические зоны, что позволяет оценить возможности модели в контрастных условиях. В качестве климатических данных по температуре и осадкам, использующихся для верификации модели, взяты результаты реанализа NCEP/NCAR ($2,5^\circ \times 2,5^\circ$).

Рассмотрим особенности пространственной структуры модельных полей. В июле модельная картина распределения температуры в главных чертах напоминает климатическое распределение, однако количественный анализ показывает, что воспроизведенные температуры занижены в Средней Азии и завышены на арктическом побережье ($\sim 2^\circ\text{C}$). В модельном термическом режиме января правильно расположен очаг холода в Сибири, модель воспроизвела сильное убывание температуры на Восточно-Европейской равнине и в Сибири в направлении с запада на восток. Недостатком модельного поля температуры является сильное завышение (на несколько градусов) зимних температур в Казахстане и Средней Азии.

В модельном распределении летних осадков хорошо проявились максимум осадков вблизи 60°с. ш. на Восточно-Европейской равнине, усиление дождей на Дальнем Востоке за счет летнего муссона. Однако количественно модельные осадки июля оказались занижены. Это характерно для всех моделей с низким пространственным разрешением – такие модели плохо воспроизводят процессы осадкообразования в теплый период года.

Зимой правильно воссоздан минимум осадков в Восточной Сибири и максимум осадков на Камчатке и Чукотке, однако не воспроизведен максимум осадков, связанный со среднесибирскими горами. Практически не нашел отражения максимум в распределении осадков на наветренных склонах Урала и минимум на его подветренных склонах. Наибольшие погрешности свойственны осадкам в Казахстане и Средней Азии. Месячные суммы получились очень сильно завышенными.

Слишком зональный характер имело пространственное распределение модельного снежного покрова. Сами величины водного эквивалента снега оказались в целом занижены, особенно на территории Казахстана и Средней Азии, а также в южной и юго-западных частях Восточно-Европейской равнины. Факт слишком малых количеств снега в Казахстане и Средней Азии интересен в свете того обстоятельства, что модельные зимние осадки здесь существенно превышают климатические. Это связано с тем, что в условиях неверно воссозданных температур (слишком высоких) осадки выпадают преимущественно в жидком виде, не пополняя запасы снега.

Наряду с анализом средних значений, оценивалось и качество воспроизведения характеристик изменчивости. Для этой цели изучена пространственная структура средних квадратичных отклонений (СКО) модельных и наблюдаемых полей. Так, модельные СКО температуры оказались несколько ниже наблюдавшихся, СКО летних осадков получились в модели существенно меньше. СКО модельных осадков января получилась сходной с реальной на Восточно-Европейской равнине, на Урале и в Сибири, однако в Казахстане и Средней Азии СКО слишком велико. СКО модельного снежного покрова имеет более зональное распределение по сравнению с наблюдениями. В то же время уровень СКО близок к наблюдаемому, если исключить из рассмотрения южные регионы.

Модельные показатели сильнее отличаются в горных районах, чем на равнинной местности. В сезонном ходе наибольшие расхождения получаются зимой и летом в средних и низких широтах, режим переходных сезонов воссоздается гораздо лучше, особенно в северной части региона. Это можно объяснить условиями проведения численных экспериментов. Так, в начале осени, когда северная и северо-восточная часть Северного Ледовитого океана покрываются льдом, этот источник холода, заданный как граничное условие, подчиняет своему влиянию процессы на прилегающей территории суши, обеспечивая ее похолодание и формирование снежного покрова. Аналогична ситуация весной. Зимой и летом модельный режим зависит от функционирования самой модели, и здесь приходится констатировать большие погрешности.

Анализ зависимости абсолютной погрешности температуры и осадков «модель минус климат» от площади осреднения показал следующее. Разброс точек максимален при поточечном сравнении без осреднения. Диапазон разброса (в целом за все центральные месяцы сезонов и для всех равнинных территорий) составляет от -7 до $+9$ °С для температуры и от -90 до 40 мм для месячных сумм осадков. С ростом площади осреднения он убывает и стабилизируется при площади осреднения $1-2,5$ млн км². Подобным образом ведет и СКО среднемесячных значений температуры и месячных сумм осадков. Таким образом, если считать, что несоответствие модельных и климатических данных складывается из некоторой «фоновой» и «хаотической» компо-

нент, то последняя ликвидируется при осреднении модельных величин по площади порядка 1 млн км².

Сопоставление с другими моделями показывает, что различные модели воспроизводят отклик на одни и те же заданные граничные условия по-разному. Частично преодолеть трудности интерпретации результатов позволяет предположение, что модели образуют статистический ансамбль и данные разных моделей можно усреднить, считая, что среднее по ансамблю модельных полей будет более надежно характеризовать ситуацию, чем данные отдельной модели.

Сравнение средних по ансамблю моделей значений с данными наблюдений показало, что некоторые стандартные отклонения метеоэлементов от наблюдаемых значений малы (давление, зональная скорость, поток уходящей длинноволновой радиации). Другие же величины отличаются от климатических средних очень сильно (тепловой баланс поверхности и количество облаков). В целом можно отметить, что современные модели атмосферы, океана, поверхности суши и морского льда демонстрируют лучшие результаты в том случае, когда они функционируют отдельно от других блоков, чем в случае, когда они объединены в совместно функционирующую модель. Главная причина этого в том, что при моделировании отдельного элемента параметры, характеризующие другие ее элементы, задаются на протяжении эксперимента на основе данных наблюдений, т. е. правильно. Другая причина в том, что объединенные модели МОЦА/МОЦО имеют несколько худшее пространственное разрешение, чем модели отдельных блоков.

В настоящее время активно обсуждаются сценарии климатических изменений в Арктике в XXI в., которые были получены с помощью современных климатических моделей при внешнем воздействии, характеризуемом одним из сценариев эмиссий парниковых газов и сульфатного аэрозоля [20]. Интересные результаты получены двумя российскими моделями – моделью МОЦА/МОЦО Института вычислительной математики РАН [21] и климатической моделью промежуточной сложности (EMIP) института физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН [22].

Несмотря на полезность многих результатов моделирования, следует еще раз отметить, что современные климатические моде-

ли не лишены недостатков, поэтому их нельзя считать неоспоримым аргументом в пользу того или иного сценария развития климата [23]. Как мы уже отмечали, климатические модели удовлетворительно воспроизводят поля многолетних средних величин, сезонный ход и тенденции их изменений, однако межгодовая изменчивость (после исключения тренда) моделями практически не воспроизводится. Большие расхождения возникают и при попытках прогноза региональных изменений, что ограничивает возможность использования моделей для принятия решений [24]. Ни одной из моделей не было предсказано замедление роста глобальной температуры после максимума 1998 г., которое продолжается уже более 10 лет. Возможно, при моделировании недостаточно полно учитываются такие важные процессы, как изменение глубинных и поверхностных океанических течений вследствие опреснения поверхностных вод из-за увеличения количества атмосферных осадков и таяния льдов, которые могут привести к смещению субтропических антициклонических течений к югу.

ВОПРОСЫ К ГЛАВЕ 2

1. Какими принципами пользуются при конструировании внутренней климатической системы в задачах моделирования климатических изменений?
2. Какие законы и конструкции положены в основу климатических моделей?
3. Какие климатические модели называются моделями Будыко – Селлерса?
4. Что такое размерность климатической модели?
5. Какие модели называются моделями общей циркуляции атмосферы? Какие трудности возникают при объединении моделей общей циркуляции атмосферы и океана?
6. Какие цели преследовала климатическая модель Гройсмана – Винникова?
7. Для каких целей разрабатывались стохастические модели климата?
8. Дайте общую оценку успешности валидации современных климатических моделей.

ЗАДАНИЯ К ГЛАВЕ 2

1. Оцените устойчивость модели М. И. Будыко.
2. Оцените чувствительность модели Гройсмана – Винникова к двукратным изменениям концентрации углекислого газа и аэрозольной прозрачности атмосферы.
3. Напишите реферат на тему «Современные климатические модели».

3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА В ПРОШЛОМ И В СОВРЕМЕННЫЙ ПЕРИОД

Вариации климатических характеристик по длительности можно разделить на четыре группы: короткие (от года до десятков лет), внутривековые и межвековые (от десятков и сотен лет до нескольких тысяч лет), долгопериодные (от десятков до сотен тысяч лет) и геологические (сотни тысяч и миллионы лет) [3].

К вариациям первой группы относятся квазидвухлетние колебания метеорологических величин, имеющие глобальный характер, но наиболее отчетливо выраженные в экваториальной стратосфере, явление ЭНЮК (Эль-Ниньо – Южное колебание), 3,5-летние колебания северной ветви Гольфстрима, непериодические вариации, которые часто имеют вид трендов разной продолжительности и др.

Типичным примером внутривековых колебаний являются изменения глобальной температуры XX столетия. Примером долговременных колебаний с периодами порядка десятков тысяч лет являются ледниковые и межледниковые эпохи плейстоцена, связанные с изменением параметров земной орбиты и наклона земной оси. Геологические эпохи длительностью порядка миллионов, десятков и сотен миллионов лет обусловлены орогенными и тектоническими процессами, дрейфом континентов, изменением газового состава атмосферы.

В программе CLIVAR, являющейся основным компонентом Всемирной программы исследований климата, в качестве одного из основных объектов исследований названа климатическая изменчивость, соответствующая трем интервалам времени [2]:

- от сезона до года;
- от года до десятилетия;
- от десятилетия до столетия.

Рассмотрим некоторые наиболее яркие свидетельства климатических изменений на этих интервалах времени, обращая особое внимание на короткие и внутривековые вариации, представляющие наибольший интерес с практической точки зрения. Одним из примеров подобных вариаций является потепление климата в XX в.

3.1. КЛИМАТИЧЕСКАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ (ОТ ТРЕХ НЕДЕЛЬ ДО ДЕСЯТКОВ ЛЕТ)

Внимание климатологов как явление крупного масштаба потепление привлекло лишь в 20–30-х гг. XX столетия, когда появились признаки интенсивного роста температуры в Арктике. Ледяная шапка Арктики стала интенсивно уменьшаться и сократилась по сравнению с XIX в. на 10 %. О потеплении на планете заговорили, как о свершившемся факте. В сороковые годы XX в. наметились тенденции к похолоданию, отступление ледников замедлилось или вообще остановилось, появились свидетельства увеличения толщи льда. Граница льдов в Арктике стала сдвигаться на юг. Ученые заговорили о том, что потепление 20–30-х гг. было всего лишь природной аномалией.

Затем снова началось потепление (наиболее интенсивное примерно с 1976 г. [25]), однако происходило оно далеко не одинаково в различных районах Земли. Наиболее выражено потепление оказалось во внутриконтинентальных районах Евразийского (Сибирское плато) и Североамериканского континентов (северо-западная часть Северной Америки и море Бофорта), менее заметно в тропической зоне [26]. Особенно заметными оказались изменения в Арктике, где в 1980-е гг. произошел возврат к теплой фазе [27]. Рост температуры произошел также в районе Антарктического полуострова и моря Беллинсгаузена. В то же время некоторые области земного шара, в частности, некоторые районы Северной Атлантики и северо-восточной части Тихого океана, районы океанов Южного полушария и части Антарктики не стали теплее [28; 29]. Не были обнаружены значимые тренды в протяженности антарктических морских льдов, интенсивности и частоте тропических и внетропических циклонов, хотя наблюдались значительные декадные флуктуации.

Оценки косвенных данных и данных прямых наблюдений показали, что в XX столетии глобальная ТВП увеличилась на $0,6 \pm 0,2$ °С, величина потепления оказалась больше, чем в любое столетие прошедшего тысячелетия, 1990-е гг. были самым теплым десятилетием, а 2007 и 1998 гг. – самыми теплыми годами за последнее столетие. Это хорошо видно на рис. 3.1 и 3.2, на которых приведены графики изменений средних месячных температур в январе и июле. Крупномасштабное потепление во внетропических районах Северного и Южного полушарий наблюдалось в период с января 1998 г. по январь 2000 г. Эти аномалии были весьма значительны по амплитуде на всех широтах от 30 до 50°.

В связи с тем, что рост температуры был зафиксирован в большинстве районов земного шара, это явление получило название «Глобального потепления». Осознание серьёзности этого явления и его потенциальной опасности привело к учреждению Всемирной климатической программы, организации Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК) и принятию Рамочной конвенции по изменению климата в ООН.

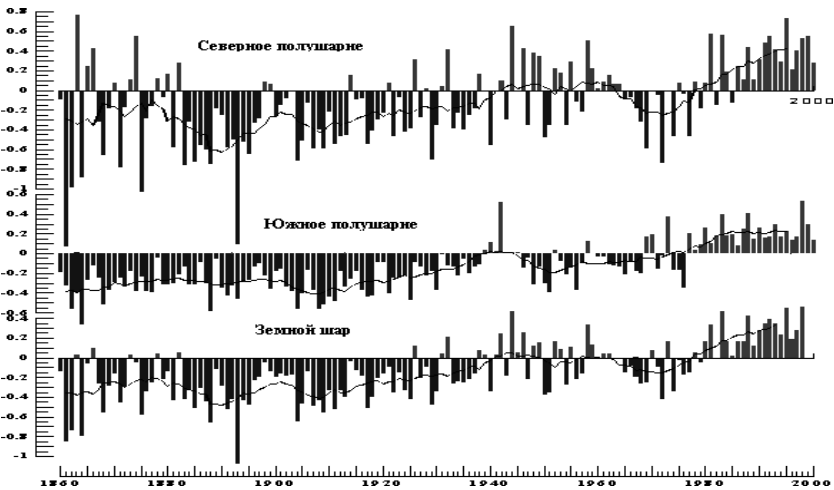


Рис. 3.1. Временные ряды аномалий средней температуры января. Аномалии рассчитывались как отклонения от средней температуры за 1961–1990 гг. [25]

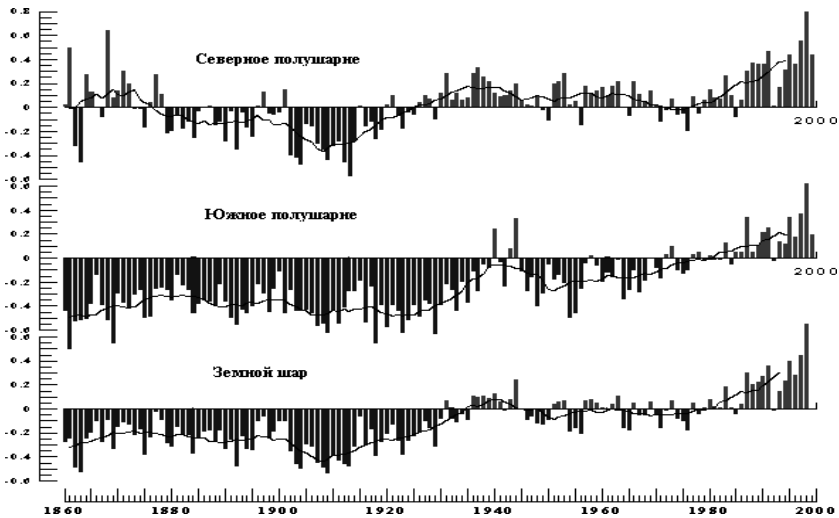


Рис. 3.2. Временные ряды аномалий средней температуры июля [25]

Тренд потепления и колебания климата в Южном полушарии были похожи на изменения в Северном полушарии, но имели меньшие амплитуды. Это хорошо видно на рис. 3.3, на котором приведены графики температур в различных регионах и их вейвлет-преобразования. Вейвлетный анализ представляет собой обобщение гармонического разложения (преобразования Фурье временных рядов). В вейвлетном анализе ряды разбиваются на интервалы, в каждом из которых временные последовательности представляются в виде линейных комбинаций базисных функций, часто имеющих вид усеченных гармоник, получаемых из исходной функции всевозможными изменениями ее масштабов по осям абсцисс и ординат и сдвигами начала отсчета по оси времени.

Амплитуды базисных функций меняются со временем, в результате исходный одномерный временной ряд преобразуется в двумерное поле величин вейвлетного преобразования [3]. Зависимость спектра вейвлетного преобразования от времени характеризует нестационарность рассматриваемого процесса. Результаты вейвлетного анализа можно изобразить графически в виде карты изолиний амплитуд базисных функций, имеющих различный временной масштаб, в координатах частота–время.

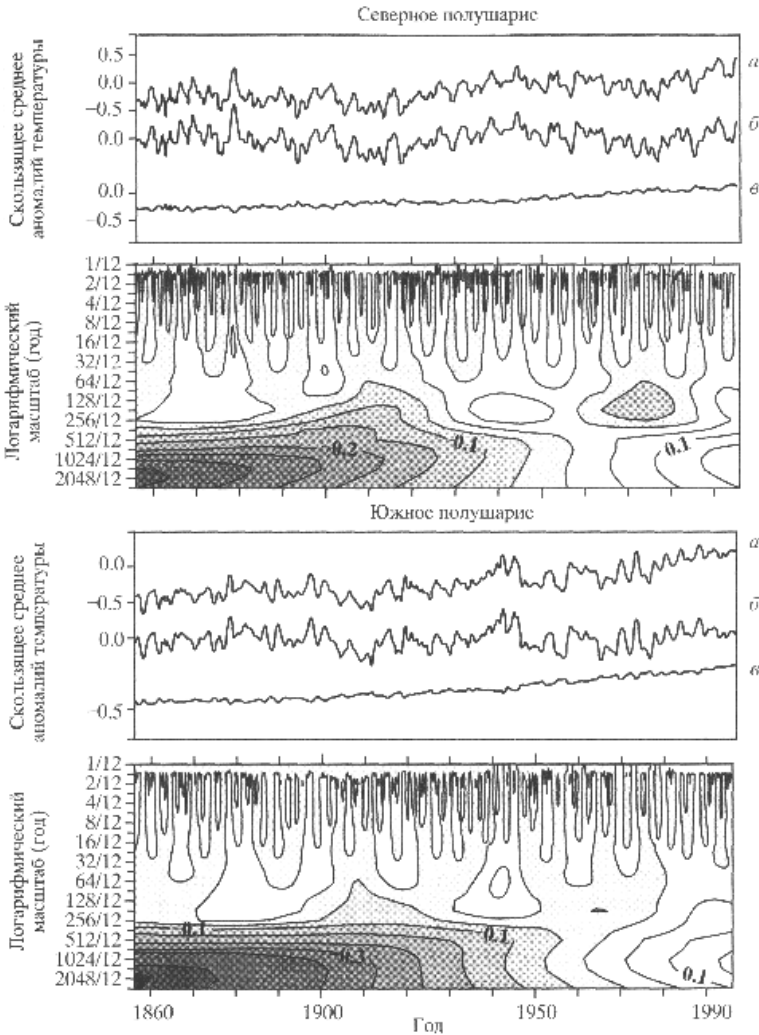


Рис. 3.3. Графики средних месячных температур Северного и Южного полушарий за 1856–1995 гг. после 12-месячного скользящего осреднения и их вейвлет преобразования: а – исходные ряды, б – осцилляторные компоненты рядов, полученные путем обратного вейвлет-преобразования в диапазоне масштабов менее 256/12 года, в – долговременные тренды, полученные путем вычитания осцилляторных компонент из исходных рядов [3]

На рис. 3.3 видно, что вариации средних температур Северного и Южного полушарий содержат высокочастотные (межгодовые) колебания и наложенные на них долговременные изменения [3], которые вначале были относительно слабыми, затем усилились в первой половине XX в. и снова стали уменьшаться во второй половине.

Общепринятой является оценка потепления Северного и Южного полушарий $0,6 \pm 0,2$ °C за последние 100 лет. Эта оценка была получена многими климатологами, использовавшими различные варианты аппроксимации рядов средних температур полиномами [30–36]. Такая аппроксимация считается статистически надежной при дополнительном условии, что невязки по своим свойствам приближаются к белому шуму. При аппроксимации полушарных рядов этого добиться не удастся. Поэтому до настоящего времени среди климатологов продолжается дискуссия, насколько значим полученный методом наименьших квадратов тренд современного потепления [3].

Замедление потепления в начале и в конце обоих полушарных рядов можно объяснить тем, что оценка по методу наименьших квадратов очень чувствительна к данным в начале и конце аппроксимируемого ряда. Но и при оценке тренда потепления с помощью вейвлетного преобразования проблема краевых искажений также не снимается [37; 38]. Поэтому тренды температуры воздуха и атмосферных осадков, вычисленные за последние 30 лет, могут в ближайшее время измениться. Примечательной в этом плане является аппроксимация временного ряда средней температуры воздуха в России. В зависимости от длины периода аппроксимации тренды указывают либо на «тридцатилетнюю тенденцию к потеплению», либо на «слабую тенденцию к похолоданию за последние пятнадцать лет» [39].

Положительный тренд средней годовой температуры в основном обусловлен трендом температуры в холодное полугодие, летняя температура менялась незначительно [40]. Частично это можно объяснить увеличением количества облачности в последние десятилетия. В холодное полугодие увеличение количества облаков способствует повышению температуры (парниковый эффект), а в теплое полугодие ее снижению (альбедный эффект)

[41]. В последние 15 лет в холодное полугодие флуктуации количества облаков в интервале $\pm 0,4$ балла сопровождалась флуктуациями температуры того же знака с амплитудой примерно ± 2 °С. В теплое полугодие флуктуации количества облачности в интервале $\pm 0,2$ балла сопровождалась флуктуациями температуры противоположного знака в диапазоне ± 1 °С. Вклад межгодовых изменений облачности в общую дисперсию температуры воздуха холодного полугодия составил около 50 %, а в дисперсию температуры теплого полугодия – около 25 % [42].

По данным МГЭИК потепление над континентами в средних широтах Северного полушария характеризовалось в основном повышениями минимальных температур в ночное время. В период с 1950 по 1993 г. ночные минимальные значения температуры воздуха над сушей росли примерно на 0,2 °С за десятилетие. Это примерно вдвое больше, чем рост дневных максимальных температур (0,1 °С на десятилетие). Рост температур привел к удлинению безморозного периода во многих районах в средних и высоких широтах. Так как ночная температура повышалась быстрее дневной, амплитуда суточного колебания температур уменьшилась [43].

Наиболее высокими были темпы роста температуры над подстилающей поверхностью. В тропосфере наибольший прирост температуры наблюдался на уровне 850 гПа (более 1 °С за столетие) [2]. Вблизи тропопаузы температуры не менялась, а в стратосфере понижалась. При этом понижение температуры в стратосфере было более интенсивным, чем повышение в тропосфере. Это хорошо видно на рис. 3.4, на котором приведены графики изменений температур на различных изобарических поверхностях. Значительное охлаждение в стратосфере отмечается на изобарических поверхностях 50–30 гПа, где содержание озона максимально [44].

Максимальное потепление в южной полярной области (54–90° ю. ш.) в 1959–2003 гг. было отмечено в слое 500–400 гПа. Выше изобарической поверхности 300 гПа температура понижалась, однако статистически значимое на 1%-ном уровне уменьшение средней годовой температуры имело место только в слое 100–70 гПа [45].

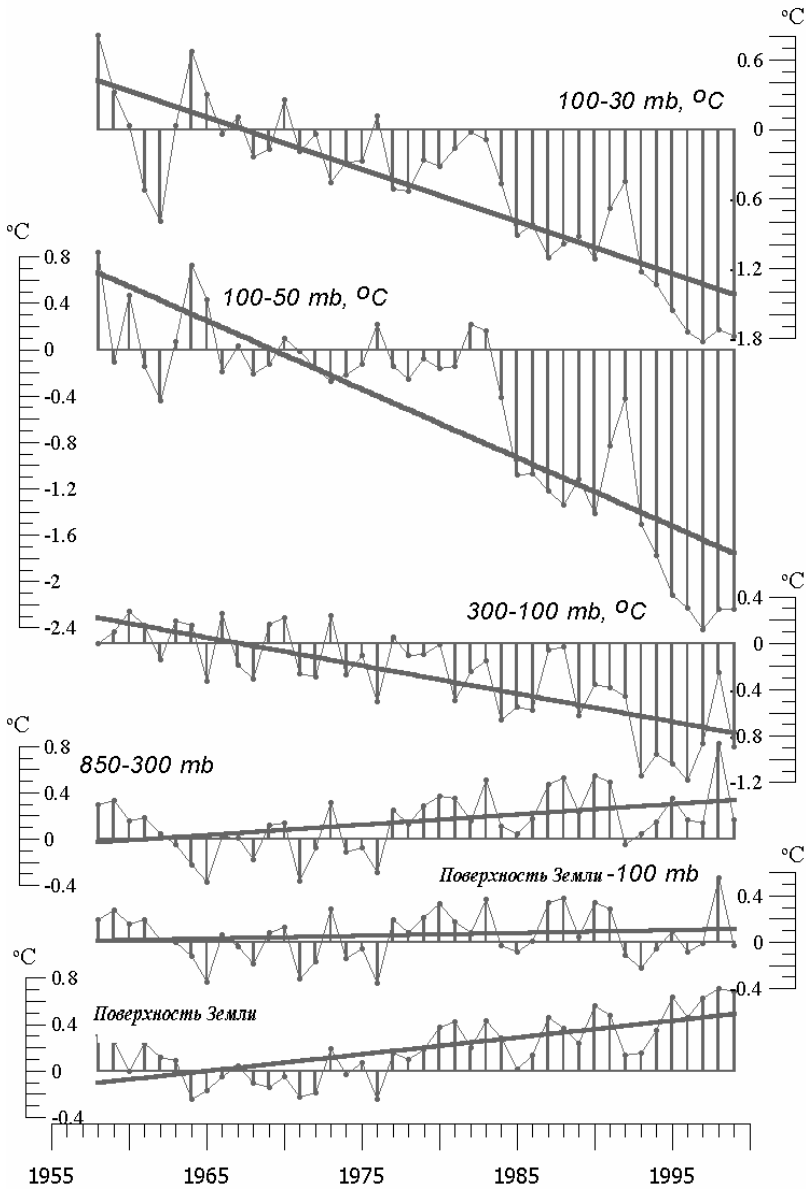


Рис. 3.4. Изменения температуры воздуха на разных уровнях в атмосфере

Вариации сопутствующих климатических характеристик

Заметно меняется состояние криосферы. Спутниковые данные показали, что начиная с конца 60-х гг., площадь снежного покрова уменьшилась примерно на 10 %, максимальная площадь распространения сезонно-мерзлых грунтов сократилась на 7 %. На 2 недели за столетие снизилась продолжительность существования ледяного покрова на реках и озерах в средних и высоких широтах Северного полушария. Повсеместно в XX в. происходило отступление горных ледников в неполярных районах.

С 1950-х гг. в Северном полушарии площадь морского льда в весенний и летний периоды сократилась почти на 10–15 %. По данным спутниковых наблюдений с 1978 г. средняя годовая площадь морского льда в Арктике уменьшалась примерно на 2,7 % за десятилетие, площадь льдов в летний сезон сократилась на 7,4 %. Толщина морского льда уменьшилась на 40 % в интервалы времени с конца лета и до начала осени, в зимний период толщина льда уменьшалась значительно медленнее. При сокращении криосферы уменьшается среднее альbedo Земли, что способствует дальнейшему потеплению [46]. В течение XX в. средний уровень моря поднялся на 0,1–0,2 м вследствие теплового расширения морской воды, а также таяния материковых льдов. С конца 50-х гг., когда появились надежные наблюдения за температурой нижних слоев океана, теплосодержание океана возросло.

Атмосферные осадки в XX столетии росли на 0,5–1 % за десятилетие в большинстве районов высоких и средних широт Северного полушария, при этом во второй половине века возросла повторяемость сильных осадков. Примерно на 0,2–0,3 % за десятилетие осадки увеличивались и над тропическими зонами континентов (от 10° с. ш. до 10° ю. ш.). Над субтропиками Северного полушария между 10–30° с. ш. в течение XX в. осадки убывали примерно на 3 % за десятилетие. В противоположность Северному полушарию, в большинстве широтных зон Южного полушария систематических изменений осадков не было обнаружено. Нет достаточных данных, чтобы установить тренды в осадках над океанами.

С 1900 по 1995 г. на континентах не обнаружено монотонных трендов в повторяемости сильных засух или периодов переувлажнения, хотя их повторяемость существенно меняется на масштабах десятилетий. В некоторых районах Азии и Африки

повторяемость и интенсивность засух увеличивалась в период 1990–2000 гг. Во второй половине XX в. уменьшилась повторяемость экстремально низких температур и несколько увеличилась повторяемость экстремально высоких температур. Начиная с 50-х гг. теплые эпизоды Эль-Ниньо – Южного колебания, являющиеся причиной суровых засух и периодов переувлажнения в странах вокруг тропической зоны Тихого океана, стали более частыми, более устойчивыми и более интенсивными по сравнению с предшествующими 100 годами.

Кроме данных непосредственных измерений для исследований климатических вариаций предложен ряд индексов [47; 48]. На рис. 3.5 показаны графики изменений некоторых из часто употребляемых индексов.

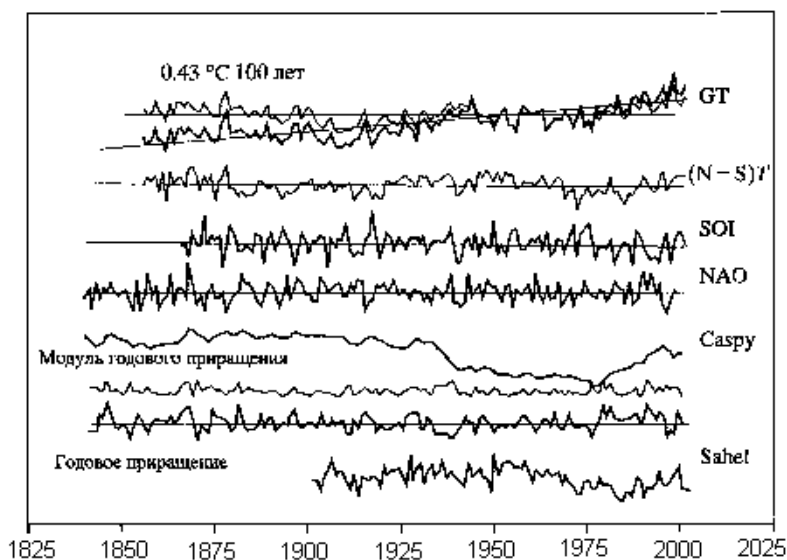


Рис. 3.5. Ряды средней глобальной температуры воздуха (GT), разности средних температур воздуха Северного и Южного полушарий $((N-S)T)$, индексов Южного (SOI) и Северо-Атлантического (NAO) колебаний, уровня Каспийского моря (Casp), а также сумм осадков в районе Сахеля в Африке (Sahel) [47; 48]

Эти данные демонстрируют достаточно широкий спектр вариаций индексов, в которых можно увидеть и трендовые изменения и вариации различной продолжительности. Существуют, однако, и альтернативные точки зрения на характер вариаций климатических характеристик. Вопреки утверждениям, сделанным в работах [49; 50] и многих других публикациях, что стационарность климата нарушилась, гипотеза о наличии трендов в рассматриваемых рядах ((N-S)T), (SOI) и (NAO) отвергается по t-критерию Стьюдента на очень высоких (0,95 и выше) уровнях [3; 51–53]. Выводы об отсутствии значимых трендов и особо значительных, не наблюдавшихся в прошлом, экстремумов в вариациях климатических индексов, включая Северо-Атлантическое и Северо-Тихоокеанское колебания, подтверждают работы [54; 55].

Здесь же отметим одну из важнейших проблем современной климатологии – проблему неоднородности рядов инструментальных наблюдений приземной температуры [56–59]. Основной причиной все чаще возникающих в последние десятилетия неоднородностей рядов метеорологических наблюдений является ускоряющаяся урбанизация обширных территорий Европы и Азии, а также проблемы, связанные с переносом метеорологических станций (например, в середине XX в. была перенесена станция Киренск в северном Прибайкалье).

3.1.1. Изменения климата в России

Потепление регистрируется практически во всех регионах России. За столетие рост температуры в России в целом составил около 1 °С, при этом температура росла зимой и весной, но почти не менялась осенью. Средний по России тренд зимой составил 1,7 °С/100 лет, а летом – 0,6 °С/100 лет. В последние несколько десятилетий тренды выросли [60]. По данным [46] после 1970 г. тренд потепления в России составил около 4 °С/100 лет. В работе [61] отмечается, что в течение примерно 30 лет после 1970 г. на территории России температура воздуха в среднем повышалась, затем наметилась слабая тенденция к стабилизации.

Изменения средней по России температуры воздуха неплохо согласовались с изменениями глобальной температуры, но имелись и различия. В частности, все экстремумы глобальной темпе-

ратуры были выражены более четко, чем экстремумы в изменении средней температуры по России. Размах вариаций средней годовой температуры на территории России достигал 3–4 °С, тогда как в среднем для земного шара амплитуда вариаций была чуть больше 1 °С [62].

Значительными были региональные различия в темпах потепления [46; 60]. Потепление было более интенсивно к востоку от Урала, а, например, в западных регионах в последние 30 лет произошло даже некоторое похолодание. Исследование климатического режима Сибири проводилось как по данным непосредственных наблюдений на станциях, так и на основе архивной базы Реанализов [63]. М. В. Кабанов, В. Н. Лыкосов [64] по данным Реанализа исследовали тренды потепления в разных городах Сибири. Масштабы пространственной неоднородности наблюдаемого потепления в Сибири были определены по результатам анализа линейных трендов средней годовой приземной температуры. Расчеты показали высокие темпы потепления на всей территории Сибири во второй половине столетия (более 0,2 °С/10 лет), а в отдельных районах Восточной Сибири величины линейного тренда достигали 0,5 °С/10 лет, в основном, за счет повышения зимних температур.

3.1.2. Колебания климатических характеристик

Колебания климатических характеристик имеют различный пространственный и временной масштаб. Можно выделить регулярные циклы (от суточного до годового) и квазициклические процессы типа циклов Миланковича, квазидвухлетних колебаний, ЭНЮК (Эль-Ниньо/Южное колебание), Североатлантического и Арктического колебаний [65; 66]. Колебания климатических характеристик на межгодовых и декадных интервалах времени играют важную роль в формировании сезонных климатических аномалий в умеренных широтах, крупномасштабных изменений свойств западного переноса и процессов блокирования [67].

Результаты вейвлетного анализа показали, что климатические ряды в некоторых полосах частот на достаточно длинных интервалах времени хотя бы приблизительно стационарны. При переходе к другому интервалу времени спектры меняются. Часто

эти переходы напоминают биения. Такие циклы обычно обладают некоторой повторяемостью, а их последовательности несут информацию, полезную для исследования климата. Поскольку состояние климатической системы зависит от внешних воздействий, появление циклов целесообразно рассматривать прежде всего как вынужденную реакцию климатической системы на внешние воздействия или как резонансную раскачку на собственных частотах.

Наиболее ярким примером вынужденных колебаний является годовой цикл. Кроме регулярных изменений термического режима, с годовой периодичностью меняется циркуляция атмосферы, происходит перераспределение масс воздуха над океанами и континентами. Над континентами образуются и разрушаются сезонные центры действия атмосферы (ЦДА) – зимние субполярные антициклоны (в Северном полушарии это Сибирский и Канадский антициклоны) и летние субтропические области пониженного атмосферного давления (Южно-Азиатская и Калифорнийская депрессии). Над океанами образуются перманентные ЦДА – субтропические антициклоны (Азорский и Гавайский), которые усиливаются от зимы к лету, субполярные депрессии (Исландская и Алеутская), которые к лету, наоборот, ослабевают [3]. Согласно гипотезе А. М. Обухова, в состоянии параметрического резонанса с годовыми колебаниями находятся квазидвухлетние циклы.

3.1.2.1. Квазидвухлетняя цикличность

Квазидвухлетняя цикличность (КДЦ) или квазидвухлетние колебания (КДК) наиболее значимая из высокочастотных квазирегулярных компонент межгодовых колебаний атмосферы и климата Земли. КДК могут отражать как глобальные климатические изменения, так и локальные структурные особенности климатической системы Земли, поскольку они проявляются в различных атмосферных и климатических параметрах: в скорости зонального ветра, в распределении озона, температуры и давления воздуха, облачности и др.

Наиболее ярко КДК проявляется в вариациях зонального ветра в экваториальной стратосфере. Это так называемое классическое или чистое КДК, которое представляет собой чередование

западного и восточного ветров, медленно распространяющихся вниз со скоростью порядка 1 км/месяц и с периодом около 28 месяцев в диапазоне высот ~100 – 1 гПа (16–50 км) с максимумами амплитуды зональной скорости ~ 30 м/с на высотах ~ 20–10 гПа [68].

История исследования «классического» экваториального КДК началась на рубеже XIX–XX вв., когда были обнаружены две системы ветров – ветры Кракатау и Берсона. 27 августа 1883 г. произошло одно из самых мощных извержений на Земле – извержение вулкана Кракатау (6° с. ш., 105° в. д.). Огромное количество вулканического вещества было выброшено в атмосферу и, попав в экваториальную стратосферу, в течение двух недель обогнуло с востока на запад весь земной шар. В результате метеорологи получили первое представление о ветрах в нижней стратосфере, дующих с востока на запад, – эти ветры получили название восточных ветров Кракатау (K Krakatau easterlies). Ветры западного направления на высотах около 15 км (120 гПа, вблизи тропопаузы) обнаружил А. Берсон (A. Berson), запуская в 1908 г. метеозонды над озером Виктория в тропической Африке. Эти ветры получили название западных ветров Берсона (Berson westerlies). Достаточно полные обзоры открытия КДК представлены в работах [69–71].

В первой половине XX в. наблюдения проводились с помощью метеозондов. Полученных таким образом данных не хватало для того, чтобы обнаружить наложение друг на друга ветров восточного (Кракатау) и западного (Берсона) направлений в тропической стратосфере. В 50-х гг. прошлого столетия в результате анализа данных радиозондирования верхней атмосферы после ядерных испытаний на Маршалловых о-вах были обнаружены изменения направления ветра в стратосфере: из месяца в месяц и из года в год ветры Кракатау сменялись ветрами Берсона и наоборот. Через несколько лет была выявлена периодичность обнаруженных колебаний: с помощью данных наблюдений на расположенном вблизи экватора о-ве Рождества (2° ю. ш.). П. Грейстоун (P. Graystone) построил график двухлетней смены направления скорости ветра по высоте, продемонстрировав постепенную смену ветров восточных и западных направлений, развивающуюся сверху вниз.

Открытие квазидвухлетних колебаний, как глобального явления, было сделано только в начале шестидесятых годов XX в.

Это крупное открытие в физике атмосферы принадлежит Р. Риду (R. J. Reed, США) и Р. Эбдону (R. A. Ebdon, Англия), которые изучали явление независимо друг от друга.

В январе 1960 г. Р. Рид представил работу «Стратосферная циркуляция» на 40-м юбилейном собрании Американского метеорологического общества в Бостоне [72]. В работе были использованы данные радиозонда (аэростата), полученные на о-ве Гуанчжоу в Китае. Оказалось, что в экваториальной стратосфере направление ветра периодически меняется с восточного на западное и наоборот. Эти ветровые потоки зарождаются на высоте свыше 30 км (13 гПа) и движутся вниз, проходя через стратосферу со скоростью 1 км/мес. При этом смена направления ветра происходит через 13–14 месяцев одновременно по всему экватору, так что полный цикл колебания занимает 26–28 мес.

В это же время Р. Эбдон на основе тех же данных наблюдений за период 1954–1959 гг. показал наличие двухлетнего периода колебаний скорости зонального ветра [73]. Изучение данных, полученных на о-ве Гуанчжоу за период с января 1954 г. по январь 1960 г. на высоте ~20 км (60 гПа), показало, что период колебаний ветра составляет 25–27 мес., а не точно 2 года [74]. Дополнительное использование в этой работе данных наблюдений на других экваториальных станциях позволило сделать вывод о том, что колебания ветра происходят одновременно по всему экваториальному поясу и что опускание однонаправленных фаз скорости экваториального ветра с уровня ~10 до ~60 гПа (с высоты ~32 до ~20 км) занимает около года. Кроме того, анализ изменений температуры воздуха в стратосфере показал, что полный цикл колебаний температуры стратосферного воздуха также составляет ~26 мес. Термин QBO – Quasi-Biennial-Oscillation (или КДК) ввели Д. К. Ангелл и Д. Коршовер [75], которые изучали колебания скорости зонального ветра на основе анализа данных долгопериодных наблюдений.

Исследования квазидвухлетней цикличности в умеренных и высоких широтах также имеют давнюю историю. Еще А. И. Воейковым [76] было отмечено чередование теплых и холодных зим. Квазидвухлетнее колебание обнаружено в содержании озона и других примесей, а также в различных метеорологических параметрах [77–80]. По амплитуде внутритропическое КДК вполне со-

поставимо с «классическим» КДК экваториального ветра, однако менее заметно из-за значительного годового хода метеорологических характеристик в умеренных широтах [81].

Механизм возбуждения классического КДК впервые был предложен Холтоном – Линдзеном [82]. Согласно этому механизму КДК возбуждается в результате взаимодействия среднего потока и крупномасштабных экваториальных волн – смешанных Россби-гравитационных волн и волн Кельвина, распространяющихся в стратосферу из тропосферы. Однако впоследствии было установлено, что энергии этих волн явно недостаточно и необходимо рассматривать весь спектр экваториальных волн вплоть до самых коротких гравитационных [83]. Таким образом, в настоящее время считается общепринятым, что в основе КДК зональной скорости в экваториальной стратосфере лежит нелинейное взаимодействие зонального потока и вертикально распространяющихся экваториальных волн различных масштабов. Основной механизм взаимодействия планетарных волн со средним потоком был осознан уже в самых первых работах – в его основе лежит взаимодействие волн и среднего потока на критических уровнях, где фазовая скорость волны равна скорости основного потока. Необходимым условием адекватного воспроизведения КДК в моделях циркуляции атмосферы является высокое пространственное (вертикальное) разрешение, поскольку критические уровни представляют собой очень узкие зоны. До сих пор до конца не изучен механизм взаимодействия коротких гравитационных волн со средним потоком и его относительная роль в формировании КДК. Предполагается, что тип взаимодействия коротких и длинных экваториальных волн со средним потоком может быть разным, поэтому при моделировании КДК отдельно рассматриваются два механизма формирования КДК: взаимодействие длинных волн с зональным потоком и обрушение коротких гравитационных волн. Такое разделение имеет особое значение для построения моделей ОЦА, поскольку генерация крупномасштабных волн является внутренним процессом, а гравитационные волны имеют подсеточный масштаб и для их учета используются параметризации [84].

Для объяснения происхождения внутритропического КДК предложено несколько механизмов. В работах [85–87] рассматривается механизм возбуждения квазидвухлетней цикличности темпе-

ратуры атмосферы в различных широтных зонах вследствие термодинамического параметрического резонанса, обусловленного радиационным и динамическим обменом между тропосферой и стратосферой. Согласно результатам численных экспериментов с климатической моделью ИФА РАН [87] квазидвухлетняя цикличность в температуре лучше выражена над континентами, чем над океанами, где годовой ход гораздо слабее, что согласуется с эмпирическими оценками [86]. Полученная в модели зависимость амплитуды КДК от времени, обусловленная ростом содержания углекислого газа, также согласуется с результатами анализа эмпирических данных. В тропосфере амплитуда КДК уменьшается одновременно с уменьшением амплитуды годового хода метеоэлементов, а в стратосфере, температура которой в среднем понижается, амплитуда КДК растет. Механизм параметрического резонанса лежит и в основе модели Варламова [88], в которой параметром внешнего возбуждения является разность радиационной температуры экватор – полюс в сезонном ходе.

В работах [89, 90] предложен механизм возбуждения КДК в результате взаимодействия атмосферы и океана. В модели Груздева [91] раскачка внутритропического КДК осуществляется несколькими независимыми источниками – КДК зонального ветра в тропической стратосфере, Североатлантическим колебанием и квазидвухлетней гармоникой ЭНЮК (Эль-Ниньо – Южное колебание).

Одним из объектов анализа внутритропической квазидвухлетней цикличности является зимний полярный вихрь в тропосфере и стратосфере. Холтон и Тан [77], а также Погосян и Павловская [78] показали, что зимний полярный вихрь Северного полушария интенсивнее в годы западной фазы экваториального КДК, и предложили два различных объяснения этому явлению. По мнению Погосяна и Павловской, возбуждение КДК в атмосфере происходит вне тропиков, а цикличность ветра в экваториальной стратосфере является следствием этих колебаний. Было установлено, что при восточной фазе экваториального КДК во внутритропических широтах преобладает меридиональная циркуляция, а при западной фазе – зональная. Согласно предположению Погосяна и Павловской в периоды преобладания меридиональной циркуляции усиливается междуширотный воздухообмен, приводящий к усилению антициклогенеза в Арктике и субтропической зоне,

восточные ветры в экваториальной стратосфере при этом становятся более устойчивыми. Если в умеренных широтах преобладают зональные формы циркуляции, междуширотный воздухообмен ослабевает, происходит охлаждение воздуха в высоких широтах и нагрев – в низких. Меридиональный градиент температуры в тропиках меняет знак, и ветер в экваториальной стратосфере становится западным.

Холтон и Тан [77] предложили альтернативную гипотезу, согласно которой КДК внетропических широт является следствием экваториального колебания. В модели Холтона – Тана воздействие на внетропические широты происходит благодаря широтному сдвигу поверхности нулевого зонального ветра при смене фазы цикла экваториального КДК. При восточной фазе колебания линия нулевого зонального ветра перемещается в сторону высоких широт, «широтный» волновод для планетарных волн становится более узким, что приводит к возрастанию волновой активности в средних и высоких широтах и усилению волнового воздействия на средний поток. Ослабление среднего потока сопровождается потеплением полярной стратосферы и разрушением полярного вихря [92]. Модельные расчеты [93–97] в целом подтвердили возможность реализации данного механизма и выявили некоторые интересные особенности. Например, в [97] «эффект Холтона – Тана» в первой половине зимы удалось воспроизвести с учетом КДК в экваториальной нижней стратосфере, во второй половине зимы «эффект» получался только при учете условий в верхней стратосфере – нижней мезосфере. Заметим, что в стратосферно-мезосферной модели [97] не учитывалась циркуляция в тропосфере, что существенно снижает значимость полученных результатов.

Ряд работ посвящен проверке предложенного Холтоном и Таном «волнового» механизма воздействия КДК на циркуляцию внетропических широт по эмпирическим данным и с помощью модельных расчетов [81; 98]. Ни эмпирические, ни модельные исследования не дают убедительного подтверждения «волнового» механизма.

3.1.3.2. Декадные и 60-летние колебания климатических характеристик

Довольно часто в спектрах климатических рядов хорошо выраженным оказывается цикл со средней длиной 23,7 года, часто называемый «удвоенным» или циклом Хейла. При этом хорошо известный 11-летний цикл солнечных пятен выражен слабо или отсутствует [3].

В динамике некоторых индексов на внутривековых масштабах времени доминирует 60-летнее колебание. Впервые оно было описано как 65–70-летнее колебание, проявляющееся почти исключительно в Северной Атлантике и прилегающих регионах [99; 100]. Имеющиеся данные наблюдений и последние публикации [101] позволяют утверждать, что 60-летнее колебание в изменениях температуры выделяется повсеместно, а не только в Северной Атлантике. Так, на присутствие статистически значимого спектрального пика с периодом порядка 65 лет указывает анализ рядов изменения температуры в Арктике, Антарктиде и изменений угловой скорости вращения Земли [102].

По некоторым предположениям, причиной 60-летнего колебания является тройной солнечный цикл, т. е. цикл, период которого утроен по сравнению с 23,5-летним циклом солнечной активности. Это утроение возникает вследствие влияния больших планет Солнечной системы (Юпитера и Сатурна) на вращение Солнца вокруг общего центра инерции Солнечной системы.

60-летнее колебание неплохо описывает чередование потеплений (максимумы глобальной температуры в 1876, 1944 и 1998 гг.) и похолоданий (минимумы в 1907 г. и 1963 г.). Перед максимумами глобальной температуры, совпадающими по времени с периодами положительной межполушарной разности температур, имели место сильнейшие Эль-Ниньо (1873, 1941 и 1997 гг.) а также глубокие минимумы индекса Североатлантического колебания (1875, 1942 и 1996 гг.).

Так как вклад 60-летнего колебания в глобальную температуру максимален в 90-е гг. XX в., а его размах соизмерим с линейным трендом глобальной температуры, то можно ожидать приостановки глобального потепления в течение ближайших десятилетий. Если считать эту стадию аналогичной стадии

предыдущего похолодания в 1940–1960-е гг., то можно предположить, что она продлится два-три десятилетия. Процессы Ла-Нинья и отрицательного NAO должны преобладать на этой стадии над процессами Эль-Ниньо и положительного NAO, которые были свойственны стадии потепления [3].

3.1.3.3. Использование архивов Реанализов

Значительно расширяют возможности диагностики климатической системы и ее изменений данные архивов Реанализов [103; 104]. При формировании этих архивов используются глобальные климатические модели, содержащие комплексные системы усвоения многолетних архивов инструментальных наблюдений. Поля метеорологических величин в архивах, как правило, заданы на равномерной сетке и имеют глобальное покрытие по всему земному шару. В наиболее распространенном архиве NCEP/NCAR для усвоения данных использована глобальная спектральная модель T62 (разрешение – 209 км) на 28 вертикальных уровнях. Эта модель используется в оперативной практике с декабря 1994 г. Модель имеет 5 уровней в пограничном слое и приблизительно 7 уровней на высотах более 100 гПа. Модель включает параметризацию всех главных физических процессов – крупномасштабную конвекцию, крупномасштабные осадки, мелкомасштабную конвекцию, гравитационные волны, радиацию с суточным циклом при учете облачности, физику пограничного слоя, гидрологию поверхностных вод суши, вертикальные и горизонтальные процессы диффузии. Информация NCEP/NCAR измеряется в настоящее время сотнями гигабайт, распространяется в разных формах и на разных носителях, включая наборы CD-ROM и Интернет.

На основе базы данных NCEP/NCAR были изучены особенности долговременных изменений температурного режима тропосферы в Северном и Южном полушариях, в отдельных широтных зонах и на различных изобарических поверхностях за 1948–2006 гг. [105]. Установлено, что амплитуда изменений приземной температуры воздуха (ПТВ) максимальна в высокоширотных областях и уменьшается с приближением к экватору. Потепление во второй половине XX в. началось раньше в высоких широтах – в

начале 60-х гг., а в низких – в середине 70-х гг. XX в. Для высокоширотных областей обоих полушарий потепление обусловлено в основном возрастанием ПТВ в холодный период. Для Северного полушария величина трендов с высотой уменьшается, в то время как для Южного – увеличивается. Установлено, что за последние 50 лет температура нижней и средней тропосферы (850–400 гПа) в средних и высоких широтах Северного полушария повышалась, в то время как температура верхней тропосферы (выше 400 гПа) и нижней стратосферы понижалась. Аналогичные результаты были получены и непосредственно по данным станционных наблюдений, однако использование архивов Реанализов проще и обладает большими возможностями при анализе пространственной структуры климатических вариаций.

С использованием данных NCEP/NCAR и ERA-40 исследовались изменения характеристик годового хода приземной температуры и трендов температуры на разных атмосферных уровнях [106]. В работе Ю. П. Переведенцева, М. А. Верещагина, Э. П. Наумова и К. М. Шанталинского [107] были рассмотрены особенности пространственно-временной изменчивости температуры воздуха от поверхности Земли до изобарической поверхности 200 гПа в Атлантико-Европейском регионе, свидетельствующие о неоднородной изменчивости во времени и в пространстве метеорологических величин. Е. А. Дюкаревым, И. И. Ипполитовым, М. В. Кабановым и С. В. Логиновым [63] по данным станционных наблюдений и данным Реанализов построены поля температуры, давления воздуха и атмосферных осадков, выполнены оценки трендов этих характеристик на азиатской территории России за климатически значимый интервал времени с 1975 по 2005 г.

3.1.3. Причины кратковременных климатических вариаций

Внешние факторы, определяющие колебания климата на масштабах времени от десятков до сотен лет, включают, во-первых, солнечную активность, во-вторых, изменения прозрачности атмосферы, как в диапазоне волн солнечного спектра, так и в инфракрасной (ИК) области, обусловленные естественными и антропогенными влияниями, в-третьих, непрерывно происходя-

щие изменения свойств подстилающей поверхности. Наконец, в четвертых, существенно изменить характер планетарных процессов может столкновение Земли с крупными космическими телами – астероидами и кометами – редкое, но вполне возможное событие. Глобальный характер этих катастроф обуславливается изменениями оптических и циркуляционных свойств атмосферы [11].

Следы космических бомбардировок с возрастом 4,5–2,9 млрд лет обнаружены на Меркурии и Марсе. На Земле и Венере они не могли сохраниться из-за активных экзогенных и эндогенных процессов, постоянно преобразующих поверхность. Более поздними кратерами являются на Луне кратеры Коперник, Тихо, Кеплер, Бруно; на Земле к ним относятся астроблемы вблизи побережья Карского моря, на п-ове Юкатан с возрастом примерно 65 млн лет.

Источников метеоритной опасности два: это пояс астероидов и облако Оорта. Пояс астероидов располагается между орбитами Марса и Юпитера и содержит около 20 000 обломков при среднем диаметре около 1–1,5 км. За счет гравитационных возмущений астероиды вылетают из этого пояса и постоянно в количестве около 1500 астероидов в год пересекают орбиту Земли. Облако Оорта – это клубок комет, окружающих Солнечную систему. Их общая масса оценивается примерно в 20 масс Земли.

О возможных масштабах катастроф можно судить по известному Тунгусскому событию (30 июня 1908 г.). Считается, что это был всего лишь 40-метровый ледяной объект, взорвавшийся на высоте около 60 км над поверхностью.

3.1.3.1. Роль вариаций солнечной активности в генерации колебаний климата за последние 500 лет

Солнечная активность выступает в первую очередь как индикатор изменений солнечной постоянной. Солнечная постоянная – это количество солнечной энергии, приходящей в единицу времени на перпендикулярную к солнечным лучам площадку единичной площади, расположенную на внешней границе атмосферы, при среднем расстоянии планеты от Солнца. Для Земли $I_0 = 1367 \text{ Вт/м}^2$. Исторически сложившейся характеристикой солнечной активности во времени служит количество солнечных пятен.

Солнечная активность представляет собой комплекс процессов и явлений на Солнце от конвективной зоны до короны в широком диапазоне пространственных и временных масштабов [109]. Связующим звеном всех этих процессов является магнитное поле Солнца, генерируемое в основании конвективной зоны процессами динамо. Всплывающие трубки тороидального магнитного поля проявляются на поверхности Солнца в форме пятен и активных областей, т. е. областей усиленного поля. Последующая эволюция магнитного поля включает взаимодействие и расплывание трубок магнитного поля в фотосфере и их выход в корону. Всплывающие магнитные поля модулируют распространение магнитогидродинамических (МГД) волн, возникающих в конвективной зоне, и нагревающих корону до очень высоких температур, порядка миллиона градусов. Взаимодействие всплывающих магнитных полей приводит к возникновению хромосферных вспышек. Согласно наиболее распространенной модели, энерговыделение вспышек обусловлено диссипацией магнитной энергии, запасенной в полях сложной конфигурации и трансформацией ее в тепловую энергию окружающей плазмы и кинетическую энергию пучков ускоренных частиц, порождающих, в свою очередь, всплески электромагнитного излучения в широком диапазоне длин волн. Вариации излучения в ультрафиолетовом (УФ) диапазоне могут воздействовать на верхние слои земной атмосферы, и, возможно, проявляться в вариациях термодинамических характеристик тропосферы.

Одним из недавно открытых динамических явлений в солнечной атмосфере являются внезапные выбросы корональной плазмы, достигающие орбиты Земли. Причина подобных выбросов однозначно не установлена. Часть выбросов связана с хромосферными вспышками, некоторые обусловлены активизацией волокон, а некоторые возникают вследствие быстрых изменений крупномасштабного магнитного поля в фотосфере.

В областях открытых силовых линий формируются геоэффективные квазистационарные высокоскоростные потоки солнечного ветра, являющиеся наряду с динамическими процессами в солнечной короне (вспышками, выбросами корональной массы (*coronal ejection*)) одной из основных причин магнитосферных возмущений.

Причина динамики крупномасштабных магнитных полей Солнца, определяющих структуру течения солнечного ветра и образование высокоскоростных потоков солнечного ветра, окончательно не установлена. Большое значение имеет диффузия полей активных областей и их вовлечение в крупномасштабную конвекцию солнечной плазмы. Не исключено, однако, и активное влияние на динамику крупномасштабных полей гидродинамических волновых и вихревых течений в конвективной зоне.

Открытым является вопрос и о причинах сверхкрупномасштабной организации фотосферных магнитных полей – так называемых активных долгот, проявляющихся на протяжении многих циклов. Активные долготы представляют собой области преимущественного возникновения магнитных полей различного масштаба – от пятен до комплексов активности, объединяющих по морфологическим признакам группы активных областей. В отдельные периоды времени на спаде солнечных циклов комплексы активности могут достигать протяженности 180° по долготе.

Основным элементом временной организации солнечной активности является 11-летний цикл, наиболее отчетливо проявляющийся в изменении со временем количества солнечных пятен – локальных областей на Солнце, в которых величина магнитного поля может достигать нескольких тысяч гауссов. Для сравнения в спокойной фотосфере поле не превышает единиц гауссов, а в активной области – десятков и сотен гауссов. На фазе роста циклов пятна возникают в области умеренных широт $30\text{--}40^\circ$. К максимуму циклов область возникновения пятен смещается к экватору ($\sim 10^\circ$). В начале фазы спада циклов, вероятно, начинается взаимодействие МГД-источников всплывающих магнитных полей разных полушарий Солнца. Следствием взаимодействия является активизация динамических явлений (например, вспышечной активности) и образование комплексов активности. Крупномасштабная организация магнитных полей на спаде циклов способствует возникновению корональных дыр на низких широтах Солнца.

Всплывающие пятна чаще всего имеют биполярную структуру. В следующем цикле полярность головных и хвостовых пятен меняется, что позволяет говорить о существовании на Солнце 22-летней периодичности. Диффузия и дрейф к полюсам полей

хвостовой полярности активных областей приводит к переполусовке полярных полей Солнца, происходящей с некоторым запаздыванием после максимума солнечного цикла. Классическая картина переполусовок в некоторых циклах нарушается аномальными переполусовками.

Солнечная активность является причиной возмущений в магнитосфере и верхней атмосфере Земли. Индикатором этой возмущенности являются индексы геомагнитной активности. Индексы геомагнитной активности являются важным инструментом исследования связи между активными процессами в магнитосфере и процессами в солнечном ветре и нижних слоях атмосферы. Учитывая сложность и многообразие процессов в магнитосфере, предложено большое количество различных индексов. В той или иной форме все индексы отражают возмущенность геомагнитного поля на поверхности Земли в различных широтных зонах или на всем земном шаре, обусловленную токовыми системами магнитосферных возмущений, приливными эффектами.

Магнитосферные возмущения возникают вследствие различных причин – спорадических или квазипериодических возмущений солнечного ветра, аномальной ионизации УФ излучением во время хромосферных вспышек, приливных эффектов на ионосферных высотах. Наиболее сильные геомагнитные возмущения возникают во время магнитосферных бурь. Магнитосферные бури являются следствием взаимодействия магнитосферы с возмущениями солнечного ветра. В результате взаимодействия происходит деформация магнитосферы, сжатие и вытягивание хвоста магнитосферы. Сжатие хвоста приводит к усилению токов, их диссипации и формированию потоков ускоренных частиц, высыпаящихся в авроральной ионосфере. Одновременно вследствие питч-угловой диффузии увеличивается количество заряженных частиц в области кольцевого тока. Высыпание заряженных частиц в ионосфере приводит к дополнительной ионизации и формированию авроральных токовых систем.

Наиболее ощутимо влияние солнечной активности на атмосферу в коротковолновой области солнечного спектра. Вариации солнечной постоянной за период 11-летнего солнечного цикла относительно невелики и составляют примерно 1 Вт/м^2 . На более продолжительных интервалах времени солнечная активность ме-

няется как по амплитуде, так и по продолжительности солнечного цикла (в частности, заметна 65–80-летняя изменчивость амплитуды). Однако главной особенностью является практически полное отсутствие проявлений солнечной активности в XVII в. (так называемый «минимум Маундера»). После минимума Маундера солнечная постоянная возросла на 0,2 % за 300 лет. Радиационное воздействие вариаций солнечной постоянной на климат может быть оценено в соответствии с выражением $0,25I_0(1 - \alpha)$ как 0,6–1,4 Вт/м².

Тренд и флуктуации температуры воздуха у поверхности Земли с конца XVII в. коррелируют с реконструированными изменениями солнечной постоянной. Особенно тесной получается связь с 1600 по 1800 г., когда летние температуры выросли на 0,11 °С, а солнечная постоянная увеличилась на 0,14 %. Корреляция изменений солнечной постоянной и аномалий температуры остается высокой и в XIX и XX вв., указывая на то, что этот фактор мог играть важную роль в современном потеплении. Информация о поведении светимости Солнца в более далеком прошлом восстанавливается на основе данных о содержании тех атомов, которые возникают в атмосфере под воздействием космических лучей (¹⁴C, ¹⁰Be). Изотопы ¹⁴C, ¹⁰Be извлекаются из колец деревьев и кернов льда. В настоящее время имеются данные реконструкций этих величин, охватывающие тысячи лет.

3.1.3.2. Изменения прозрачности атмосферы

Изменения прозрачности атмосферы связаны с изменением содержания в атмосфере оптически активных веществ. Для солнечного диапазона электромагнитных волн это водяной пар, озон и аэрозоли (облака). Для инфракрасной области это водяной пар, облачность, а также вещества, определяющие непрозрачность атмосферы в «окне» 8–12 мкм (СО₂, СН₄, N₂O, О₃, фреоны, углеродсодержащие аэрозоли). Наблюдающееся усиление парникового эффекта может быть количественно охарактеризовано изменением глобально осредненного бюджета на верхней границе атмосферы. По существующим оценкам суммарный радиационный эффект СО₂, СН₄, N₂O и фреонов составляет в настоящее время 2,45 Вт/м², а относительный вклад каждого компонента соответственно равен 1,55, 0,45, 0,15 и 0,30 Вт/м².

Одним из механизмов изменения оптических свойств атмосферного аэрозоля являются мощные вулканические извержения взрывного типа, осуществляющие выброс продуктов извержения в стратосферу. Образующиеся при этом облака серосодержащих аэрозолей (капельки серной кислоты), покрывающие весь земной шар, эффективно влияют на баланс солнечной радиации за счет увеличения планетарного альбеда. Климатические эффекты обусловлены изменением в первую очередь радиационных свойств стратосферы, потому что попавшие туда вещества способны находиться там длительное время из-за отсутствия эффективных процессов удаления. Стратосферные аэрозоли могут быть удалены довольно медленным процессом оседания и вертикальной диффузии.

Большое влияние на понимание процессов такого типа оказал анализ последствий извержений вулканов Агунг в 1963 г., Эль-Чичон в 1982 г. в Мексике и вулкана Пинатубо (Филиппины, июнь 1991 г.). Обработка актинометрических данных мировой сети показала, что понадобился примерно 1 год после извержений, чтобы аэрозоль равномерно распределился в нижней стратосфере Северного полушария. В дальнейшем его концентрация уменьшалась по экспоненциальному закону с постоянной времени, равной примерно 8 месяцам. Таким образом, характерное время влияния крупного извержения на климат составляет порядка 3 лет. Величины радиационных эффектов оценены следующим образом: $\sim 2,0$, $\sim 1,5$ и $\sim 3,5$ Вт/м² для извержений вулканов Агунг, Эль-Чичон и Пинатубо соответственно.

Анализ кислотности минеральных веществ в ледниковых ядрах разного возраста позволил оценить долговременные изменения оптической толщины атмосферы. Оказалось, что примерно с 1920 до 1960 г. аэрозольная замутненность атмосферы была низкой по сравнению с предшествующим и последующим периодами времени. Данное обстоятельство должно было способствовать росту глобальных температур.

Факторный анализ показал, что использование гелиогеофизического комплекса (солнечная активность, CO₂, прозрачность атмосферы, Эль-Ниньо-Южное колебание (ЭНЮК), ледовитости Северной Атлантики) позволяет объяснить от 58 % (Северное полушарие) до 72 % (Южное полушарие) всех вековых изменений средних годовых температур воздуха (СГТВ). Межгодовая изменчивость СГТВ в основном определяется естественной вариацией геофизической среды; роль солнечного показателя (числа Вольфа) мала [2].

3.1.4. Генезис современных климатических изменений

Анализ эмпирических данных показал, что поведение некоторых климатических характеристик таково, каким оно должно быть за счет роста парникового эффекта. Это прежде всего рост температуры у поверхности Земли и уменьшение температуры в нижней стратосфере. Эти изменения происходят параллельно росту содержания CO_2 и других парниковых газов. Этот факт является одним из центральных доводов в пользу концепции антропогенных изменений современного климата.

Однако анализ данных за последнюю тысячу лет привел к выводу, что потепление климата XX в. должно было произойти и без антропогенного влияния, поскольку еще в доиндустриальный период завершилась малая ледниковая эпоха и температура начала возрастать. Более того, в последнее время факту потепления найдено объяснение с точки зрения роста солнечной активности. Определенную роль могло сыграть изменение прозрачности атмосферы. Поэтому на основе одних только эмпирических данных невозможно решить проблему генезиса современных изменений климата. Для того чтобы установить значимость различных факторов, естественно воспользоваться результатами математического моделирования климата.

Остановимся на результатах некоторых модельных расчетов с помощью совместных моделей МОЦА/МОЦО [11]. В нестационарных экспериментах модели начинали интегрироваться из равновесных условий, а затем подвергались воздействию возрастающего год от года содержания CO_2 . Наиболее близка к реальности аппроксимация роста его концентрации как 1 % в год. Все МОЦА/МОЦО дали качественно согласованный результат и в среднем тренд глобальной температуры получился равным $2,7^\circ\text{C}/100$ лет. Однако количественное соответствие не было достигнуто, начиная с 1960 гг. происходило стабильное завышение модельных температур. Не была воссоздана и реальная структура декадных вариаций температурного режима, например чередование теплой и холодной эпох 1940-х и 1960-х гг. Однако эти аномалии могли быть связаны с вулканической деятельностью, и модель не могла их воссоздать. В следующем эксперименте наряду с изменениями содержания парниковых газов в модели были за-

даны изменения серосодержащих тропосферных аэрозолей антропогенного происхождения, вызывающих рост планетарного альбедо. Антропогенные выбросы серы достигли природных потоков в 30–40-е гг. и далее нарастали быстрыми темпами. Такой временной ход позволил скорректировать слишком большие модельные аномалии температуры в 60–90-е гг. Результаты моделирования климатических изменений, создаваемых комбинированным учетом парниковых газов и сульфатных аэрозолей, оказались ближе к данным наблюдений. Результаты моделирования наглядно иллюстрируют механизм изменений климата как противоборство парникового и альбедного эффекта.

Доказательством антропогенного влияния на климат является также ведущая роль в формировании климатических аномалий Северного полушария, где сосредоточены все важнейшие источники антропогенных загрязнений. С помощью регрессионного анализа показано, что усиление связности термических режимов полушарий коррелирует с независимо рассчитанной интенсивностью глобальных радиационных воздействий сульфатов и парниковых газов, а также с вариациями солнечной постоянной.

В целом результаты математического моделирования следует признать успешными. Удалось оценить роль как естественных, так и антропогенных факторов в современных изменениях климата. Если в моделях учитывался рост концентрации парниковых газов, а также изменчивость естественных внешних факторов, то эти модели достаточно хорошо воспроизводили не только глобальное потепление, но и географическую структуру климатических изменений в прошлом и начале нынешнего столетия. Особенностью этого распределения являются более высокие скорости потепления во внутриконтинентальных областях и на высоких широтах, что отличает современное потепление от вариаций, обусловленных внутренними климатическими процессами, такими как Эль-Ниньо. Аналогично наблюдениям модели показали похолодание в более высоких слоях до самой стратосферы. Это согласуется с представлением об антропогенном влиянии на климат. Существует точка зрения, что антропогенное влияние определяет не только почти повсеместный рост температуры воздуха, но интенсивность и частоту многих феноменов общей циркуляции атмосферы, таких как Североатлантическое колебание, Эль-Ниньо-Южное колебание и др. [110].

Результаты моделирования иллюстрирует рис. 3.6, на котором показаны наблюдаемые изменения температуры над различными регионами, а также результаты моделирования при учете различных внешних факторов.

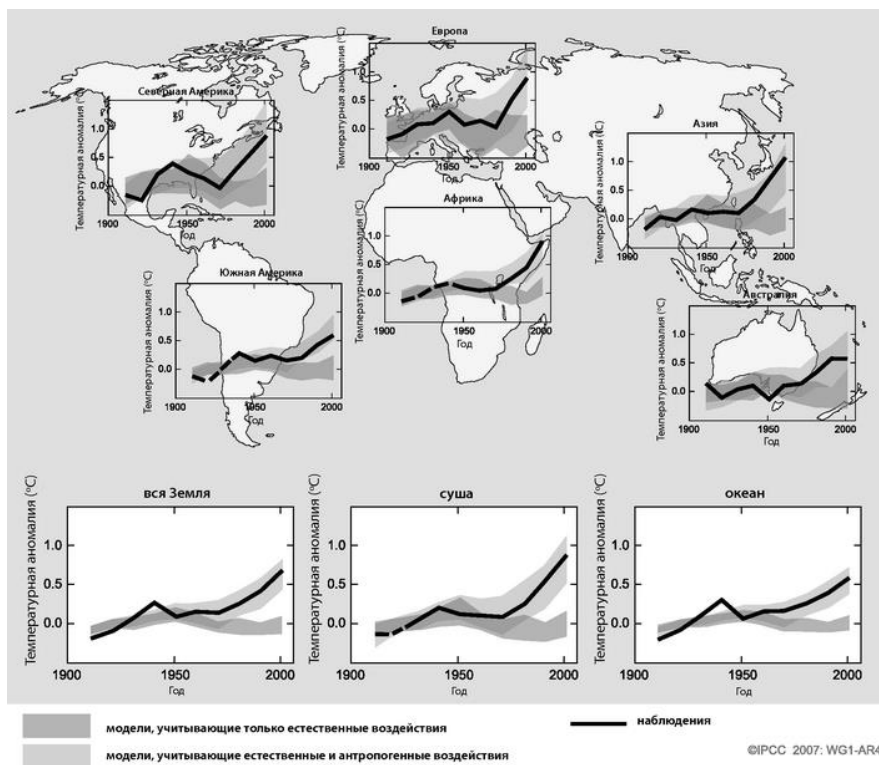


Рис. 3.6. Изменения температуры относительно среднего за 1901–1950 г. (°C) по десятилетиям с 1906 по 2005 г. над материками, а также над всей планетой, над сушей и над океаном (нижние графики). Черная линия – наблюдаемое изменение температуры, а серые полосы – диапазон значений, полученных в 90 % моделей. Более светлым цветом выделены результаты моделирования, учитывающих естественные и антропогенные факторы, а более темным – результаты моделирования влияния только естественных факторов. Черные пунктирные линии выделяют десятилетия и области материков, для которых количество наблюдений существенно меньше

Безусловно, климатические модели далеко не идеальны. Как мы уже отмечали в разделе, посвященном валидации климатических моделей, численные результаты достаточно хорошо воспроизводят динамику крупномасштабных и глобальных характеристик, и гораздо хуже региональные аномалии. Однако основные особенности потепления моделями все же воспроизводятся.

3.1.5. Взаимодействие атмосферы и океана как фактор короткопериодных климатических вариаций

Особое место в исследовании внутривековых колебаний климата принадлежит изучению взаимодействия атмосферы и океана. Если на межгодовых интервалах времени океан можно рассматривать как пассивное инерционное звено климатической системы, то на внутривековых интервалах времени взаимодействие атмосферы и океана может быть важнейшим источником генерации квазидекадных вариаций состояния климатической системы. Рассмотрим результаты этих исследований более подробно.

Пионером изучения процессов взаимодействия атмосферы и океана, по-видимому, следует считать английского физика Себайена, который в 1846 г. впервые обратил внимание на связь между температурой воды в Атлантике и погодой в Англии зимой. Эта идея опередила свое время, так как для продолжения исследований и поиска доказательств не было необходимой экспериментальной базы – сети метеорологических станций и систематизированных наблюдений. Только после организации постоянно действующей синоптической сети в Европе и накопления данных за ряд лет о температуре воды в океане и о приземной циркуляции воздушных масс появилась возможность для обобщений.

На рубеже XIX и XX вв. появилось сразу несколько работ, посвященных проблеме взаимодействия атмосферы и океана (Петтерсен, Мейнардус, Нансен, Гелланд-Гансен и русский географ Лесгафт). В этих работах были установлены одинаковые по смыслу связи между термическим состоянием вод на северо-востоке Атлантики и аномалиями температуры воздуха в Европе. Эти работы явились прямым продолжением работ Себайена, поскольку в них процесс взаимодействия океана и атмосферы рас-

сма­три­вал­ся в про­стом фе­но­ме­но­ло­гическом плане (кон­ста­та­ция фак­та и опи­сание яв­ле­ния). Од­на­ко ав­то­ры дан­ных ис­сле­до­ва­ний хо­ро­шо по­ни­ма­ли, что без по­стро­е­ния фи­зи­че­ских мо­де­лей про­цес­сов по­пыт­ки дол­го­сроч­но­го про­гно­зи­ро­ва­ния не мо­гут быть ус­пеш­ны­ми.

Ра­бо­та рус­ско­го гео­гра­фа Лес­га­фта бы­ла ка­че­ствен­но но­вой. В ней рас­сма­три­вал­ось вли­я­ние Гольф­стри­ма на траек­то­рии дви­же­ния цик­ло­нов в Ат­лан­ти­че­ском сек­то­ре Се­вер­но­го по­лу­ша­рия и бы­ло по­ка­за­но, что теп­ло­вое со­сто­я­ние оке­ана свя­за­но с по­го­дой в Ев­ро­пе че­рез ци­рку­ля­цию ат­мо­сфе­ры. Из­ме­не­ние траек­то­рий дви­же­ния цик­ло­нов яв­ля­ет­ся пер­вым след­стви­ем из­ме­не­ния тем­пе­ра­ту­ры во­ды в оке­ане, а по­яв­ле­ние а­но­ма­лий по­го­ды – вто­рым. Кро­ме то­го, Лес­гафт ис­сле­до­вал вли­я­ние из­мен­чи­во­сти пас­сат­ных вет­ров на тер­ми­че­ский ре­жим са­мо­го Гольф­стри­ма. Это бы­ла пер­вая си­но­пти­че­ская мо­дель теп­ло­во­го вза­им­дей­ствия оке­ана и ат­мо­сфе­ры.

Замет­ной ве­хой ста­ли ра­бо­ты Санд­стре­ма, вы­пол­нен­ные в 1942 г. Санд­стром впер­вые ото­шел от не­за­ви­си­мо­го рас­сма­три­ва­ния тем­пе­ра­ту­ры во­ды в от­дель­ных точ­ках оке­ана и опе­ри­ро­вал по­ля­ми а­но­ма­лий тем­пе­ра­ту­ры. На боль­шом ма­те­ри­але (1871–1930 гг.) он ус­та­но­вил су­ще­ство­ва­ние тем­пе­ра­тур­ной оп­по­зи­ции Скандинавии и За­пад­ной Грен­лан­дии, при­чем об­ъяс­не­ние это­го фак­та ав­тор на­шел в ко­ле­ба­ниях ин­тен­сив­но­сти и по­ло­же­ния Ис­ланд­ской деп­рес­сии, со­сто­я­ние ко­то­рой, в свою оче­редь, за­ви­сит от тем­пе­ра­ту­ры во­ды в Се­вер­ной Ат­лан­ти­ке.

Ин­те­рес к вза­им­дей­ствию оке­ана и ат­мо­сфе­ры обус­ло­в­лен ре­шаю­щей ро­лью оке­ана в фор­ми­ро­ва­нии кли­ма­та. Услов­но эту про­бле­му мож­но раз­бить на две – ис­сле­до­ва­ние ро­ли ат­мо­сфе­ры в фор­ми­ро­ва­нии ци­рку­ля­ции оке­ана и изу­че­ние ро­ли оке­ана в фор­ми­ро­ва­нии ци­рку­ля­ции ат­мо­сфе­ры [1; 2]. В свою оче­редь, каж­дую из ука­зан­ных за­дач не­об­хо­ди­мо рас­сма­три­вать раз­дель­но на ха­рак­тер­ных вре­ме­нах по­ря­дка 10 лет и бо­лее и вре­ме­нах по­ря­дка од­но­го го­да. На­ибо­лее сла­бо ис­сле­до­ва­на про­бле­ма вза­им­дей­ствия ат­мо­сфе­ры и оке­ана на вре­мен­ных мас­шта­бах по­ря­дка 1 го­да. С точки зре­ния те­о­рии кли­ма­та она вклю­ча­ет в се­бя за­дачу изу­че­ния ро­ли оке­ана в ко­рот­ко­пе­ри­од­ных из­ме­не­ниях кли­ма­та. Для ре­ше­ния этой за­да­чи не­об­хо­ди­мо про­ве­де­ние на­тур­ных экс­пе­ри­мен­тов. Бо­лее про­стой пред­став­ля­ет­ся про­бле­ма

взаимодействия атмосферы и океана на характерных временах порядка десятилетий. Центральным местом здесь является сравнительное исследование переноса тепла от экватора к полюсам атмосферой и океаном.

Океан – важное звено климатической системы

Взаимодействие между океаном и атмосферой проявляется в обмене теплом, влагой и количеством движения. Океан аккумулирует огромное количество тепла и влаги, сглаживая резкие колебания температуры и увлажняя отдаленные районы суши. Океан оказывает тепловое воздействие на атмосферу в основном благодаря значительной термической инерции и преобладания положительной разности температур вода–воздух.

Крупномасштабное взаимодействие океана и атмосферы удобно представить в терминах тепловых машин I и II рода (предложено Шулейкиным). В планетарной тепловой машине I рода нагревателем являются тропические районы земного шара, а холодильником – полярные районы. Постоянно существующая разность теплосодержания и потенциальной энергии между этими районами в сочетании с эффектом Кориолиса создает условия для возникновения западного переноса, особенно хорошо выраженного в свободной атмосфере. Главным процессом, обуславливающим поток явного и скрытого тепла от океана к атмосфере в тропических районах, является влажная конвекция. Стимулируют влажную конвекцию любые тропические возмущения – депрессии, тропические циклоны, но главным механизмом являются восходящие движения во внутритропической зоне конвергенции (ВЗК). Установлено, что при ширине ВЗК не более 3° широты в ней в виде дождя выпадает влага, собранная пассатом с акватории океана, протяженностью не менее 30° по широте. При этом в ВЗК выделяется огромное количество скрытой теплоты конденсации, т. е. ВЗК представляет собой планетарный термодинамический механизм, посредством которого энергия, затраченная на испарение воды с поверхности океана во всей пассатной зоне, трансформируется в явное тепло, необходимое для поддержания общей циркуляции атмосферы.

Западный перенос возмущен крупномасштабными волнами давления, которые тяготеют к пограничным районам суши и моря. Возникновение волн является результатом работы тепловой

машины II рода, в которой холодильником и нагревателем попеременно (в зависимости от сезона) являются континенты и океаны. Большую часть года (осень, зима, весна) нагревателем является океан, холодильником – континент. Летом – наоборот, но не везде. В Северной Атлантике, например, океан в течение всего года является нагревателем [111].

Для анализа пространственной структуры энергетического баланса в системе «атмосфера – океан» необходимо рассмотреть в качестве основных характеристик состояния океана поля температуры, солености, плотности и трехмерного вектора скорости течения. Тепловой бюджет океана складывается следующим образом. Океан нагревает достигающая его поверхности солнечная радиация, прямая плюс рассеянная: отражается лишь небольшая доля ее, около 8 % (альbedo поверхности океана). Охлаждается же океан за счет испарения, эффективного излучения (разность между собственным излучением и противоизлучением атмосферы) и турбулентного обмена с атмосферой. Бюджет положителен (океан нагревается) в тропической зоне между 30° с. ш. и 15° ю. ш. и отрицателен (океан охлаждается) вне этой зоны; наибольший положительный бюджет, до 80–100 ккал/(см²·год), наблюдается в экваториальной зоне Тихого океана, наибольший отрицательный бюджет, до 75–100 ккал/(см²·год), – в зонах Гольфстрима и Куро-сио. Водный бюджет Мирового океана складывается из его влагообмена с атмосферой (осадки минус испарение), компенсируемого стоком рек. Влагообмен положителен (осадки больше испарения) в экваториальной зоне между 10° с. ш. и 5° ю. ш., на широтах выше 40°; отрицателен в тропиках и субтропиках.

Уплотнение (или понижение плотности) поверхностных вод при их охлаждении (или нагревании) и осолонении (или распреснении) благодаря действию архимедовых сил приводит к опусканию воды (или, наоборот, подъему), создавая тем самым первопричину термохалинной циркуляции. Суммарный эффект этих факторов можно описать вертикальным потоком массы на поверхности океана (положительным, когда он направлен вверх, т. е. повышает плавучесть). Положительные потоки наблюдаются в экваториальной зоне и у восточных берегов Тихого океана; отрицательные потоки наблюдаются от тропиков до умеренных широт, они имеют максимумы в зонах Гольфстрима и Куро-сио [112; 113].

Средняя температура всей толщи вод Мирового океана (без Арктического бассейна) равна $5,7^{\circ}\text{C}$ (в Индийском океане $6,7^{\circ}\text{C}$, Атлантическом – $5,6^{\circ}\text{C}$ и Тихом $4,7^{\circ}\text{C}$; Северное полушарие на 2°C теплее Южного). На индивидуальных вертикальных профилях температуры имеются особые точки, разделяющие слои воды с разными свойствами: *верхний квазиоднородный слой*, в котором температура мало меняется с глубиной (он имеет в тропиках толщину около 100 м, а в высоких широтах летом 10–20 м и зимой сотни метров, иногда даже доходя до дна); *слой скачка* или *сезонный термоклин* толщиной в десятки метров, в котором температура резко – на несколько градусов – падает с глубиной; *главный термоклин* с плавным и замедляющимся понижением температуры с глубиной и условной нижней границей на глубине около 1500 м; *глубинный слой*, в котором температура мало меняется с глубиной, достигая у дна $1,5\text{--}1^{\circ}\text{C}$ (в Атлантике от $2,5^{\circ}\text{C}$ на севере до $-0,5^{\circ}\text{C}$ на юге). Исключением являются полярные воды, в которых под очень тонким летним прогретым слоем имеются наиболее холодные подповерхностные воды, затем более теплый слой с постепенным падением температуры до глубины 1–2 км и ниже – изотермия.

Влияние океана на циркуляцию атмосферы

Океан является прежде всего неограниченным поставщиком водяного пара в атмосферу. Водяной пар (и образующаяся из него облачность), в свою очередь, представляет собой главный регулятор радиационных потоков и притоков тепла в атмосфере. Скрытое тепло конденсации, особенно в низких широтах, является одним из основных источников формирования общей циркуляции атмосферы. Термическая неоднородность поверхности океана и суши в сочетании с орографией зимой порождает квазистационарные волны в свободной тропосфере и центры действия атмосферы в нижней тропосфере. Летом термическая неоднородность порождает циркуляцию муссонного типа. Океан также определяет и географию источников нагревания атмосферы. В средних широтах Северного полушария зимой максимум источников нагревания формируется вдоль восточных берегов континентов, где сухой континентальный воздух выходит на теплый океан, определяя потоки скрытого и явного тепла в атмосфере.

Следующим фактором, существенно влияющим на атмосферу, является перенос тепла океанскими течениями. Известно, что океан в среднем переносит тепла к полюсам примерно столько же, сколько и атмосфера, причем в низких широтах Северного полушария перенос тепла к полюсу осуществляется именно океаном. Этот перенос играет, по-видимому, существенную роль в долгопериодных изменениях климата атмосферы.

Карта основных поверхностных течений Мирового океана показывает, что в самых общих чертах горизонтальная циркуляция поверхностных вод сводится к гигантским антициклоническим круговоротам в северных и южных половинах океанов под соответствующими атмосферными субтропическими антициклонами, с обострениями течений на западных перифериях круговоротов – там находятся наиболее сильные течения со скоростями свыше 1 м/с – Гольфстрим и Куроисио. Северные и южные круговороты разделяются экваториальной конвергенцией, образуемой сталкивающимися пассатными течениями. Между конвергенцией и круговоротами формируются тропические зоны дивергенции. На квазиширотных осях круговоротов располагаются субтропические зоны конвергенции. Из дополнительных циркуляционных звеньев крупнейшими являются циклонические круговороты вокруг Антарктики и в районах Исландской и Алеутской атмосферных депрессий, которые отделены от антициклонических круговоротов полярными фронтами.

По оценкам, средние скорости поверхностных течений равны 19,3 см/с в Индийском океане, 12,3 см/с в Тихом и 11,6 см/с в Атлантическом. Эти течения имеют преимущественно ветровое происхождение. Поверхностные течения претерпевают заметные сезонные колебания, особенно значительные в муссонных зонах Индийского океана. В некоторых районах наблюдается чрезвычайно интенсивная синоптическая изменчивость. Сильные струйные течения, такие как Гольфстрим и Куроисио, меандрируют, меандры нередко отсекаются, образуя так называемые ринги – холодноводные циклоны к югу и тепловодные антициклоны к северу от Гольфстрима. По имеющимся оценкам, кинетическая энергия синоптических вихрей сравнима с энергией квазистационарной циркуляции.

Если рассматривать характерные времена от месяца до года или нескольких лет (т. е. короткопериодные изменения климата), то роль океана в атмосферных процессах с такими временными масштабами не будет столь ясной, как при анализе формирования климата атмосферы и его изменений. Поскольку главным параметром, определяющим воздействие океана на атмосферу, является температура поверхности океана (ТПО), естественным путем исследования роли океана в короткопериодных изменениях климата представляется изучение роли аномалий ТПО в формировании атмосферных процессов. Предложены два направления исследований [114]: 1) статистическая обработка рядов данных натуральных наблюдений, позволяющая выявить корреляционную связь между аномалиями ТПО в различных районах Мирового океана и аномалиями атмосферных процессов; 2) численное моделирование. Недостатком статистического анализа является, во-первых, небольшая длина рядов наблюдений, особенно над океанами. Во-вторых, статистический анализ не позволяет выявить редкие, но очень важные атмосферные процессы типа блокирования.

Центр тяжести в моделировании в настоящее время переместился в область всестороннего исследования полного спектра процессов, протекающих во всех звеньях климатической системы. Чтобы построить, например, модель влияния океана на атмосферу, необходимо ясно представлять, каким физическим процессом будет реализоваться отклик атмосферы на аномалии ТПО и уже тогда моделировать именно этот процесс. Весьма сложной, например, представляется проблема связи аномалии ТПО с аномалией источников нагревания в атмосфере. Даже расчет климатических источников нагревания является задачей чрезвычайно сложной, не говоря уже о расчете аномалий источников.

Более простой является задача анализа на основе модельных расчетов степени влияния аномалий ТПО на вариации климатических характеристик во внутриконтинентальных и полярных областях земного шара. Известно, что одной из основных составляющих климатических изменений в умеренных и высоких широтах Северного полушария являются 10–20-летние колебания. Причина этих колебаний до сих пор неясна. Одной из основных гипотез является предположение, что эти колебания являются результатом взаимодействия в системе «атмосфера – океан», од-

нако пространственная локализация источников и механизм их действия пока не установлены. Одним из первых эту гипотезу предложил в конце 60-х гг. советский ученый Шулейкин, исследуя открытую Сандстремом температурную оппозицию Скандинавия – Западная Гренландия.

Исследования и моделирования статистических характеристик климата

Для поведения во времени климатических показателей характерна неупорядоченность флуктуаций, которая не может быть объяснена простым откликом на внешнее воздействие. Источником «шума» может быть сама климатическая система, причем на не слишком протяженных интервалах (не требующих учета динамики ледниковых щитов) стохастичность поведения должна создаваться взаимодействием океана и атмосферы. Для выяснения роли подобных взаимодействий в климатической изменчивости была выполнена серия численных экспериментов [11]. В первой версии МОЦА была состыкована с глобальной моделью океана (МОЦА/МОЦО), в другой океан был представлен своим деятельным слоем (МОЦА/ДСО) – однородным слоем, в котором теплообмен с более глубокими слоями задается в зависимости от сезона и координат, но не меняется год от года. В третьей версии ТПО просто задавалась в зависимости от сезона и координат в качестве граничного условия (МОЦА/ТПО). Эксперимент с моделями выполнялся за период модельного времени в 1000 лет.

В ходе численных экспериментов с объединенными моделями «океан – атмосфера» были получены пространственные распределения значений среднего квадратичного отклонения (СКО) приземной (приводной) температуры воздуха для данных, осредненных за 1 год, 5 и 25 лет, которые анализировались и сопоставлялись с данными наблюдений. Оказалось, что при любом масштабе осреднения географическое распределение полей СКО в главных чертах сходно между собой, а по величине СКО, осредненные за 5 и 25 лет, оказались соответственно в 2 и 4 раза меньше, чем СКО, осредненное за 1 год. Изменчивость над континентами была всегда больше, чем над океанами и увеличивалась с ростом широты. Так, в умеренных широтах над континентами СКО за 1 год осреднения $\sim 1^\circ\text{C}$, над океанами $\sim 0,5^\circ\text{C}$; в

тропиках соответственно СКО $\sim 0,6$ °С и $0,2$ °С. По сравнению с наблюдениями модели дали несколько завышенные значения.

Если составить ряды аномалий температуры, осредненные отдельно над континентами и океанами, то оказывается, что коэффициенты корреляции между ними составляют 0,62; 0,74 и 0,82 для 1-, 5-, и 25-летнего осреднения. То есть связность аномалий температуры над океаном и температуры над континентом возрастает с ростом масштаба осреднения.

Сопоставление особенностей СКО, генерируемых различными версиями модели, показало, что вариации температуры в полной модели несколько меньше, чем в МОЦА/ДСО. Причина в том, что эффективная термическая инерция океанов в полной модели больше, чем в океане, представленном одним ДСО. Рассмотрение отношения СКО, полученного в эксперименте с задаваемым распределением ТПО к СКО, которое получается в МОЦА/МОЦО, показало, что над континентами оно около 0,9, а над океанами – 0,6–0,8. Это указывает на то, что интерактивно состыкованный с атмосферой океан в объединенной модели генерирует значительную долю декадной изменчивости над океанами и вносит некоторый вклад в формирование изменчивости над континентами.

Спектр воспроизведенных МОЦА/МОЦО флуктуаций температуры над материками выглядит как белый шум в широком диапазоне частот. С уменьшением частоты над океанами величина спектральной плотности слабо возрастает. Она меньше, чем над материком, особенно это заметно на высоких частотах, где термическая инерционность океана уменьшает амплитуду развивающихся у его поверхности аномалий.

Вид функции спектральной плотности флуктуаций температуры воды хорошо соответствует модели красного шума. Спектры ТПО и воздуха над океаном оказались практически подобны в низкочастотной области, однако на высоких частотах изменчивость ТПО получилась существенно меньше. По-видимому, здесь сказывается различие в инерционности двух сред. На низких частотах ситуация иная – здесь атмосфера имеет достаточно времени, чтобы приспособиться к аномалиям на поверхности океана, и спектры оказываются хорошо согласованными.

Результаты моделирований в качественном отношении находятся в соответствии с данными наблюдений, однако количественное соответствие недостаточно хорошее. Вероятно, процессы формирования изменчивости в модельной и реальной системе «атмосфера – океан» протекают не совсем одинаково. В модели изменчивость метеорежима генерируется на масштабе сотен километров, задаваемом горизонтальным разрешением; в реальности же вариации температуры, осадков и др., создаются на меньших масштабах, где и процессы диффузии более эффективны. В некоторых районах океана теория вообще оказывается неприменима, поведение аномалий ТПО в этих районах связано не с локальным взаимодействием атмосферы и океана, а определяется океанской циркуляцией, которая недостаточно хорошо воспроизводится моделью.

Результаты эксперимента показали, что взаимодействие атмосферы и океана способно генерировать флуктуации случайного характера, статистические характеристики которых (дисперсии, спектры) напоминают в главных чертах те, что являются показателями изменчивости реального климата.

Важным является вопрос о продолжительности генерируемых аномалий. Выяснилось, что характер спектра колебаний в реальной климатической системе похож на характер спектра колебаний генерируемого объединенной моделью «океан – атмосфера». Высокие темпы изменений температуры свойственны, в основном, коротким промежуткам времени. Ни разу продолжительность непрерывных этапов роста или падения температуры со скоростями порядка $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}/100$ лет не превосходила 50–60 лет. Тренды в $0,25\text{ }^{\circ}\text{C}/100$ лет отмечались на непрерывных периодах короче, чем 90 лет. Следовательно, типичным свойством климатической системы являются колебания ее состояния продолжительностью до примерно 40 лет. Это очень важный результат, потому что он создает реальную основу объяснения нерегулярных флуктуаций климата случайными автоколебаниями во взаимодействии океана и атмосферы.

То, что в результате взаимодействия атмосферы и океана не могут генерироваться длительные изменения определенного знака, может служить свидетельством того, что наблюдаемое современное потепление (продолжающееся с конца XIX в.) имеет про-

исхождение, отличное от флуктуаций в системе «океан – атмосфера». Следовательно, оно может быть истолковано как реакция на изменение внешних факторов. В таком же ключе могут интерпретироваться и другие длительные аномалии.

Резюмируя совокупность данных о климатических процессах последнего столетия, можно сделать следующее заключение.

В начале XX в. средняя глобальная температура повысилась, и в этот период концентрации парниковых газов начали расти, солнечная радиация, вероятно, увеличилась, а вулканическая активность была низкой. В 1950–1960-е гг. средние глобальные температуры выровнялись, так как повышение выбросов аэрозолей при сжигании ископаемых видов топлив и других источников охладило планету. Быстрое потепление, наблюдаемое с 1970-х гг., наступило в период, когда над всеми остальными факторами доминировало повышение содержания парниковых газов.

3.1.6. Последствия современных изменений климата

Следствием глобального потепления является изменение теплосодержания атмосферы и океана, увеличение повторяемости экстремальных температур (особенно в холодное время года), изменение режима атмосферных осадков, влагосодержания почвы; изменение динамики циклонов и антициклонов в средних и полярных широтах, уменьшение влажности почвы и увеличение повторяемости засух [43; 115–117].

С конца 50-х гг. XX в., когда появились надежные наблюдения за температурой нижних слоев океана, было установлено, что теплосодержание океана растет, причем в отдельных районах тренд потепления отмечался до глубины 3 км. Результатом роста теплосодержания стало повышение уровня Мирового океана, которое за 1870–2003 гг. составило порядка 20 см. Особенно быстро уровень океана повышался после 1990 г. [43].

Наблюдаемые изменения климата существенно влияют на общее содержание водяного пара и процессы влагооборота [118]. Оценки, построенные на основе тесной корреляционной связи температуры воздуха и парциального давления водяного пара, прогнозируют увеличение абсолютного влагосодержания в будущем (рис. 3.7).

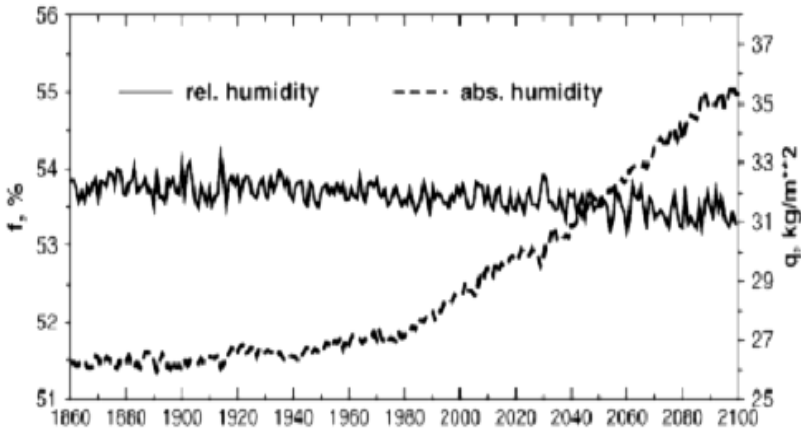


Рис. 3.7. Средние годовые глобальные значения относительной f (%) и абсолютной q ($\text{кг}/\text{м}^3$) влажности в слое 850–300 гПа [118]

Исследование изменений количества водяного пара в тропосфере по спутниковым данным за период 2003–2008 гг. показало, что над большей частью Северного полушария удельная влажность возросла, хотя в некоторых районах, напротив, понижалась (рис. 3.8). При росте приземной температуры на $0,6\text{ }^\circ\text{C}$ содержание водяного пара в среднем возросло на $2,04\text{ Вт}/\text{м}^2\cdot\text{K}$ [119; 120]. Относительная влажность возросла в одних районах и уменьшалась в других при практически постоянных средних значениях.

В стратосфере в последние десятилетия содержание водяного пара росло со скоростью до 1 % в год. На основе использования трехмерной, негидростатической, квазисжимаемой модели сильного шторма была исследована возможность переноса водяного пара из тропосферы в стратосферу, обусловленного проникающей конвекцией. Показано, что попадающий в нижнюю стратосферу водяной пар может играть важную роль в формировании радиационного баланса атмосферы [121].

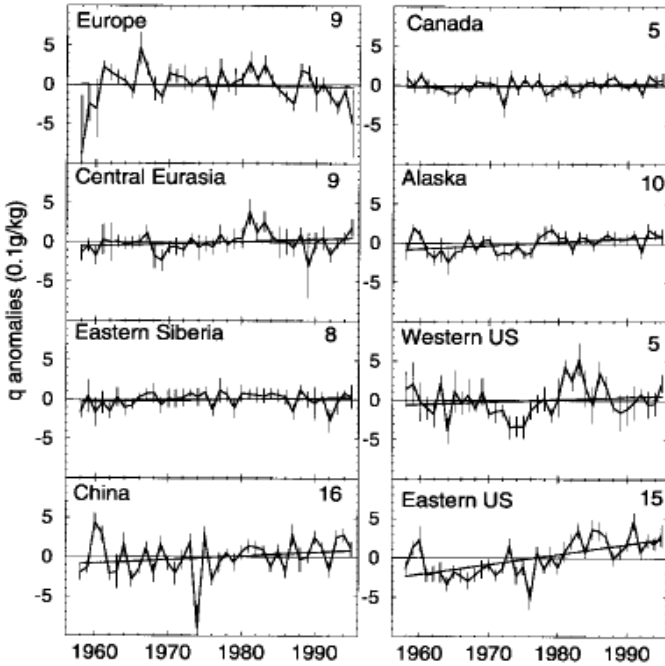


Рис. 3.8. Аномалии удельной влажности над различными регионами Северного полушария в период 1958–1998 гг. [120]

Увеличение содержания водяного пара в атмосфере сопровождается увеличением интенсивности атмосферных осадков в основном в высоких широтах зимой в Северной Америке и Евразии. Уменьшение сумм осадков отмечается в субтропиках и тропиках, в летний период в Средиземноморье и Южной Азии [122].

Изменение климата влечет за собой увеличение числа экстремальных явлений погоды. Возрастает неустойчивость атмосферы, наблюдаются сильные волны холода или тепла, увеличивается повторяемость ураганов в северо-западной части Атлантики и тайфунов в западной части Тихого океана [43]. По данным за 1990–1994 гг. среднее годовое количество природных катастроф возросло по сравнению с 1965–1969 гг. почти втрое [123].

3.1.7. Методы климатического прогноза

Цель климатического прогноза – дать для каждого региона оценку будущего состояния климата. В первую очередь это прогноз изменений отдельных элементов – температуры, осадков, уровня моря и др. Кроме того, поскольку прогноз климата ориентирован на практическое использование в промышленности и сельском хозяйстве, то в качестве прогнозируемых показателей могут выступать специальные показатели. Это, например, суммы температур теплого периода, влагосодержание почвы, максимальный за зиму влагозапас в снежном покрове, продолжительность периода заданного диапазона температур (например, отопительного сезона) [11].

Различные характеристики климата прогнозируются с разной степенью достоверности. Поэтому распространен подход, когда непосредственное прогнозирование осуществляется только для наиболее надежно определяемых величин, прогноз других характеристик выполняется на основе различных связей (функциональных или статистических).

Климатический прогноз основан на информации об изменениях в будущем содержания в атмосфере парниковых газов и аэрозоля. Она, в свою очередь, базируется на сценариях развития макроэкономики. Обычно в практике используются прогнозы на ближайшие 50–100 лет, хотя прогнозы и на более длительные сроки имеют практическое значение для учета возможных природных нагрузок на крупные объекты (плотины, туннели, крупные мосты и др.) при планировании их строительства. В некоторых случаях требуется прогноз на сверхдлительные сроки в 1000 лет при проектировании предприятий, работающих с радиоактивными веществами.

Прогноз в принципе может осуществляться различными способами – математическое моделирование, использование аналогов (палеоаналогов) событий прошлого, экспертные оценки, статистическая экстраполяция и др. Однако более или менее научно обоснованы только методы моделирования и аналогов. Статистический подход требует слишком много информации о текущем состоянии климата, необходимой для прогноза.

Математическое моделирование

Наиболее перспективным методом климатического прогноза является математическое моделирование [2]. Для моделирования климатического состояния будущего необходима концепция развития климатической системы. В основу концепции положено представление о том, что климатическая изменчивость на масштабах времени в несколько десятков лет складывается из собственных шумов, генерируемых взаимодействием атмосферы и океана, и влияния внешних факторов, из которых определяющее значение имеет изменение концентрации парниковых газов. Задавая сценарий последнего процесса и корректируя его теми или иными дополнительными воздействиями (влиянием изменений солнечной постоянной, прозрачности атмосферы и др.), можно составить представление о будущих изменениях радиационных воздействий. Эти данные служат входной информацией, определяя изменения состояния модельного климата. Таким образом, прогнозирование будущих изменений климата осуществляется с помощью нестационарных экспериментов с задаваемым поведением во времени внешних факторов.

С точки зрения полноты учета климатообразующих процессов лучше всего использовать МОЦА/МОЦО, однако их применение требует больших вычислительных ресурсов и финансовых затрат. Между тем неплохие результаты дают упрощенные МОЦА/ДСО, в которых не учитываются океанические течения. Это указывает на то, что при увеличении CO_2 перенос тепла океаническими течениями меняется не очень сильно, за исключением, вероятно, областей термохалинной циркуляции в Северной Атлантике.

Недостатком моделей МОЦА/МОЦО является слишком грубое пространственное разрешение, что не позволяет осуществлять прогноз на региональном и локальном уровне. В некоторых регионах модели демонстрируют более согласованные результаты, в других различаются более сильно. Так, разброс аномалий осадков в среднем составляет около 30 %, для температуры воспроизведенные аномалии варьируют в пределах 2–3 °С, причем в некоторых регионах модели демонстрируют более согласованные результаты (например, в Австралии), в других различаются более сильно. Причины этого не только в том, что модели по-разному

воспроизводят реакцию климата на усиление парникового эффекта, но и в том, что модели неодинаково воспроизводят современное состояние климата, которое используется в качестве начального в расчетах.

Решение проблемы «даунскейлинга», т. е. увеличения пространственного разрешения, возможно несколькими путями. Первый – реализация МОЦА (или МОЦО) на очень густой сетке. Этот подход лимитируется ограниченностью вычислительных ресурсов. Второй подход – создание специальных вычислительных алгоритмов (так называемые адаптивные сетки с переменным пространственным разрешением). Подобный подход удобен не только для воспроизведения тонких термодинамических эффектов типа фронтогенеза, но также для описания «мозаики» свойств подстилающей поверхности. Третий подход основан на применении региональных моделей (РМ), вложенных в МОЦА. Результаты расчетов МОЦА используются в качестве граничных и начальных условий для РМ. Уточненные вложенной моделью расчетные поля обычно не возвращаются в глобальную модель. Четвертый подход основан на «методе временных срезов». Распределение температуры поверхности океана и положение границ морских льдов, полученные в процессе интегрирования МОЦА/МОЦО для какого-то момента времени, используются как заданные граничные условия в экспериментах с МОЦА высокого разрешения до наступления стационарного состояния. В пятом подходе используется статистическая интерпретация результатов моделирования, основанная на статистических связях между локальными климатическими переменными у поверхности и крупномасштабными предикторами. Неопределенность результатов моделирования оставляет возможным использование для прогноза региональных климатических изменений так называемого метода аналогов.

Метод аналогов

Прогноз предлагается осуществлять в два этапа. Прежде всего на основе сценария будущих изменений радиационных свойств атмосферы, подстилающей поверхности и солнечной постоянной рассчитывается с учетом термической инерционности океана поведение средней глобальной или полушарной температуры. Второй этап – оценка региональных климатических изменений, т. е. получение пространственной картины метеорологических аномалий – осуществляется на основе изучения климатов прошлого.

В рамках данного подхода считается, что аналогом потепления климата в начале XX в. может быть оптимум голоцена (6 тыс. лет назад, $\Delta T \sim 1,5$ °C), к 2020 г. потепление достигнет состояния, сходного с условиями максимума последнего межледниковья (125 тыс. лет назад, $\Delta T \sim 2,2$ °C), а в середине столетия аномалии средней температуры окажутся такими большими, что аналогом станет климат оптимума плиоцена (3–4 млн лет назад, $\Delta T \sim 4$ °C).

Было установлено, что пространственное распределение аномалий температуры связано определенным образом со значением средней глобальной температуры независимо от того, каким непосредственным механизмом аномалия вызвана. Во все эпохи зональное распределение аномалий было одинаковым – их величина нарастала с широтой. Более того, величина аномалий в каждой зоне строго пропорциональна средней глобальной или полушарной аномалии. Объяснить различную широтную чувствительность термического режима к глобальным изменениям можно прежде всего положительной обратной связью альбедо и температуры. В высоких и умеренных широтах колебания альбедо особенно существенны, что и определяет повышенную чувствительность высоких широт к глобальным климатическим изменениям.

Более того, оказалось, что не только зональная структура температурных аномалий «привязана» к планетарным изменениям, но и пространственное распределение аномалий температуры обладает теми же универсальными свойствами. Этот факт был установлен по информации, относящейся к перечисленным выше периодам различных по величине глобальных потеплений. Полученные результаты позволяют сделать важный вывод: региональные изменения температуры при разных масштабах потепления подобны друг другу, независимо от причин потеплений.

Карты пространственного распределения аномалий позволяют сделать следующие выводы. В условиях морского климата средних широт заметного изменения температуры зимних месяцев при глобальном потеплении не произойдет. Смягчение зимних холодов будет существенным во внутриконтинентальных районах средних широт и в высоких широтах. Усиление летнего потепления произойдет главным образом в высоких широтах. В некоторых южных областях континентов температуры, видимо, понизятся, что связано с увеличением затрат тепла на испарение

из-за роста увлажненности этих регионов. К сожалению, попытки построения сходных зависимостей для связи региональных аномалий осадков с глобальной аномалией температуры не дали положительных результатов.

Таким образом, пользуясь распределением нормированных аномалий можно для любого уровня глобального потепления определить соответствующее ему региональное распределение аномалий температуры. В этом состоит суть метода аналогов. Прогноз состояния увлажнения с помощью такого метода осуществлен быть не может.

Существуют, однако, сомнения в универсальности данного метода. Одним из доводов служит сравнение пространственных структур аномалий температуры во время потепления 30–40-х гг. и современного периода. Первое развивалось преимущественно в высоких широтах Северного полушария, его так и называют – «потепление Арктики». Современное потепление в большей степени выражено в высоких и умеренных широтах внутриматериковых областей.

Специфические задачи возникают при прогнозе различных компонентов природной среды. Так, при решении задач, направленных на исследование влияния климата на водные ресурсы, необходима информация о компонентах водного баланса территории и прогнозе их динамики. Наибольшие сложности вызывает расчет изменений испарения, влажности почвы, мощности снегового покрова и его таяния, запасов подземных вод и, наконец, подземного и поверхностного стока. Все эти величины рассчитываются в МОЦА, состыкованной с развитой моделью деятельного слоя суши, однако точность рассчитываемых величин невелика. Поэтому предложен специальный подход, основанный на использовании получаемых из моделей (или на основе метода аналогов) величин, отличающихся достаточной надежностью (температура, осадки, влажность воздуха, радиационный баланс). Далее на их основе с использованием специальных моделей водного баланса территорий осуществляется прогноз гидрологического режима рек, озер, водохранилищ и подземных вод.

При исследовании влияния изменений климата на состояние вечной мерзлоты требуется информация о суммах температур за теплый/холодный сезон и средняя температура за год, которые

используются в качестве индикаторов среднего состояния многолетнемерзлых пород в специальных геокриологических моделях.

Таким образом, влияние климатических изменений на те или иные природные процессы редко оценивается непосредственно по результатам моделирования в рамках глобальных моделей. Как правило, эти величины используются как входные параметры в специализированных моделях, в которых и рассчитываются интересные потребители изменения.

3.1.8. Прогноз состояния различных компонентов природной среды (уровень океана, растительный покров, вечная мерзлота, горное оледенение)

Результаты модельных расчетов указывают на то, что ожидаемое возрастание глобально-осредненной температуры в ближайшие 100 лет составит примерно 1–2,5 °С [2; 11]. Все модели показывают качественно одинаковые результаты – самое большое повышение температуры произойдет в высоких широтах Северного полушария. В сезонном ходе аномалия будет наиболее велика поздней осенью и зимой – этот эффект объясняется действием обратной связи со снежноледовым покровом – он устанавливается позже, что обеспечивает дополнительный нагрев регионов. В летнее время нагревание меньше – термическая инерция океана и затраты тепла на таяние препятствуют существенному росту температуры в это время. Учет роста аэрозольной компоненты несколько снизит нагрев высоких широт, тем не менее, аномалии зимних температур над северной частью Северной Америки и Евразией составят около 4 °С. Летние температуры будут мало отличаться от современных. В тропиках увеличатся температуры над материками (особенно над Африкой), причем зимой этот эффект будет выражен отчетливее. Над океанами произойдет слабое увеличение температуры; исключением являются зоны субтропиков и умеренных широт Северного полушария, где отличия температуры от современной будут невелики.

Возрастет общее количество осадков, причем наибольшие изменения произойдут в высоких широтах и в умеренной зоне над материками – здесь не ожидается больших абсолютных приращений осадков, но относительные изменения будут существен-

ны для условий увлажнения. Ситуация в тропиках не ясна. Здесь изменение осадков в более сильной степени, чем во внетропических регионах зависит от того, учтено или нет выхолаживание атмосферы за счет сульфатных аэрозолей. Если учитывается только CO_2 , температура материков растет сильнее, чем океанов, и в результате значимо усиливаются муссонные циркуляции. Аэрозоль уменьшает летние аномалии над сушей, температурный градиент между морем и сушей уменьшается, муссон ослабевает.

Развитие глобального потепления приведет к существенному сокращению горного оледенения. Можно определенно утверждать, что в новых более теплых климатических условиях произойдет глобальная деградация и в перспективе практически полное исчезновение горного оледенения.

Развивающееся потепление вызовет деградацию вечной мерзлоты. Активная деградация вечной мерзлоты будет происходить там, где среднегодовая температура воздуха стабильно превышает 0°C . Практически по всем моделям получается примерно одинаковый результат – площади криолитозоны различной сомкнутости сократятся примерно на 10–15 %, глубина сезонного протаивания в северной части криолитозоны может возрасти на 20–30 %. На территории России скорость смещения к северу границы криолитозоны в ближайшие десятилетия может составить 1–1,5 км/год в Западной Сибири и порядка 3 км/год в Восточной Сибири. Неясен вопрос о будущей эволюции Антарктиды и Гренландии. Вблизи их побережий потепление будет сопровождаться ростом температурных контрастов. Это приведет к усилению циклонической деятельности и усиленному проникновению теплых влажных масс внутрь ледниковых покровов.

Приток дополнительного количества талых вод в океан обеспечит рост его уровня. Этому же способствует термическое расширение верхних слоев океана за счет растущих температур. В соответствии со средним сценарием подъем уровня должен составить к 2100 г. 49 см. Это очень высокие темпы роста – в последние 100 лет скорость роста была в два-три раза меньше. Преобладающий вклад в подъем уровня вносит расширение вод.

В ответ на потепление климата постепенно произойдут изменения растительного покрова. Во-первых, повысится продуктивность лесных экосистем, скорость роста деревьев и процесс

естественного восстановления лесов. Изменится видовой состав хвойных пород – некоторое преимущество получит сосна по сравнению с лиственницей, положение ели улучшится на севере и ухудшится в южных регионах. Во-вторых, граница леса будет продвигаться к северу, захватывая территорию тундры. Несколько выше будет скорость расселения древесной растительности, примерно 100–200 м/год. Леса при потеплении будут расселяться в горах выше существующей границы.

3.2. МЕЖВЕКОВЫЕ И ДОЛГОПЕРИОДНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

3.2.1. Методы палеоклиматических реконструкций

На внутривековых и вековых интервалах времени одной из проблем анализа климатических вариаций является отсутствие данных измерений метеорологических величин. Первичной характеристикой климата обычно считают температуру приземного слоя атмосферы, однако ее инструментальные измерения были начаты в отдельных пунктах сравнительно недавно, около 400 лет тому назад. Эти данные свидетельствовали о постепенном повышении температуры. Более убедительными, однако, оказались не прямые измерения, а косвенные данные, в частности данные о размерах горных оледенений. В отличие от прямых измерений температуры, в которых преобладали внутригодовые и межгодовые флуктуации, площади горных оледенений представляли собой интегральные характеристики, в которых кратковременные флуктуации отсутствовали. Важное значение имели и косвенные характеристики климатических изменений. Например, гравюра 1814 г. свидетельствует, что замерзание Темзы было обычным явлением для англичан. Предприимчивые англичане лед на Темзе приспособили для зимних ярмарок и народных гуляний. Потом Темза стала замерзать все реже и реже и в настоящее время это очень редкое явление, замерзает Темза только в аномально холодные годы.

Для наиболее древних геологических периодов палеоклиматическими индикаторами служат преимущественно осадочные породы, так как либо в те времена не существовало органической жизни, либо органические останки не сохранились. Знание химического состава, физических свойств, структуры и текстуры осадочных горных пород и особенностей их залегания позволяют в какой-то мере восстановить климатические условия во время их образования. Главным, что делает осадочные породы палеоклиматическим индикатором, является различие между химическим и физическим выветриванием и их интенсивностью в различных климатических условиях [1].

К индикаторам влажного климата относятся продукты глубокого химического выветривания пород суши – глины, красные, железные и марганцевые руды, каменные угли. Индикаторами сухого (аридного) климата служат эвапориты, осаждающиеся из растворов в условиях сильного испарения – доломиты, ангидриты и гипсы, калийная и каменная соль.

Теплому климату свойственны уже упоминавшиеся эвапориты, морские известняки, в том числе и органического происхождения – останки кораллов и других организмов, бокситы, каолин.

В холодном климате преобладает физическое выветривание, признаками которого являются легко выветриваемые материалы (полевой шпат), многолетнемерзлые грунты, лёсс.

Особое место среди показателей холодного климата принадлежит ледниковым отложениям – моренам. Для состава моренных отложений типичен тонкозернистый глинистый материал, содержащий песок, гравий, щебень, крупные обломки. Для них характерна беспорядочность расположения материала, слабая слоистость или ее отсутствие, наличие полированных, а также штрихованных валунов.

Распознать древние ледниковые отложения значительно труднее. Для этих литифицированных морен предложен термин «тиллиты». Похожие отложения могут быть вызваны подводными оползнями или деятельностью мутьевых потоков. Надежно распознать «тиллиты» позволяет лишь комплекс нескольких характерных и типично проявляющихся признаков. Тиллитоподобные породы, ледниковое происхождение которых не установлено, называются «тиллоидами». Наконец, для отложений, сходных с

«тиллитами», но имеющих явно неледниковое происхождение, вводится специальный термин – «псевдотиллиты».

В сочетании с геологическими индикаторами важную роль играют *палеонтологические и палеоботанические признаки*. К сожалению, сохранность органических ископаемых низка, кроме того, к оценке климатических условий во время жизни ископаемого мы подходим с точки зрения экологии современного родственного вида (принцип актуализма), что не всегда верно. Совокупность причин ограничивает эффективное применение этих признаков фанерозоом.

Наиболее репрезентативными ископаемыми являются те, которые при жизни были более тесно связаны с окружающей средой. Поэтому, например, растения более показательны, чем животные. Само наличие останков или отпечатков растений в древних отложениях говорит о теплом климате. Подтверждением этого может быть большое разнообразие видов растений, особенно древесных. О теплом климате может свидетельствовать наличие некоторых определенных видов растений, например пальм, вечнозеленых деревьев. Холодному климату свойственны хвойные деревья или мелколистые кустарники и травы. Признаками сухого и влажного климата могут служить малые размеры листьев в сухих зонах, кончики-капельницы для стекания излишней влаги с листьев во влажных зонах. Весьма важным является спорово-пыльцевой анализ, дающий представление о целом растительном комплексе.

Разнообразие видов животных говорит о теплых климатических условиях. По-разному зависит от климата распространение и разнообразие холоднокровных и теплокровных животных. Обилие холоднокровных на всех широтах служит признаком слабовыраженной широтной зональности и незначительных сезонных и суточных колебаний. В теплом климате должно существовать больше холоднокровных и низших теплокровных животных.

Важным признаком внешних условий является размер животного. Существует правило Бергмана, согласно которому теплокровные животные близких видов имеют тем большие размеры, чем холоднее климат. В жарком климате животные должны отдавать тепла больше, а в холодном терять его как можно меньше, т. е. в тропиках отношение поверхности к объему должно быть больше (размер меньше). Холоднокровные животные достигают особенно больших размеров в теплом климате.

Свидетелями теплого климата являются крупные насекомые, моллюски. Все известывыделяющие организмы, как строящие раковины, так и рифообразующие нуждаются в большом количестве извести, т. е. они обитали в теплых морях, где верхний слой воды пересыщен известью. В холодном климате холоднокровных животных мало. Находки костей с кольцами роста говорят о палеоклимате умеренных широт с резкой сменой сезонов.

Индикаторами силы и направления ветра являются поваленные ископаемые деревья. Величина и ориентация ископаемой золотой ряби говорит о силе и направлении морских течений. Некоторые виды раковин при падении на дно разворачивались течением в одну сторону.

Количественный палеотемпературный метод был создан в конце 40-х гг. Г. Юри, который установил, что равновесие между содержанием изотопов кислорода O^{16} и O^{18} в карбонатных ионах и воде зависит от температуры воды. $CO_3^{16} + 3H_2O^{18} \Leftrightarrow CO_3^{18} + 3H_2O^{16}$. Это равновесие всегда смещено вправо и карбонатные ионы несколько больше обогащены O^{18} по сравнению с водой. С увеличением температуры это обогащение уменьшается. Организмы, строящие раковины, берут из раствора карбонатные ионы, в которых отношение изотопов соответствует температуре воды. После гибели организма его раковина (или скелет) захораниваются в осадках, отношение изотопов при этом сохраняется. Рассчитывается величина $\delta O^{18} = (R - R_0) / R_0 \cdot 100\%$, где R – отношение CO_2^{18} / CO_2^{16} в исследуемом образце, R_0 – в эталонном карбонате. Эта величина и является индикатором палеотемпературы. Интерпретацию затрудняют два фактора: 1) зависимость метода от солености воды. Увеличение солености аналогично уменьшению температуры; 2) разные раковины дают различные результаты.

3.2.2. Методы определения возраста пород

Горные породы делятся на три типа: изверженные, осадочные и метаморфические [124].

Изверженные породы образуются в результате застывания расплавленной магмы.

Осадочные породы образуются вследствие осаждения на дно водных бассейнов частиц породы, разрушающего действия ветра, воды и других агентов и перенесенных в водные бассейны реками или ветрами, а также растворения веществ и остатков организмов.

Метаморфические породы образуются из пород первых двух групп в результате их сильного изменения и перекристаллизации под действием высокой температуры и давления в глубоких слоях земной коры.

Изверженные породы классифицируются по количеству содержащегося в них кремнезема, т. е. двуокиси кремния SiO_2 .

Осадочные породы – это конгломераты, песчаники, сланцы (глины, известняки (CaCO_3), доломиты, гипсы, ангидриты, соли).

Осадочные породы слоисты. Чтобы сопоставить возрасты слоев в разных местах применяется *палеонтологический метод*, заключающийся в изучении окаменелых остатков живых организмов. Жизнь при этом рассматривается как глобальное явление, развивающееся во времени от простого к сложному, так что каждому периоду времени соответствуют окаменелые остатки определенных организмов. Палеонтологический метод позволяет устанавливать только относительный возраст и только осадочных пород, содержащих окаменелые остатки или следы живых существ. В основном он разработан на 550–500 млн лет.

Изотопные методы позволяют определять абсолютные возрасты минералов в изверженных, осадочных и метаморфических породах в пределах всего времени существования Земли. Они основаны на измерении содержания в минерале некоторых изотопов, накопившихся после его образования вследствие распада содержащихся в нем радиоактивных веществ. Изотопы отличаются количеством нейтронов в ядрах (N). Число протонов (Z) соответствует номеру элемента в таблице Менделеева. Массовое число $A = N + Z$. Так, для Pb^{204} $A = 204$ $Z = 82 \rightarrow N = 122$.

Абсолютный возраст *урано-ториевых минералов* можно оценить свинцово-урано-ториевым методом, основанным на использовании трех процессов распада $\text{U}^{238} \rightarrow \text{Pb}^{206}$, $\text{U}^{235} \rightarrow \text{Pb}^{207}$, $\text{Th}^{232} \rightarrow \text{Pb}^{208}$. Количество радиоактивных веществ убывает по экспоненциальному закону $e^{-\lambda t}$. Если время измеряется в миллиардах лет, то постоянные

распада для приведенных цепочек равны $\lambda_{238} = 0,15$, $\lambda_{235} = 0,97$, $\lambda_{232} = 0,048$. Оценивая изотопные соотношения $\text{Pb}^{206}/\text{U}^{238}$, $\text{Pb}^{207}/\text{U}^{235}$, $\text{Pb}^{208}/\text{Th}^{232}$, $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$ (соотношение $\text{U}^{238}/\text{U}^{235} = 137.7$ считается фиксированным) можно получить четыре оценки возраста минерала.

Возраст *свинцовых руд*, например, галенита PbS , может быть оценен при помощи свинцового метода по отложениям изотопов свинца Pb^{206} , Pb^{207} , Pb^{208} , являющихся конечными продуктами распада урана и тория к нерадиоактивному изотопу Pb^{204} . Возраст можно оценивать по отношениям $\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204}$, $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{204}$, $\text{Pb}^{208}/\text{Pb}^{204}$.

Возраст *калиевых* минералов оценивают с помощью калий-аргонового метода. При распаде изотопа K^{40} 12 % этого изотопа превращается в аргон (Ar^{40}) с постоянной распада $\lambda_{\text{K}} = 0,0585$. Оставшиеся 88 % K^{40} быстро превращаются в Ca^{40} с постоянной распада $\lambda_{\beta} = 0,47$. Прокаливая минерал в вакуумной печи, можно измерить количество аргона и по отношению $\text{Ar}^{40}/\text{K}^{40}$ оценить возраст.

Рубидий-стронциевый метод основан на медленном превращении Rb^{87} в радиогенный стронций Sr^{87} .

3.2.3. История климата

Геохронологическая схема истории Земли

Для анализа климатических вариаций на очень длительных интервалах времени удобно использовать геохронологическую схему, опирающуюся на геологические данные, поскольку изменения состава горных пород очень часто, если не всегда, совпадали с крупными климатическими событиями (рис. 3.9) [1]. В качестве примера можно привести длительные периоды тектонической и вулканической активности – так называемые ТМЭ – тектоно-магматические эпохи, во время которых естественным образом менялся состав горных пород и одновременно газовый состав атмосферы, что приводило к усилению или ослаблению парникового эффекта.

Основная геохронологическая схема				
Эон	Эра	Номер эпохи	Возраст границ, млрд. лет	
Фанерозой	Кайнозой, KZ	19	$0,067 \pm 0,003$	
	Мезозой, MZ	18	$0,24 \pm 0,01$	
	Палеозой, PZ	17		
Протерозой, PR	Верхний, PR ₃	Венд, V	16	0,57
			15	$0,675 \pm 0,025$
		Верхний, R ₃	14	
	Рифей, R		13	
		Средний, R ₂	12	$0,95 \pm 0,05$
			11	
		Нижний, R ₁	10	$1,35 \pm 0,05$
	Афебий		9	
		Средний, PR ₂	8	$1,70 \pm 0,05$
			7	
Архей, A		6	$1,9 \pm 0,1$	
		5		
	Нижний, PR ₁	4		
		3	$2,6 \pm 0,1$	
	AR ₂	2	$3,0 \pm 0,1$	
Катархей, KA		1	$3,5 \pm 0,15$	
			4,5—4,6	

Рис. 3.9. Геохронологическая схема [1]

Наиболее обоснованной современной оценкой возраста Земли представляется 4,65 млрд лет. На протяжении всей истории Земли происходило чередование сравнительно коротких, в миллионы лет, ТМЭ с длительными, до 150–500 млн лет, эрами относительного покоя.

О первом миллиарде лет существования Земли (*катархей*) почти не имеется каких-либо прямых фактических данных. Можно лишь отметить, что в юго-западной Гренландии найдены катархейские осадочные породы – бурые железняки, возраст которых оценен по свинцовому методу в $3,76 \pm 0,07$ млрд лет. Некоторые признаки показывают, что в катархее имел место активный вулканизм, приведший к образованию первичных атмосферы, океана (с глубиной и объемом впятеро меньше современных) и земной коры.

Рубеж между *катархеем* и *археем* – первая ТМЭ (Белозерская, возраст 3,5 млрд лет). К концу архея (ТМЭ-3) были образованы ядра будущих континентов.

В течение раннего и среднего *протерозоя* происходило образование первичного гранитно-гнейсового слоя континентальной земной коры и формирование древних платформ, которые ныне существуют в виде десяти блоков (платформы Европейская, Восточно-Сибирская, Китайско-Корейская, Таримская, Индостанская, Африкано-Аравийская, Северо-Американская, Южно-Американская, Австралийская, Восточно-Антарктическая). В рифее началось постепенное угасание магматизма. В раннем рифее (ТМЭ-9, 1,5 млрд лет) сформировался единый суперконтинент. Затем начался процесс опускания платформ. Конец протерозоя (венд) завершила ТМЭ-16 (0,57–0,52 млрд лет назад). Примерно в этот период Индостанская, Африкано-Аравийская, Южно-Американская, Австралийская и Антарктическая платформы образовали единый южный континент Гондвану.

Фанерозой (0,57 млрд лет назад – настоящее время). Означает «эра явной жизни», хотя признаки явной жизни обнаруживаются вплоть до архея. Фанерозой делят на палеозой, мезозой и кайнозой. В нижнем палеозое Евразия, Северная Америка и Гренландия объединились в единый северный суперконтинент Лавразию, отделенный от Гондваны океаном Палео-Тетис. В позднем палеозое Гондвана и Лавразия объединились и образовали единый материк Пангею. Пангея просуществовала около 90 млн лет и начала распадаться в мезозое (к концу триаса). Тогда сформировались Саргассово море, отделившее Африку от Южной Америки, и новый Тетис, отделивший Лавразию от Гондваны. Затем началось отделение Евразии от Северной Америки (распад Лавразии), а во второй половине мезозоя начался распад Гондваны на Южно-Американский, Африканский, Индостанский и Австрало-Антарктический континенты. На конец мезозоя пришлась первая фаза тектоно-магматической эпохи ТМЭ-19, продолжающейся в течение всего кайнозоя [1].

3.2.4. Причины длительных климатических аномалий

На интервалах времени в миллионы, десятки, сотни миллионов и миллиарды лет основными причинами климатических изменений являются космические факторы, изменения газового состава земной атмосферы, а также изменения облика Земли – соотношения площадей суши и океана, конфигурация и расположение материков [1; 2; 11].

Предпосылки глобальных изменений на планетах могут быть созданы изменением расположения Солнца в Галактике [11]. Изменение положения Солнечной системы по отношению к межзвездным облакам пыли и газа может приводить к изменениям прозрачности межзвездной среды. Также может изменяться частота столкновений с крупными космическими телами, интенсивность потока космических лучей и др. Солнце и планеты расположены на краю горячего межзвездного облака и вращаются вокруг центра Галактики с периодом примерно 250 млн лет. Кроме этого Солнце «качается» относительно плоскости Галактики, где находятся плотные облака межзвездного газа, с периодом 52–64 млн лет.

Однако наиболее важное космическое влияние связано с вариациями притока лучистой энергии Солнца. К настоящему времени Солнце прошло примерно половину своего жизненного пути. По мере выгорания водорода Солнце постепенно эволюционирует, при этом светимость плавно возрастает за счет того, что водород превращается в гелий, а рост молекулярного веса и плотности способствуют росту температуры.

Существуют предположения, что поток солнечной энергии помимо регулярного возрастания может испытывать флуктуации с характерным периодом в сотни тысяч лет. Толчком к развитию этой концепции послужила так называемая проблема дефицита солнечных нейтрино. Одним из возможных решений проблемы могли быть квазипериодические перемешивания недр Солнца с уменьшением температуры и потока нейтрино. Сейчас эта гипотеза имеет мало сторонников.

Фактором, воздействующим на атмосферу, являются космические лучи. Вне Солнечной системы поток галактических кос-

мических лучей (ГКЛ) является постоянным за исключением редких катастрофических явлений, таких как рождение сверхновых звезд. Диагностировано 16 таких событий, однако никаких прямых откликов в изменениях земного климата не зафиксировано.

С точки зрения внутренней структуры эволюция планет земного типа включает следующие стадии. Сначала происходит рост планеты, формирование внутренней структуры (ядра, мантии, коры), разогрев ее недр. Источником энергии служат: 1) энергия, выделившаяся при соударении планетизималей на стадии аккреции, 2) тепло, возникающее при распаде радиоактивных элементов (урана, тория, калия), 3) выделения во время приливов энергии, запасенной в бинарной системе Земля – Луна, которая находилась в то время гораздо ближе к Земле. Дальнейшая эволюция обусловлена постепенным остыванием планеты. Вторая стадия – это так называемая тектоника плюмов – струй расплавленного вещества, поднимающихся к поверхности с больших глубин (от границы «мантия – ядро»). Под литосферой они расплываются, создавая в вертикальном разрезе грибовидную структуру.

Изменения внутренней структуры планеты тесно связаны с изменением в атмосфере содержания парниковых газов (главным образом CO_2), а также с изменением облика планеты [1; 11]. Углекислый газ, азот и водяной пар поступали и поступают в атмосферу из глубоких слоев планеты в ходе дегазации верхней мантии и земной коры. Эти составляющие атмосферного воздуха входят в число газов, выбрасываемых в атмосферу при извержениях вулканов, выделяются из глубоких трещин в земной коре и из горячих источников. Углекислый газ расходуется на образование различных карбонатных отложений, а также на формирование отложений органического углерода благодаря процессу фотосинтеза.

Интенсивность механизма дегазации недр Земли была неравномерной во времени. Эпохам повышенного вулканизма и выноса больших масс глубинного CO_2 (ордовик, девон-карбон, пермь, мел), которые приурочены к срединным стадиям ТМЭ, отвечает мощное карбонатакопление и максимальная фиксация остаточного органического вещества в осадочных толщах. Эпохам резкого ослабления вулканической деятельности и уменьшения выноса CO_2 на поверхность, которые тяготеют к начальным и заключительным стадиям тектонических циклов, соответствует

уменьшение массы карбонатных осадков и погребенного органического вещества. Данные о количестве карбонатных пород, образовывавшихся в различные эпохи, дают оценку скорости расхода/поступления углекислого газа в атмосферу.

Обратимся теперь к анализу данных палеоклиматических индикаторов.

В архее (3,8–2,5 млрд лет назад) следы холодных климатов не обнаружены. Этот факт выглядит парадоксально, так как светимость Солнца в то время была снижена примерно на 30 % по сравнению с современными значениями. Было высказано предположение, что это явление может быть вызвано интенсификацией парникового эффекта, обусловленной большим количеством углекислого газа в атмосфере. Численные эксперименты с энергобалансовой моделью климата показали, что для компенсации уменьшения притока солнечного излучения требовалась концентрация CO_2 в 2000 раз превышающая современную [11].

В отложениях верхнего архея и нижнего протерозоя следы оледенения, относящиеся к 2,7–2,0 млрд лет назад, обнаружены на территории современных Северной Америки, Африки и Австралии. Возможно, причину этих похолоданий также следует искать в вариациях концентрации атмосферного CO_2 , что на фоне сниженного притока солнечной радиации могло привести к похолоданию и гляциации.

Следы следующих ледниковых событий обнаружены на всех континентах в отложениях возраста 1–0,6 млрд лет. Выделяются три фазы интенсивной гляциации 900, 800 и 650 млн лет назад. Факт возникновения оледенения непонятен, поскольку по имеющимся представлениям существовавший в это время единый суперконтинент целиком располагался в тропиках. Чтобы количественно оценить, мог ли вклад действующих в то время климатических факторов вызвать гляциацию материка, расположенного в низких широтах, была использована МОЦА/ДСО. Материк был задан смещенным в тропики Северного полушария. Кроме этого было задано наблюдавшееся в то время снижение солнечной постоянной по сравнению с современной на 5 %, большая угловая скорость вращения Земли (продолжительность суток 18–19 ч). В результате численных экспериментов установлено, что эти факторы не способны создать условия для гляциации.

В фанерозое выделяется сравнительно короткая стадия гляциации в позднем ордовике (~440 млн лет назад). Затем, после сравнительно небольшого теплого периода, последовала длительная фаза оледенения, продолжавшаяся несколько десятков миллионов лет – пермское оледенение. Свидетельством оледенения были следы древних морен на материках Африки, Южной Америки, Австралии, которые в перми образовывали единый суперконтинент – Гондвану.

Генезис этих гляциаций неясен. С одной стороны, светимость Солнца в то время была ниже современной, однако содержание углекислого газа было исключительно большим. Для разрешения этого парадокса ищутся возможные причины снижения количества углекислого газа в атмосфере. В работах Монино обращается внимание на другой аспект – география того времени была совершенно отличной от современной – в Южном полушарии существовал единый суперконтинент и южный полюс длительное время находился внутри материка. Это способствовало похолоданию по двум причинам. Во-первых, за счет альбедной обратной связи ледник, зародившись в полярных районах, за счет саморазвития мог опуститься в низкие широты. Во-вторых, похолоданию способствует расположение материка, при котором ограничивается приток теплых вод из низких широт в высокие. Завершилась эпоха оледенения в конце перми, когда полюс оказался в Тихом океане. Дегляциации способствовало увеличение содержания углекислого газа в атмосфере и рост межширотного обмена теплом в океане.

В мезозое и кайнозое температура была существенно выше современных. Одной из причин являлось то, что содержание CO_2 было много больше современного. Кроме того, оба полюса в это время располагались в океанах, и циркуляция водных масс обеспечивала обогрев полярных районов. Во второй половине кайнозоя температура понижалась. Этому способствовало обособление Антарктиды, которая заняла южную полярную область около 36 млн лет назад. Ее ледяной щит начал формироваться в раннем олигоцене и достиг своего современного состояния в среднем миоцене. Ограничение межширотного теплопереноса в Южном океане и развитие циркумантарктической формы циркуляции

способствовали изоляции континента и похолоданию южной полярной области. Также в последние несколько десятков миллионов лет неоднократно прерывалось проникновение теплых вод в северную полярную область, когда Фарреро-Шетлендский порог поднимался до поверхности океана, превращая Северный Ледовитый океан в практически замкнутый, заполненный льдами бассейн. Прогрессирующее похолодание привело к тому, что температура в низких широтах опустилась ниже определенного температурного рубежа (четвертичный ледниковый порог). Это привело к образованию криосферы, которая активизировала похолодание за счет положительных обратных связей в климатической системе.

Последним периодом кайнозоя является плейстоцен, во время которого наблюдалось уникальное климатическое явление – квазипериодические чередования эпох оледенений и межледниковий. Сейчас, т. е. в течение последних 12 тыс. лет климатическая система находится в одном из таких типичных периодов межледниковья.

3.3. КОЛЕБАНИЯ КЛИМАТА В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Среди специалистов нет окончательного согласия относительно нижней границы плейстоцена [1; 11]. Предлагались различные варианты определения времени начала плейстоцена: 1) по климатическим факторам (начало оледенения); 2) по радикальной смене фауны и т. д. С точки зрения палеоклиматологии точное установление этой границы не имеет большого значения. Принято считать, что это было примерно 700 тыс. лет назад. Климат плейстоцена имеет весьма характерные особенности. Это, во-первых, наличие в течение всего плейстоцена полярного покровного оледенения; во-вторых, циклические колебания климата, обусловленные колебаниями ледового покрова.

Колебания климата с характерным временем от сотен тысяч до тысяч лет происходят уже на практически неизменном фоне географической и геофизической обстановки (распределение материков и океанов, рельеф, скорость вращения Земли) и при неизменном состоянии светимости Солнца.

На рис. 3.10 сопоставлены вариации температуры на различных интервалах времени. На рис. 3.10, *а* графики построены по данным прямых измерений приземной температуры. Поскольку эта температура оценивается не точно, на графике показаны вертикальные отрезки, внутри которых с вероятностью 95 % находятся точные значения. Вариации температуры за последнее тысячелетие на рис. 3.10, *б* построены по косвенным данным и за последние 140 лет по данным инструментальных наблюдений. И, наконец, на рис. 3.10, *с* изменения температуры для района Антарктики восстановлены по данным изотопного анализа, полученным при бурении льда на станции Восток. Рисунок 3.10, *с* демонстрирует квазипериодические похолодания, во время которых развивались покровные оледенения. Впервые колебания ледового покрова в плейстоцене были установлены А. Пенком и Э. Брюкнером [1] в их классическом исследовании альпийского оледенения. Четыре выделенные эпохи оледенения А. Пенк и Э. Брюкнер назвали по именам небольших рек на Швабско-Баварском плато, начиная с самого древнего оледенения: Гюнц, Миндель, Рисс и Вюрм.

Ледниковые периоды в Альпах. Гюнц – Миндель – Рисс – Вюрм. Эти ледниковые периоды разделены теплыми межледниковыми эпохами, во время которых оледенение почти полностью или совсем исчезало. Во время теплых эпох происходило бурное развитие растительного и животного мира. Считается, что Рисское оледенение было несколько более продолжительным, чем Вюрмское; Миндельское оледенение было столь же продолжительным, как и Рисское. В общем же различия между длительностью ледниковых эпох (по А. Пенку и Э. Брюкнеру) незначительны и не идут ни в какое сравнение с различиями в продолжительности межледниковий. Считается, что продолжительность межледниковья Гюнц – Миндель составляет около 60 тыс. лет; Миндель – Рисс – 240 тыс. лет; Рисс – Вюрм – 60 тыс. лет; Вюрм – наше время – 20 тыс. лет.

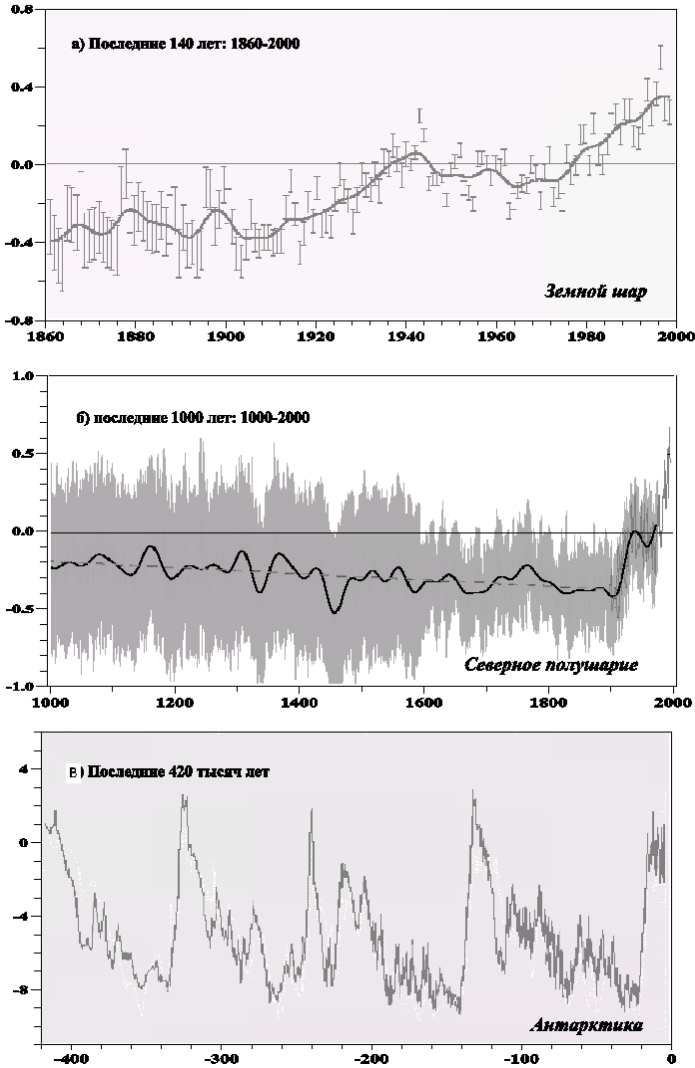


Рис. 3.10. Изменения температуры у земной поверхности; а) за 140 лет показаны 95%-доверительные интервалы средней по земному шару годовой температуры по данным инструментальных наблюдений; б) для Северного полушария за последнее тысячелетие по косвенным данным и за последние 140 лет по данным инструментальных наблюдений; в) для района Антарктики за последние 420 тыс. лет по косвенным данным, полученным при бурении льда на станции Восток

Альпийский ледовый щит в плейстоцене никогда не соединялся с каким-либо другим ледяным щитом. Но его возникновение и последующие колебания были связаны с изменениями глобального климата. Поэтому проявления каждой ледниковой эпохи должны обнаруживаться во всех районах мира. В одних районах эти проявления заключались в возникновении мощных ледовых покровов и их последующих колебаниях, в других – похолодания, увеличение или уменьшение количества осадков, повышение или понижение уровня океана и т. п. На территории Северной Европы и Русской платформы, в Западной и Восточной Сибири, в Северной Америке найдены следы оледенений, хронология которых довольно хорошо согласуется и между собой и с Альпийскими оледенениями. Существует множество региональных хронологий плейстоцена, различающихся локальными наименованиями и рядом деталей. Имеются данные, говорящие о том, что синхронно с колебаниями ледовых массивов Северного полушария происходили и пульсации Антарктического ледяного щита.

В периоды оледенений уровень Мирового океана понижался ниже современного уровня, и обнажалась большая часть материкового шельфа. Это приводило к образованию сухопутных «мостов», которые препятствовали обмену водами между различными бассейнами и способствовали миграции животных между континентами. А по последнему мосту около 30 тыс. лет назад из Азии в Америку проникли люди.

Возникновение оледенений в Северном полушарии способствовало похолоданию климата на всем земном шаре. Значительная доля инсоляции вследствие большого альбеда ледовой поверхности рассеивалась в космическое пространство и была недоступна для обогрева планеты. Толщина тропосферы всюду уменьшалась, а ее температура понижалась. Это, несмотря на общее уменьшение влагосодержания атмосферы, приводило к значительному понижению снеговой линии. Общее падение температуры в тропосфере и понижение снеговой линии привели к возникновению горных оледенений не только в умеренных широтах, но также в субтропических и тропических районах. Плейстоценовые горные оледенения отмечены в Азии, Африке, на островах Тихого океана, в тропической Южной Америке, на возвышенностях Южной Австралии и Тасмании, в Новой Зеландии.

В ныне относительно сухом и теплом субтропическом поясе во время ледниковых эпох плейстоцена увеличивалась увлажненность и понижалась температура. В субтропиках Северной Америки во время ледниковых эпох образовались два гигантских озера. Причины заполнения озерных котловин были связаны с уменьшением испарения (из-за похолодания) и увеличением осадков и речного стока. Для районов, близких к экватору, наоборот, сухие периоды соответствуют ледниковым эпохам, а дождливые – межледниковьям.

3.3.1. Причины колебаний климата в плейстоцене

В настоящее время известен лишь один климатообразующий фактор, действующий на масштабах времени в тысячи, десятки и сотни тысяч лет – это колебания инсоляции на внешней границе атмосферы (ВГА). Эти колебания могут:

- во-первых, быть проявлением солнечной активности;
- во-вторых, быть связаны с вариациями геометрии орбиты и расположением планет на орбите;
- в-третьих, быть следствием неких гипотетических эффектов, связанных, например, с изменением прозрачности межпланетной среды.

Изменения инсоляции на ВГА вследствие колебаний солнечной активности могут быть восстановлены, например, по данным о флуктуациях содержания радиоактивного изотопа ^{14}C в прошлом. Удобной природной средой для анализа динамики ^{14}C являются кольца деревьев и стратиграфические последовательности кораллов. Они содержат достаточное для анализа количество ^{14}C и автоматически обеспечивают абсолютную датировку отбираемых образцов. Однако имеются свои сложности: солнечная активность – не единственный механизм, управляющий динамикой ^{14}C , важную роль играет само состояние климатической системы, поскольку ^{14}C участвует в обмене между атмосферой и океаном, атмосферой и биотой. Поэтому, несмотря на большое количество работ, посвященных анализу вариаций изотопа углерода ^{14}C , следует, видимо, сделать осторожное заключение, что пока отсутствует эмпирическое подтверждение связей солнечной активности с климатом на масштабах времени в тысячи – десятки тысяч лет.

Второй фактор, создающий колебания инсоляции, это изменения тех параметров земной орбиты, которые определяют приток солнечной энергии к планете. Вариации параметров земной орбиты обусловлены гравитационными возмущениями движения Земли со стороны Солнца и других планет. Возникающие вариации имеют разные временные масштабы:

во-первых, это сравнительно небольшие флуктуации с ритмичностью в несколько лет; вызываемые ими возмущения потока солнечной радиации составляют менее 0,1 от величины солнечной постоянной и сравнимы по амплитуде с аномалиями, создаваемыми солнечной активностью;

во-вторых, это колебания с характерными временами в десятки тысяч и сотни тысяч лет, которые хорошо согласуются с временами ледниковых эпох плейстоцена. Именно эти эффекты составляют суть так называемого механизма Миланковича [1; 11; 125].

Более подробно механизм Миланковича будет рассмотрен в следующем разделе. Пока же заметим, что колебания наклона экватора Земли к плоскости ее орбиты и колебания элементов земной орбиты (эксцентриситета и долготы перигелия) существовали всегда, а не только в последний миллион лет. Почему же тогда резкие колебания климата, в минимумах которых развивались континентальные оледенения, начались только в конце кайнозоя и не происходили, скажем, в течение всего мезозоя? Напрашивается предположение, что когда система «атмосфера – океан – суша» находилась в состоянии с теплым глобальным климатом, ее реакция на вышеназванные вынуждающие колебания была слабой. Эта реакция стала сильной, когда в результате постепенного кайнозойского похолодания система «атмосфера – океан – суша» перешла в состояние с прохладным климатом. Теоретические исследования показали, что условием возникновения колебаний в климатической системе является наличие по меньшей мере двух инерционных звеньев. Первым таким звеном является океан, который работает как в условиях теплого, так и в условиях холодного климата. Другим звеном является покровное материковое оледенение, которое может существовать только в условиях холодного климата. Таким образом, при высоких глобальных температурах имеется только одно инерционное звено (океан), что удерживает климатическую систему в устойчивом

состоянии, а при низких температурах появляется второе инерционное звено (оледенение), что переводит систему в колебательный режим. Дополнительные условия, необходимые для возникновения ледниковых эпох и теплых интергляциалов, были установлены при моделировании климатических изменений с учетом механизма Миланковича и обратных связей в климатической системе.

3.3.2. Теория Миланковича

Гипотеза, объясняющая климатические вариации на масштабах в десятки и сотни тысяч лет была предложена в 30-х гг. XX столетия М. Миланковичем [11; 126]. В основу теории были положены расчеты сезонных изменений инсоляции, обусловленных гравитационным воздействием планет солнечной системы на орбитальные характеристики Земли. Сезонный цикл широтно-временного распределения инсоляции определяют следующие величины: наклонение (ε); долгота перигелия по отношению к моменту весеннего равноденствия – координата, определяющая положение Земли на орбите при максимальном ее приближении к Солнцу ψ ; климатическая прецессия $e \sin \psi$, где e – эксцентриситет земной орбиты.

Основным законом, регулирующим вращение Земли, является закон сохранения момента импульса [10]. Последний определяется как вектор

$$\mathbf{M} = \int [\mathbf{r} \times \mathbf{V}] \rho dv \quad (3.1)$$

по отношению к некоторой инерциальной системе отсчета. Если объектом является твердое тело, то изменение радиуса-вектора \mathbf{r} можно представить в виде суммы бесконечно малого переноса тела, в результате которого центр инерции переходит в новое положение при неизменной ориентации осей подвижной системы координат, связанной с телом, и бесконечно малого поворота вокруг центра инерции $d\mathbf{r} = d\mathbf{R} + [d\boldsymbol{\varphi} \times \mathbf{r}]$, где $\mathbf{R} = \int \mathbf{r} \rho dv / \int \rho dv$.

Дифференцируя по времени, получаем выражение для скорости перемещения элемента твердого тела

$$\mathbf{v} = \mathbf{V} + [\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{r}]. \quad (3.2)$$

Если инерциальная система движется со скоростью \mathbf{V} , а ее центр помещен в центр инерции, получаем $\mathbf{v} = [\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{r}]$. А если точки тела смещаются относительно системы, связанной с телом, со скоростью \mathbf{u} , получаем $\mathbf{v} = [\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{r}] + \mathbf{u}$. Тогда момент импульса тела будет равен

$$\mathbf{M} = \int [\mathbf{r} \times [\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{r}]] \rho dv + \mathbf{M}', \quad \mathbf{M}' = \int [\mathbf{r} \times \mathbf{u}] \rho dv, \quad (3.3)$$

где \mathbf{M}' – момент импульса внутренних движений. Первый член суммы можно записать в виде

$$\int [\mathbf{r} \times [\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{r}]] \rho dv = \int \{ r^2 \boldsymbol{\Omega} - \mathbf{r}(\mathbf{r} \boldsymbol{\Omega}) \} \rho dv \quad \text{или в компонентах}$$

$$M_i = \int \rho \left\{ (x_1^2 + x_2^2 + x_3^2) \Omega_i - x_i \sum_k x_k \Omega_k \right\} dv = \Omega_k \int \rho \left\{ (x_1^2 + x_2^2 + x_3^2) \delta_{ik} - x_i x_k \right\} dv = I_{ik} \Omega_{ik}. \quad (3.4)$$

(По повторяющимся индексам предполагается суммирование.) Здесь I_{ik} – тензор инерции тела. Его компоненты в явном виде записываются следующим образом

$$I_{ik} = \begin{pmatrix} \int \rho (y^2 + z^2) dv & -\int \rho xy dv & -\int \rho xz dv \\ -\int \rho yx dv & \int \rho (x^2 + z^2) dv & -\int \rho yz dv \\ -\int \rho zx dv & -\int \rho zy dv & \int \rho (x^2 + y^2) dv \end{pmatrix} \quad (3.5)$$

Диагональные члены тензора инерции называются осевыми моментами инерции, недиагональные – центробежными. Выражение для компонент момента импульса внутренних движений имеет вид

$$M'_i = \varepsilon_{ijk} \int x_j u_k \rho dv \quad \text{Отсюда} \quad M'_1 = \int \rho (y u_z - z u_y) dv$$

$$M'_2 = \int \rho (z u_x - x u_z) dv, \quad (3.6)$$

$$M'_3 = \int \rho (x u_y - y u_x) dv$$

где ε_{ijk} – единичный антисимметричный тензор.

Оси координат, в которых тензор инерции тела приводится к диагональному виду, называются *главными осями инерции*, а соответствующие им осевые моменты инерции – *главными моментами инерции*. В осесимметричном теле одна из главных осей инерции совпадает с осью симметрии, две другие могут быть выбраны произвольно в плоскости экватора.

Момент инерции Земли относительно оси вращения равен $C \approx 8,118 \cdot 10^{44} \text{ г} \cdot \text{см}^2$, а момент инерции относительно экваториальных осей $A \approx B \approx 8,092 \cdot 10^{44} \text{ г} \cdot \text{см}^2$. Отсюда динамическое сжатие планеты $(C - A)/C \approx 1/305,8$.

По отношению к вращающейся системе отсчета скорость изменения момента определяется уравнением

$$\frac{d\mathbf{M}}{dt} + [\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{M}] = \mathbf{K} = \int [\mathbf{r} \times \mathbf{f}] \rho dv \quad (3.7)$$

где \mathbf{f} – внешняя сила, или в компонентах по вращающимся осям координат

$$\frac{d}{dt} (I_{ij} \Omega_j + M'_i) + \varepsilon_{ijk} \Omega_j (I_{kl} \Omega_l + M'_k) = K_i \quad K_i = \varepsilon_{ijk} \int x_j f_k \rho dv. \quad (3.8)$$

Для абсолютно твердого тела $\mathbf{M}' = 0$.

Уравнения Эйлера

Будем считать Землю эллипсоидом вращения с главными моментами инерции $A = B < C$, т. е. симметричным волчком. Оси вращения системы направим по главным осям инерции, ось OX_3 – по оси симметрии. Тогда первые два уравнения изменения момента импульса примут вид

$$A \frac{d\Omega_1}{dt} + (C - A) \Omega_2 \Omega_3 = K_1 \quad A \frac{d\Omega_2}{dt} - (C - A) \Omega_3 \Omega_1 = K_2. \quad (3.9)$$

В третьем уравнении правая часть K_3 вследствие симметрии относительно оси OX_3 равна нулю. Поэтому

$$C \frac{d\Omega_3}{dt} = 0 \Rightarrow \Omega_3 = \text{const}. \quad (K_1 \text{ и } K_2 \text{ были бы равны нулю,}$$

если бы все тела находились в плоскости земного экватора.)

При свободном вращении $K_1 = K_2 = 0$, тогда уравнения принимают вид

$$\frac{d\Omega_1}{dt} = -\omega\Omega_2, \quad \frac{d\Omega_2}{dt} = \omega\Omega_1, \quad \text{где } \omega = \Omega_3 \frac{C-A}{A}. \quad (3.10)$$

Умножив второе уравнение на i и сложив с первым уравнением, получим

$$\frac{d}{dt}(\Omega_1 + i\Omega_2) = i\omega(\Omega_1 + i\Omega_2), \quad (3.11)$$

откуда

$$(\Omega_1 + i\Omega_2) = Ae^{i\omega t} \Rightarrow \Omega_1 = A \cos \omega t, \quad \Omega_2 = A \sin \omega t \quad A = \sqrt{\Omega_1^2 + \Omega_2^2}.$$

Это означает, что проекция угловой скорости на плоскость, перпендикулярную к оси волчка, вращается с угловой скоростью ω , оставаясь постоянной по величине. Так как $\Omega_3 = \text{const}$ весь вектор равномерно вращается с угловой скоростью ω вокруг оси волчка.

Если $K_1, K_2 \neq 0$, решение уравнений Эйлера также можно записать в виде

$$\Omega_1 = h \cos \Gamma, \quad \Omega_2 = h \sin \Gamma, \quad (3.12)$$

где $\Gamma = \omega t - \sigma$ – географическая долгота полюса вращения, $\omega = \Omega_3(C-A)/A$, h, σ – функции времени, содержащие K_1, K_2 под знаками интегралов по времени.

Плоскость, в которой лежат векторы \mathbf{M} и $\mathbf{\Omega}$, вращается относительно оси симметрии Земли по закону $\Gamma = \mu t - \sigma$, при этом широта полюса вращения меняется со временем. При $K_1 = K_2 = 0$ период вращения полюса $T = \frac{2\pi}{\mu} = \frac{A}{C-A} \frac{2\pi}{\Omega_3}$ (период Эйлера, который при $\Omega_3 \approx \Omega$ составляет около 305 суток.)

Уравнения Пуассона

Для оценки вариаций инсоляции необходимо, однако, выписать уравнения, характеризующие колебания Земли относительно плоскости эклиптики, так как именно они определяют вариации инсоляции. Для этого воспользуемся системой отсчета с началом в центре инерции Земли, плоскость OX_1OX_2 – совпадает с эклипстикой в момент t_0 , ось OX_1 направлена на точку весеннего

равноденствия в момент t_0 , ось OX_3 направлена на северный полюс эклиптики. Положение главных осей инерции Земли будем характеризовать тремя углами Эйлера:

1) $\theta < \pi/2$ – угол наклона экватора плоскости к эклиптике (от OX_3 к Ox_3);

2) ψ – угол прецессии между OX_1 и линией узлов на восток до нисходящего узла;

3) ϕ – угол в экваториальной плоскости между линией узлов и осью Ox_1 (отсчитывается от нисходящего узла на восток).

В терминах углов Эйлера вращение Земли складывается из вращения со скоростью $\dot{\phi}$ относительно оси Ox_3 (суточное вращение), со скоростью $\dot{\psi}$ относительно оси OX_3 – оси эклиптики (прецессия), и со скоростью $\dot{\theta}$ относительно линии узлов.

Чтобы перейти к уравнениям для этих скоростей, можно либо воспользоваться уравнениями Эйлера, подставив в них вместо $\Omega_{1,2,3}$ их выражения через $\dot{\psi}, \dot{\theta}, \dot{\phi}$, либо использовать непосредственно лагранжиан вращающейся Земли

$$L = \frac{1}{2} [A(\Omega_1^2 + \Omega_2^2) + C\Omega_3^2] + U \quad (3.13)$$

в зависимости от обобщенных координат $q_1 = \theta$, $q_2 = \psi$, $q_3 = \phi$ и воспользоваться уравнениями Лагранжа

$$\frac{d}{dt} \frac{\partial L}{\partial \dot{q}_i} - \frac{\partial L}{\partial q_i} = 0. \quad (3.14)$$

Чтобы выразить скорости $\Omega_1, \Omega_2, \Omega_3$ через $\dot{\theta}, \dot{\psi}, \dot{\phi}$, спроектируем скорости $\dot{\theta}, \dot{\psi}, \dot{\phi}$ на оси x_1, x_2, x_3 , $\dot{\theta}$ направим по линии узлов, ее составляющие по x_1, x_2, x_3 равны $\dot{\theta}_1 = \dot{\theta} \cos \phi$, $\dot{\theta}_2 = -\dot{\theta} \sin \phi$, $\dot{\theta}_3 = 0$, $\dot{\psi}$ направим вдоль z , проекция на x_3 равна $\dot{\psi} \cos \theta$, проекция на плоскость x_1, x_2 – $\dot{\psi} \sin \theta$. Разлагая по осям x_1 и x_2 , получим $\dot{\psi}_1 = \dot{\psi} \sin \theta \sin \phi$, $\dot{\psi}_2 = \dot{\psi} \sin \theta \cos \phi$. $\dot{\phi}$ направим по x_3 . Собирая составляющие по каждой из осей, приходим к соотношениям

$$\begin{aligned}\Omega_1 &= \dot{\psi} \sin \theta \sin \varphi + \dot{\theta} \cos \varphi \\ \Omega_2 &= \dot{\psi} \sin \theta \cos \varphi - \dot{\theta} \sin \varphi . \\ \Omega_3 &= \dot{\psi} \cos \theta + \dot{\varphi}\end{aligned}\quad (3.15)$$

Воспользовавшись вторым способом вывода уравнений, приходим к следующим соотношениям

$$\begin{aligned}\frac{d\psi}{dt} &= \frac{1}{C\Omega_3 \sin \theta} \frac{\partial U}{\partial \theta} + \frac{A}{C\Omega_3} \left[\cos \theta \left(\frac{d\psi}{dt} \right)^2 - \frac{1}{\sin \theta} \frac{d^2\theta}{dt^2} \right] \\ \frac{d\theta}{dt} &= \frac{1}{C\Omega_3 \sin \theta} \frac{\partial U}{\partial \psi} + \frac{A}{C\Omega_3} \left[\sin \theta \left(\frac{d^2\psi}{dt^2} \right) + 2 \cos \theta \frac{d\psi}{dt} \frac{d\theta}{dt} \right]\end{aligned}\quad (3.16)$$

Выражения в квадратных скобках малы и ими можно пренебречь. Получающиеся уравнения называются *уравнениями Пуассона*.

Потенциальная энергия Земли в поле тяготения планет определяется выражением

$$U = \sum_k U_k = \sum_k G \int \rho dV \int \frac{\rho_k dV_k}{R_k} \quad U_k \approx G m_k \int \frac{\rho dV}{R_k}, \quad (3.17)$$

где R_k – расстояние между элементарными объемами Земли и какой-либо из планет.

В системе отсчета $OX_1OX_2OX_3$ в сферической системе координат уравнения Пуассона принимают вид

$$\begin{aligned}\frac{d\psi}{dt} &= -\frac{3G}{\omega_3} \frac{C-A}{C} \sum_k \frac{m_k \cos \gamma_k}{r_k^3} [ctg \theta \sin \theta_k \sin(\psi_k - \psi) - \cos \theta_k] \\ \frac{d\theta}{dt} &= -\frac{3G}{\omega_3} \frac{C-A}{C} \sum_k \frac{m_k \cos \gamma_k}{r_k^3} \sin \theta_k \cos(\psi_k - \psi)\end{aligned}\quad (3.18)$$

где θ_k, ψ_k – координаты k -го небесного тела, γ_k – угол между осью симметрии Земли и направлением на небесное тело.

Основной вклад в $d\psi/dt$ вносят Луна и Солнце. Так как орбита Луны наклонена к плоскости эклиптики под углом примерно $5^\circ 9'$, можно принять

$\theta_k \sim \pi/2$, $\sin \theta_k \approx 1$, $\cos \theta_k \approx 0$, $\cos \gamma_k \approx \sin \theta \sin(\psi_k - \psi)$. При усреднении $\sin^2(\psi_k - \psi) \sim 1/2$. Уравнение для прецессии принимает вид

$$\frac{d\psi}{dt} = -\frac{3G}{\omega_3} \frac{C-A}{C} \left(\frac{m_a}{r_a^3} + \frac{m_c}{r_c^3} \right) \cos \theta \approx -50'' \text{ в год.} \quad (3.19)$$

Узлы земной орбиты движутся по эклиптике навстречу Солнцу. Тропический год составляет 365,2422 суток, а сидерический – 365,25636 суток. Период прецессии составляет примерно 25 735 тропических лет.

Основной вклад в $d\theta/dt$ вносит Луна. Основной эффект создает вращение линии узлов лунной орбиты, обратное движению Луны по орбите и имеющее период 18,6 лет (создается возмущающим действием Солнца на движение Луны). θ колеблется около θ_0 с тем же периодом. Амплитуда колебаний составляет примерно $9''$.

Результирующий эффект гравитационного влияния планет Солнечной системы можно представить в виде суммы гармонических функций

$$\begin{aligned} \varepsilon &= h + \sum A_i \cos(a_i t + b_i) \\ e \sin \psi &= \sum c_i \cos(c_i t + d_i), \\ e &= F_0 + \sum F_i \cos(f_i t + g_i) \end{aligned} \quad (3.20)$$

где $h, F_0, A_i, a_i, b_i, c_i, d_i, F_i, f_i, g_i$ – коэффициенты, определяемые приближенно из уравнений небесной динамики.

Закономерности поведения данных параметров оказались у разных планет неодинаковыми. Так, на Марсе могут развиваться хаотические флуктуации наклона в диапазоне от 0 до 60° . На Меркурии и Венере колебания ε существенно меньше. В отсутствии Луны возможный для Земли диапазон изменений ε составил бы $0-85^\circ$. Однако в бинарной системе флуктуации относительно невелики: наклонение колеблется между 22 и 25° с периодом в 41 тыс. лет. Величина эксцентриситета варьирует от 0 до 0,0607 с характерными периодами в 100 и 400 тыс. лет. Перигелий смеща-

ется относительно положения равноденствия с ритмичностью в 19 и 23 тыс. лет.

В современную эпоху во время лета Северного полушария Земля находится вблизи положения афелия орбиты, а, например, 126 тыс. лет назад ситуация была противоположной – лето совпадало с перигелием, несколько большей была и вытянутость орбиты. Широтно-временные изменения инсоляции определяются совместным влиянием $\delta\varepsilon$ и $\delta(e\sin\psi)$. Формулы Миланковича для сумм инсоляции в летнее и зимнее калорические полугодия имеют вид

$$\begin{aligned} Q_s &\approx \frac{I_0 T_0}{2\pi} \left(S(\varphi, \varepsilon) + \sin\varphi \sin\varepsilon - \frac{4}{\pi} e \sin\psi \cos\varphi \right), \\ Q_w &\approx \frac{I_0 T_0}{2\pi} \left(S(\varphi, \varepsilon) - \sin\varphi \sin\varepsilon + \frac{4}{\pi} e \sin\psi \cos\varphi \right). \end{aligned} \quad (3.21)$$

Временной ход каждой из величин (ε , e , $e\sin\psi$) характеризуется сложной ритмичностью, поэтому результирующая кривая изменений радиационного режима демонстрирует сложные сочетания нерегулярно повторяющихся положительных и отрицательных аномалий. Для наглядной демонстрации результатов Миланкович рассчитал колебания эквивалентной широты $\varphi_1(t)$ для 65° с. ш., т. е. той широты, на которую в настоящее время за летнее калорическое полугодие приходит столько же солнечного тепла, сколько в прошлом приходило на широту 65° Северного полушария. Рост эквивалентной широты означает похолодание, убывание – потепление. Расчеты, произведенные Миланковичем, были затем повторены рядом авторов. Например, Ш. Г. Шараф и Н. А. Будникова [127] провели расчеты на 30 млн лет в прошлое и на 1 млн лет в будущее.

Для того чтобы оценить климатическую значимость радиационных эффектов, определяемых механизмом Миланковича, рассмотрим результаты моделирования ситуации 126–115 тыс. лет назад [11]. По палеоклиматическим данным в это время температура понизилась примерно на 6°C . 126 тыс. лет назад перигелий орбиты приходился на лето Северного полушария, и наклонение было достаточно велико ($23,9^\circ$). Северное полушарие получало больше солнечной энергии, чем 115 тыс. лет назад, ко-

гда орбитальные параметры ($\varepsilon = 22,4^\circ$, $e = 0,04$, $\psi = 270^\circ$) обеспечивали в Северном полушарии летом отрицательную аномалию инсоляции. Годовая сумма пришедшей радиации оставалась одинаковой, поскольку эксцентриситет в обоих случаях был практически одинаков.

В численных экспериментах по моделированию ситуации с положительной аномалией летней инсоляции было использовано близкое к максимально возможному значение $\varepsilon = 24,45^\circ$. Граничные условия (уровень моря, ТПО, содержание CO_2 , альbedo суши) были заданы соответствующими современным значениям. Таким образом, эксперимент на модели общей циркуляции атмосферы (МОЦА) был направлен только на то, чтобы оценить чувствительность климата к сезонно-широтному перераспределению инсоляции.

Рассмотрим результаты моделирования. При ситуации (ε^+ , ψ^+) летние температуры над Евразией и Северной Америкой оказались на $6-8^\circ\text{C}$ выше, чем при (ε^- , ψ^-). Зимой аномалии получились отрицательными и составили в среднем $3-4^\circ\text{C}$. В теплом климате увеличилось количество осадков (главным образом в летних муссонах Южной Азии), деградировали поля морских льдов.

По сравнению с современным состоянием годовые аномалии температуры получились положительными, т. е. летние положительные аномалии радиационного режима, как и ожидалось, оказались более важными, чем отрицательные зимние. Такая асимметричная реакция климата на симметричное сезонное перераспределение инсоляции объясняется рядом причин. Во-первых, увеличение температуры способствует росту содержания водяного пара в атмосфере, а это, усиливая парниковый эффект, приводит к росту температуры нижней тропосферы. Особенно эффективен этот механизм летом из-за нелинейного характера зависимости состояния насыщения от температуры. Во-вторых, в теплом климате усиливаются осадки. Выделяющееся при конденсации скрытое тепло дополнительно нагревает атмосферу. В-третьих, сокращение площади морских льдов и снежного покрова усиливает положительные аномалии температуры вследствие ряда обратных связей, обусловленных теплообменом атмосферы с подстилающей поверхностью.

В целом, моделирование ситуаций (ε^+, ψ^+) и (ε^-, ψ^-) и показало близость модельных температурных изменений (порядка 3–4 °C) к реально наблюдавшимся. Это подтверждает важность механизма Миланковича в изменчивости климатов прошлого. Отклик климатического режима на орбитально-обусловленные изменения инсоляции позволяет надеяться на то, что часть изменчивости климата может быть объяснена их влиянием.

Эмпирическим подтверждением данного утверждения служит статистический анализ флуктуаций косвенных климатических показателей. В работе [128] были проанализированы восстановленные за 470 тыс. лет индикаторы климата в слоях морских осадков (содержание тяжелого изотопа кислорода ^{18}O в раковинах планктонных фораминифер, видовое сообщество радиолярий). Ряды этих характеристик были подвергнуты спектральному анализу. Рассчитанные спектры имели пики в диапазоне 30–100 тыс. лет, которые могут быть интерпретированы как проявление периодичности в 41 тыс. лет, предсказанной теорией Миланковича. Пики, соответствующие другим предсказанным периодичностям (23 и 19 тыс. лет), видны плохо. Наиболее впечатляющим является пик, соответствующий периоду около 100 тыс. лет. Анализ фазовых сдвигов показал, что колебания климата закономерно запаздывали на интервал примерно 17 тыс. лет. Существует и другая трактовка 100-тысячелетних колебаний. Показано, что эта цикличность может представлять собой отклик на чисто внешнее возмущение инсоляции, которая снижается, когда Земля пересекает плоскость Солнечной системы. Снижение инсоляции объясняется большой запыленностью, присущей поясу астероидов.

Реакция климатического режима на изменение инсоляции оказывается сложнее непосредственного отклика на орбитальный эффект. Дело в том, что происходящие в климатической системе изменения температуры могут усиливаться или ослабляться обратными связями. Прежде всего следует учитывать изменения парникового эффекта. Более сложна роль углекислого газа. Содержание CO_2 в атмосфере варьировало во второй половине плейстоцена примерно между 200 и 300 ppmv при смене холодных и теплых эпох. Существуют представления, что на данном масштабе флуктуации CO_2 были обусловлены вариациями климата, создавая вслед за этим существенный радиационный эффект.

Действительно, колебания CO_2 связаны с биологической активностью, химическим выветриванием и другими процессами, большинство из которых определяется, в свою очередь, состоянием климата. Положительная обратная связь температура – содержание углерода в океане – CO_2 в атмосфере – парниковый эффект – температура обусловлена зависимостью карбонатной системы океана от условий окружающей среды. Аналогичная по знаку обратная связь действует, по-видимому, между атмосферой и карбонатной системой лёссовых отложений суши.

Рассмотрим результаты численных экспериментов, иллюстрирующие эти связи [11]. Использованная модель включала глобальную модель атмосферы с невысоким пространственным разрешением, модель деятельного слоя океана и морских льдов, модель ледникового щита и астеносферы с горизонтальным разрешением $4 \times 5^\circ$. Ледниковые щиты в модели были представлены изотермической вязкопластичной сплошной средой. Астеносфера представляла собой слой вязкой ньютоновской жидкости переменной толщины с фиксированным на глубине 400 км основанием. Изменения состояния ледников создают нагрузку на астеносферу и изменяют ее внешнюю границу. Это, в свою очередь, сказывается на абсолютных высотах континентов, глубинах океанов и их конфигурации.

Используя распределение инсоляции для 115 тыс. лет назад (отрицательная аномалия летом и положительная зимой), пытались воспроизвести развитие ледниковых щитов на континентах. В асинхронном режиме модель интегрировалась на 10 тыс. лет. Первый эксперимент был проведен только при воздействии на климатический режим изменений инсоляции. При этом аномалии температуры получились слабо отрицательными, а площадь льдов увеличилась в Северном полушарии только на 0,9 млн км^2 , а в Южном – на 0,4 млн км^2 . В следующем эксперименте содержание CO_2 в атмосфере было задано равным 246 ppmv. В этом случае среднегодовая температура оказалась ниже современной на 3°C , площадь морских льдов в Северном полушарии возросла на 4,5 млн км^2 , а в Южном – на 16,8 млн км^2 . Эволюция ледниковых щитов происходила следующим образом. Объем антарктических льдов уменьшился, в Гренландии он остался неизменным. Новый ледниковый щит возник на побережье Северного Ледови-

того океана (от Кольского п-ова и на восток, до Гренландии), с максимальным развитием на северо-востоке Северной Америки и на Чукотке.

Эти результаты не стоит ни недооценивать, ни переоценивать. С одной стороны, некоторый положительный результат заключается в том, что удалось воссоздать начало и последующий рост покровного оледенения суши при реалистическом наборе внешних факторов. В предыдущих экспериментах лед на континентах «не хотел» образовываться пока не было задано далекое от реальности уменьшение концентрации CO_2 в атмосфере и снижение температуры Мирового океана.

Важным моментом является установление того обстоятельства, что один только механизм Миланковича обеспечивал совсем небольшой прирост ледникового покрова и, следовательно, должен был обязательно поддерживаться снижением интенсивности парникового эффекта. С другой стороны, ледниковый покров стал возникать не в Скандинавии, а на Арктическом побережье Евразии. Это географическое распределение не похоже на палеоклиматические реконструкции. Кроме того, воссозданное количество льда примерно в три раза меньше того, которое предполагается по данным реконструкций.

В работе [129] была использована упрощенная двумерная модель циркуляции атмосферы, объединенная с моделями деятельного слоя океана, морского льда, ледниковых щитов с подстилающей их литосферой. Роль глубокого океана учитывалась упрощенным образом. Поведение ледниковых щитов в Северном полушарии рассматривалось по отдельности, состояние Антарктического оледенения считалось неизменным. Модель была использована для моделирования климатического режима последних 600 тыс. лет. В качестве входных данных был использован реконструированный ряд CO_2 . Модель стартовала от состояния межледниковья 575 тыс. лет назад. Воспроизведенный моделью объем ледниковых щитов Северного полушария хорошо коррелировал с эмпирической кривой CO_2 . В период позднеплейстоценового похолодания модельный объем оледенения составил $48 \cdot 10^6 \text{ км}^3$ в хорошем соответствии с данными реконструкций. Интересно, что модель, наряду с основными циклами, воспроизвела такие интересные особенности «тонкой структуры», как не-

большие по времени перерывы гляциации внутри гляциальных событий, не приводящие, однако, к полному разрушению ледниковых щитов. В то же время модель стабильно демонстрировала нереальные результаты в эпохи межледниковий. В это время континентальные щиты разрушались полностью, в том числе и Гренландия.

Таким образом, для объяснения крупных вариаций климата плейстоцена достаточно учесть орбитально-инициированные вариации инсоляции на ВГА, усиленные активностью карбонатной системы, приводящей к вариациям CO_2 в атмосфере и, соответственно, изменениям интенсивности парникового эффекта.

Применить эту концепцию к описанию колебаний климата в течение всей истории Земли было бы не совсем правомерно. Во-первых, параметры земной орбиты и положение Земли в Солнечной системе количественно определены только для последнего миллиона лет. Во-вторых, отклик климата на вариации инсоляции развивался в конкретной обстановке плейстоцена, когда большинство материков оказалось в Северном полушарии и проникновение океанских вод в высокоширотные регионы было затруднено. При этом эффективным средством, усиливающим внешние эффекты, была альбедная обратная связь, реализация которой на суше гораздо эффективнее, чем на море. Следовательно, механизм Миланковича мог реализовываться с необходимой полнотой в те эпохи, когда материки под влиянием глобальной тектоники оказывались преимущественно в одном полушарии и межширотный обмен тепла в океанах был невелик.

3.3.3. Термохроны позднеледниковья и голоцена

Наиболее полно с точки зрения возможностей использования палеоклиматических данных для задач валидации моделей и исследования причин колебаний климата освещены результатами реконструкций события сравнительно недалекого прошлого (поздний плейстоцен и особенно голоцен). Поэтому теоретические представления с необходимой полнотой могут быть развиты фактически только для этого этапа палеоистории Земли продолжительностью около 20 тыс. лет [11].

Начало голоцена – это начало теплого этапа, знаменовавшего завершение перехода от позднеплейстоценового криохрона к

теплому межледниковью. Вопрос об абсолютной датировке голоцена дискутируется – это связано с тем, что характер развития потепления был различен в разных регионах. Так, в Европе и Америке главный максимум приходится на середину голоцена, в Сибири – на его начало. VIII конгресс Международной ассоциации по изучению четвертичного периода, состоявшийся в 1969 г. в Париже, принял решение считать нижней границей голоцена рубеж 10 тыс. лет назад. Этап времени между началом голоцена и временем завершения позднеледникового криохрона называется «позднеледниковье».

Рассмотрим особенности проявления климатообразующих факторов в голоцене и позднеледниковье. Период позднеледниковья не был монотонен. Он был осложнен тремя дриасовыми похолоданиями и фактически представлял собой чередование положительных и отрицательных аномалий. Вместе с ростом температуры происходило увеличение концентрации CO_2 в атмосфере. По сравнению с современным режимом около 12 тыс. лет назад наблюдался максимум в поступлении солнечного тепла к Северному полушарию в летние месяцы. Эта аномалия сохранялась климатически значимой на протяжении раннего и среднего голоцена. Содержание CO_2 значительно увеличилось за период позднеледниковья, но в последние 10 тыс. лет менялось мало, оставаясь вблизи доиндустриального уровня (270–280 ppmv). Температура поверхности Мирового океана в целом была такой же, как и в современных условиях, уровень океана был немного выше современного, однако не настолько, чтобы существенно изменить конфигурацию распределения суши и моря.

В начале голоцена остатки Лаврентийского ледникового щита еще покрывали п-ов Лабрадор (полностью они исчезли 7 тыс. лет назад), следы Скандинавского щита оставались на севере Скандинавии до 8,5 тыс. лет назад. Однако площади, которые они занимали, были невелики, так что их влияние на климат носило местный характер.

Температурный режим голоцена характеризуется чередованием короткопериодных (порядка нескольких сотен лет) теплых и холодных аномалий. Во время теплых событий распределение ландшафтов суши (в первую очередь растительного покрова) существенно отличалось от современного. Так, в некоторых высо-

коширотных регионах тундры замещались лесотундрой и тайгой. Вместо пустынь и полупустынь тропиков и субтропиков возникли сухие степи и саванны, а в отдельных регионах на возвышенностях – даже леса.

График изменения изотопного отношения δO^{18} в ледяной колонке, выбуренной в 1966 г. в северо-западной части Гренландского ледникового щита к востоку от Туле, показал колебания температуры, которые происходили одновременно с наступаниями и отступаниями ледниковых щитов, изменениями уровня Мирового океана, высоты снеговой линии в горах, длины долинных ледников и т. д. Эти колебания хорошо согласуются и с палеоботаническими данными. Совершенно аналогичные кривые получены для колонок льда из 2164-метровой скважины 1968 г. на станции Бэрд и 950-метровой скважины 1976 г. на станции Восток в Антарктиде.

Важным индикатором увлажненности служат реконструкции палеоуровней озер. Высокие уровни были типичны для Африки и Азии в первой половине и середине голоцена, свидетельствуя о гораздо большей увлажненности территорий, чем в настоящее время. В умеренной зоне столь однозначная картина изменений увлажненности отсутствует. Здесь встречаются аномалии разных знаков.

Еще в конце XIX в. норвежский ботаник Аксель Блитт показал, что, изучая стратиграфию болот и состав ископаемой флоры в них, можно воссоздать историю развития растительности и, следовательно, историю климата в послеледниковье [1]. Позднее швед Рутгер Сернандер уточнил деление послеледниковья, предложенное Блиттом. Оно получило широкую известность, как схема Блитта – Сернандера. Согласно этой схеме, все позднее – и послеледниковое время разделялось на периоды (от раннего к позднему): прохладный и влажный субарктический, или предбореальный, сухой бореальный, теплый и влажный атлантический, сухой суббореальный и, наконец, влажный субатлантический.

Дальнейшие исследования показали, что развитие растительности и изменения климата в различных частях земного шара в деталях отличаются довольно заметно, и схема Блитта – Сернандера не может считаться всеобщей. Тем не менее, некоторые особенности в схеме являются общими для климата Земли в целом. Этими особенностями являются наличие быстрого потепле-

ния на последних стадиях оледенения и после него – продолжительного теплого интервала и затем некоторого похолодания.

Наиболее ярким событием голоцена является так называемый климатический оптимум или оптимумом голоцена. Иногда его отождествляют с атлантическим периодом схемы Блитта – Сернандера, в других случаях под ним понимается интервал, состоящий из бореального, атлантического и суббореального периодов. Атлантическое потепление (АТ) не было однородным и распалось на более мелкие флуктуации, в ряде районов в это время вообще отсутствовали положительные аномалии. Условно считается, что рассматриваемое событие имело место около 6 тыс. лет назад.

Чтобы представить себе общую картину климатического оптимума, приведем некоторые данные. Температура воды в Арктике была на несколько градусов выше, чем сейчас. Растительность на Шпицбергене позволяет предполагать, что Арктический океан в значительной степени был свободен ото льдов. Ледники Шпицбергена в течение оптимума значительно сократились и сохранились только на Северо-Восточной Земле. По-видимому, пакового льда в Арктическом бассейне не было – образовавшийся за зиму лед в течение летнего сезона растаивал. Половину Исландии в этот период занимали березовые леса, тогда как теперь они занимают всего 1 % территории. Во всей Европе растительные зоны передвинулись на север, зона умеренных лесов – примерно на 5° широты, а средиземноморская растительность перешагнула Альпы и продвинулась на север на 2–3° широты.

По оценкам, климат в Европе был в среднем за год теплее на 2 °С и более. Есть основания считать, что зима во время климатического оптимума не была существенно теплее. Об этом кроме палеоботанических данных говорят и археологические находки в районах к востоку от Балтийского моря, свидетельствующие о снежных и довольно холодных зимах. Зато лето было значительно теплее, чем в настоящее время. В Западной Сибири температура летом была выше примерно на 4 °С. Если температура во время оптимума повышалась в средних широтах повсюду, то влажность изменялась неодинаково.

Потепление, хотя и не столь сильное, как в Северном полушарии, отмечается многочисленными индикаторами и в Южном

полушарии. Г. Флон оценил повышение средних годовых температур во время оптимума в Антарктиде в 2–3 °С. В тропических и экваториальных областях также имеются указания на существование климатического оптимума, особенностями которого в этих зонах были повышенная влажность и температура.

Общее потепление и распространение климатических поясов в сторону полюсов было связано с изменениями атмосферной циркуляции. Экваториальная зона пониженного атмосферного давления заметно расширилась, причем особенно далеко отодвинулась ее северная граница. Пассатные ветры также отодвинулись дальше к полюсам. Траектории тропических циклонов лежали дальше от экватора, возможно, что тайфуны в связи с этим образовывались чаще. Смещение субтропической зоны повышенного давления и зоны западных ветров происходило в Южном полушарии довольно равномерно. В смещении аналогичных поясов Северного полушария такие отклонения имели место. Они были обусловлены как контрастами, связанными с распределением суши и моря, так и с неравномерным в пространстве разрушением ледникового покрова.

Из-за существования обширного Лаврентийского щита в течение бореального периода азорский антициклон смещался не только на север, но и в значительной мере на восток. На Европу надвигался обширный отрог этого антициклона, что и явилось причиной сухости климата. В течение атлантического периода, когда Лаврентийский щит окончательно растаял, и территория, находившаяся ниже уровня океана, еще не поднялась и не обсохла, субтропический антициклон несколько сместился к западу и занял срединно-океанское положение. Циклоны на его северной окраине двигались по траекториям, более близким к параллелям, и приносили в Европу значительно больше влаги. Продолжавшееся потепление привело к уменьшению термических контрастов между полярными районами и экваториальным поясом. Следствием этого стало общее ослабление зональной циркуляции, вслед за которым последовала перестройка системы центров действия атмосферы, размеры и количество которых тесно связаны с длиной волн в западном потоке воздуха. Длины этих волн тем меньше, чем слабее западный поток. В результате перестройки циклоны изменили свои траектории, и климат в Европе снова

стал суше. Климатический оптимум завершился некоторым похолоданием, которое привело к современному климату.

Ответственным за аномалию режима солнечной радиации на верхней границе атмосферы в период климатического оптимума явилось изменение, по сравнению с современным, наклона (оно выросло до $\varepsilon = 24,105$). Вклад других орбитальных параметров был небольшим (долгота перигелия $\lambda = 180,87^\circ$, $e = 0,018682$). Привлекательность использования события 6 тыс. лет назад при моделировании палеоклиматов заключается в том, что вариации инсоляции – единственный внешний фактор, который должен быть изменен. Другие типичные условия и параметры – альbedo суши, содержание CO_2 , температура поверхности океана (для чисто атмосферных моделей, использующих ТПО в качестве граничного условия) могут быть приняты соответствующими современным значениям.

Анализ теплой эпохи середины голоцена служит в последние годы канонической задачей моделирования палеоклиматов, его осуществление является одной из основных задач международного проекта PMIP, объединившего 18 модельных групп. В рамках этого проекта во всех примененных моделях были использованы одинаковые граничные условия. Это позволяет корректно сопоставить модельные результаты. Более того, если предположить, что результаты моделирования по разным моделям образуют статистический ансамбль, то можно рассмотреть осредненные значения аномалий.

Все модели, участвующие в эксперименте, продемонстрировали заметное повышение температуры летом над континентами и слабо выраженное похолодание зимой [11]. Годовые аномалии температуры получились положительными. Повышение температуры суши летом при задаваемой неизменной ТПО усиливало термический контраст между ними и способствовало интенсификации муссонной циркуляции. Это проявилось в росте количества осадков в муссонных районах по сравнению с современными значениями.

Несмотря на то, что все модели PMIP воспроизвели качественно одинаковый отклик температуры и увлажнения на аномалию инсоляции, циркуляционные картины получились неодинаковыми. Так, зимой Северного полушария некоторые модели

воспроизвели чередующиеся в широтном поясе 50–80° с. ш. положительные и отрицательные аномалии геопотенциала ($\Delta H_{500} \approx 20-30$ м). Другие модели не воспроизвели «волновой» характер отклика – у них значения аномалий геопотенциала отрицательны и распределены довольно равномерно в широтном поясе 60–70° с. ш. Летом большинство моделей воссоздали рост геопотенциала над средними широтами Северного полушария. Характерным примером межмодельных различий являются аномалии осадков в тропиках Северной Африки. Все модели качественно одинаково воссоздали сдвиг максимума осадков в глубь континента, связанный со смещением ВЗК, но количественно результаты моделирований сильно отличались.

Эмпирические данные реконструкций климата показывают, что летом температура воздуха у поверхности суши в умеренных широтах Евразии и Северной Америки была выше на 1–2 °С по сравнению с современным уровнем. Это хорошо согласуется с результатами моделирований. В более высоких широтах реконструированные аномалии летних температур составили примерно 3 °С. Модели не воспроизвели этого эффекта. Вероятно, вблизи побережий большие модельные аномалии температуры не могли сформироваться из-за влияния фиксированных граничных условий (ТПО и распределение морских льдов были приняты равными современным). Принципиальное отличие модельных данных от результатов наблюдений имеют место и в низких широтах. Здесь 6 тыс. лет назад температуры были ниже современных на 1–2 °С, в то время как по модельным расчетам здесь видны положительные аномалии такой же величины.

В результатах моделирований правильно нашло свое отражение реально наблюдавшееся увеличение увлажненности, диагностированное как палеогидрологическими, так и палеоботаническими реконструкциями. Однако количественное соответствие не достигнуто – все модели занизили осадки по сравнению с реконструированными. Факт недостаточности модельных осадков был выявлен, например, путем сопоставления палеоплощади оз. Чад 5 тыс. лет назад с той, которая должна была бы получиться, если использовать для ее расчета получающиеся при моделировании разности «осадки минус испарение» над бассейном озера.

Модельная площадь получилась примерно в два раза меньше, что прямо указывает на недостаточность модельных осадков.

В зимнее время в средних и низких широтах существенных отклонений от современного термического режима не наблюдалось. Реконструкции температуры в высоких широтах, построенные по разным методикам, плохо согласуются между собой. В целом можно говорить, что результаты моделирований зимних условий соответствуют эмпирическим данным.

Качественное, а иногда и количественное совпадение результатов моделирований с данными реконструкций позволяет сделать вывод о том, что за существовавшие 6 тыс. лет назад аномалии климата ответственен механизм Миланковича. Только в аридных районах имеются серьезные различия между реконструированными и модельными аномалиями. Их появление указывает на то, что в этих регионах функционирует какой-то важный процесс, не воспроизводимый моделями, благодаря которому здесь существенно увеличивается увлажнение и уменьшаются температуры.

Существует обоснованное предположение, что такого рода неучтенным фактором является обратная связь между изменениями климатического режима и динамикой растительного покрова. Схематически ее действие выглядит следующим образом. За счет планетарных факторов происходит смещение в глубь материка муссонных осадков (воссоздано всеми моделями RMP). Можно считать, что этот процесс продолжается достаточно долго для того, чтобы растительный покров на увлажненных участках приобрел новые черты – степи у северной границы своего распространения замещаются влажными саваннами, в свою очередь, северная граница степи надвигается на пустыню. В этих преобразованных районах существенные изменения претерпевает гидрологический режим. Если ранее, в условиях пустыни, осадки и выпадали, то влага сразу уходила вглубь, шла на формирование грунтовых вод, т. е. изымалась в данном регионе, как из атмосферы, так и из активного почвенного слоя. В случае поверхности, покрытой растительностью, дождевая влага, впитавшаяся в почву, перехватывается корнями и частично возвращается обратно в атмосферу в процессе транспирации. Если затраты на транспирацию превышают рост радиационного баланса (явление, возник-

кающее из-за снижения альбедо), то результирующим эффектом оказывается снижение температур. Вместе с этим рост увлажненности способствует тому, что муссонные потоки, не теряя влагу, проникают дальше в глубь континента, способствуя дальнейшей перестройке свойств поверхности.

Учет рассмотренного механизма в численном эксперименте, наряду с более реалистичным заданием распространения морского льда в Арктике, существенно улучшил результаты моделирования. Это позволяет считать, что обратная связь климатических условий со свойствами деятельной поверхности действительно может играть важное значение.

Результаты более тщательного учета влияния растительности позволили установить, что для большинства районов эффект обратной связи существенно слабее, чем влияние орбитально-иницированных изменений. Однако в двух природных зонах ее влияние существенно. Это южная граница пустыни Сахара, где учет обратной связи позволил вдвое увеличить осадки, а сама граница пустыни при этом сдвинулась к северу на $2,5^\circ$ широты; и зона лесотундры – за счет эволюционирующей растительности общепланетарная площадь тундры сократилась на 25 % по сравнению с ситуацией, когда обратная связь была отключена.

Несмотря на успешность использования эффекта обратной связи «климат – растительность» все равно в полной мере не удастся воспроизвести те большие суммы осадков, которые привели к существенным преобразованиям природы в ныне аридных регионах тропиков и субтропиков. По-видимому, существенную роль в усилении муссонной активности должны были сыграть обратные связи между атмосферой и океаном. В некоторых численных экспериментах действительно удалось показать, что 6 тыс. лет назад в ответ на изменения ветрового режима и распределения осадков происходило изменение океанской циркуляции в тропиках Атлантического океана. При этом увеличилась температура воды в Гвинейском заливе, что активизировало муссонные процессы; соответственно, возросла глубина проникновения ВЗК на континент и увеличилось количество выпадающих осадков.

Рассмотрим результаты моделирования бореального термочрона (около 9 тыс. лет назад). В это время широтно-сезонные конфигурации аномалии инсоляции были близки к наблюдавшие-

муся 6 тыс. лет назад распределению, только аномалии были выражены резче. Другое отличие состояло в том, что в начале голоцена дегляциация Северной Америки еще полностью не завершилась, и для учета этого обстоятельства в граничных условиях на п-ове Лабрадор должны быть заданы свойства ледникового щита. В то же время ландшафтные условия над Африкой и Евразией 6 и 9 тыс. лет назад были близки. Результаты моделирования подтвердили, что 9 тыс. лет назад отклик температурного режима в Евразии и Африке получился более ощутимым, чем 6 тыс. лет назад. Это согласуется с палеогеографическими представлениями.

Обратимся теперь к более ранним, доголоценовым этапам послеледникового потепления. Как мы уже отмечали, оно не было монотонным: теплые события этого периода времени – беллинг и аллеред, представляющие собой части единого процесса потепления, разорваны эпохами дриассовых похолоданий.

В период аллереда аномалии инсоляции были близки к экстремальным. Содержание CO_2 было несколько ниже доиндустриального уровня. Ледниковый покров занимал часть Скандинавии и всю восточную часть Северной Америки, так что распределение альбедо суши заметно отличалось от условий середины голоцена. Температуры поверхности суши на юге Южной Америки, в Восточной Арктике, в Англии и некоторых других регионах были приблизительно равны современным или даже их превосходили.

В численном эксперименте были использованы представления о распределении инсоляции на ВГА и изменено альбедо суши, покрытой ледниками. ТПО задавалась как результат линейной интерполяции аномалий между их максимальными значениями и нулевыми аномалиями в начале голоцена. Формирование термического режима аллереда в летнее время происходило под воздействием положительных аномалий инсоляции на ВГА, т. е. в тех же условиях, что и при голоценовых потеплениях. Существенное отличие заключалось в общем сниженном фоне ТПО, создающем дополнительную адвекцию холода на континенты. Поэтому модельное распределение температуры суши отличалось от того, что было получено для атлантического и бореального потеплений. Над Северной и частью Южной Америки, Северной Евразией, Австралией и Антарктидой аномалии летних температур получились отрицательными. В то же время в Центральной Аме-

рике, Северной Африке, Аравии, Центральной Европе и Центральной части Сибири аномалия была равна +1 °С.

Сравнение модельных и реконструированных значений показало их удовлетворительное соответствие, причем не только по знаку, но и по абсолютной величине во всех регионах, кроме Чукотки. Зимой аномалии температуры суши получились повсеместно отрицательными – влияние адвекции холода с океана суммировалось с воздействием отрицательных аномалий на ВГА.

Подводя итог, можно сделать вывод, что термохроны голоцена и позднеледниковья возникли как проявление механизма Миланковича. Его влияние фактически определяет положение кривой, проходящей через положительные экстремумы палеотемператур (беллинг, аллеред, бореальный и атлантический максимумы). Повышение температуры во многих регионах сопровождалось ростом увлажненности, который реализовался за счет увеличения осадков.

ВОПРОСЫ К ГЛАВЕ 3

1. Расскажите про внутривековые колебания климатических характеристик. Каков генезис современных изменений климата?
2. В каких районах земного шара глобальное потепление проявляется в наибольшей степени?
3. Как различаются тенденции изменения климатических характеристик на разных высотах атмосферы?
4. Как меняется состояние криосферы в современный период?
5. Что такое квазидвухлетняя цикличность, где она проявляется в наибольшей степени?
6. Какова роль солнечной активности в генерации колебаний климата?
7. С чем связаны долговременные изменения прозрачности атмосферы?
8. Какова роль океана в формировании колебаний климата?
9. Расскажите про основные методы климатического прогноза.
10. Какие изменения климата относятся к межвековым и долгопериодным?
11. Какие методы используются для палеоклиматических реконструкций, для определения возраста пород?
12. Как менялся климат в архее и катархее?
13. Какова основная особенность климатических изменений в плейстоцене?
14. Каковы причины длительных климатических аномалий?
15. Что такое механизм Миланковича климатических изменений?

ЗАДАНИЯ К ГЛАВЕ 3

1. Напишите реферат на тему «Изменение климата России в XX–XXI столетиях»
2. Напишите реферат на тему «Теория Миланковича и ее применение для объяснения колебаний климата в плейстоцене».
3. Напишите реферат на тему «Долговременные изменения климата Земли, обусловленные дрейфом континентов».

4. ЦИРКУЛЯЦИОННЫЕ ФАКТОРЫ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА. ОБЩАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ АТМОСФЕРЫ

4.1. ЭНЕРГЕТИКА АТМОСФЕРЫ

Внутренняя энергия (I) столба атмосферы единичной площади между уровнями h и H определяется соотношением:

$$I = \frac{c_v}{g} \int_{P_H}^{P_h} T \rho dp, \quad (4.1)$$

где P_h – давление воздуха на уровне h , P_H – давление воздуха на уровне H , ρ – плотность воздуха, c_v – удельная теплоемкость при постоянном объеме, T – абсолютная температура.

Кинетическая энергия (K) массы воздуха определяется соотношением

$$K = \frac{1}{2g} \int_{P_H}^{P_h} c^2 dp \quad \text{или} \quad K \approx \frac{u^2 + v^2 + \omega^2}{2}, \quad (4.2)$$

где c^2 – квадрат модуля скорости ветра, $c^2 = u^2 + v^2 + \omega^2$, u, v, ω – составляющие скорости ветра по осям x, y, z .

Потенциальная энергия определяется положением тела в поле силы тяжести и численно равна работе, затрачиваемой на поднятие массы воздуха на заданную высоту, т. е. на преодоление силы земного притяжения. Следовательно, потенциальная энергия численно равна геопотенциалу:

$$\Pi = \int_{P_H}^{P_h} z dl, \quad (4.3)$$

а карты барической топографии могут рассматриваться как карты, характеризующие запасы потенциальной энергии частиц воздуха, расположенных на данном уровне.

Сумму потенциальной (Π) и внутренней энергии (I) называют лабильной энергией. Доступная лабильная энергия определяется дисперсией температуры на изобарических поверхностях, т. е. отклонениями температуры от среднего значения. Эти отклонения наиболее значительны в областях с большими горизонтальными градиентами температуры (во фронтальных зонах, вдоль береговой черты). В этих областях происходит образование синоптических вихрей, которым и передается лабильная энергия зональной циркуляции. Количество доступной лабильной энергии опре-

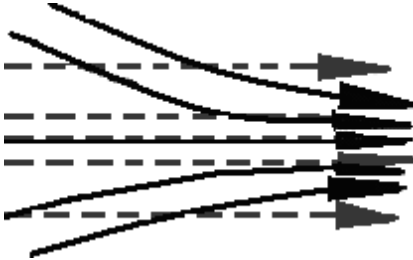


Рис. 4.1. Термобарический соленоид

деляется числом соленоидов (изобаро-изостерических и изотермо-изэнтропических) в данном участке атмосферы (рис. 4.1).

Вследствие турбулентной и молекулярной вязкости кинетическая энергия любой системы атмосферной циркуляции (от мелкомасштабной конвекции до зонального переноса) непрерывно переходит в тепловую энергию. Генерация кинетической энергии является следствием непрерывного воспроизводства доступной лабильной энергии и ее трансформации в кинетическую вследствие развития различных видов неустойчивостей.

Источником лабильной энергии является солнечная радиация, однако лишь малая часть солнечной радиации, поступающей на верхнюю границу атмосферы, трансформируется в доступную лабильную энергию и может быть преобразована в кинетическую энергию. По некоторым оценкам, в атмосфере образуется $(8-10) \cdot 10^{14}$ Вт кинетической энергии, но отношение этой величины к солнечной постоянной не превышает 1–2 %.

Таким образом, затрачиваемая на генерацию кинетической энергии величина солнечной энергии составляет лишь малую часть по сравнению с основными составляющими теплового баланса системы «Земля – атмосфера». Однако этого количества

достаточно, чтобы поддерживать планетарную циркуляцию, а через нее осуществлять перераспределение тепла по земному шару и тем самым сохранять тепловое равновесие атмосферы.

Фундаментальной проблемой энергетики атмосферы является количественная оценка составляющих энергетического цикла системы «Земля – атмосфера», который упрощенно представлен на рис. 4.2.

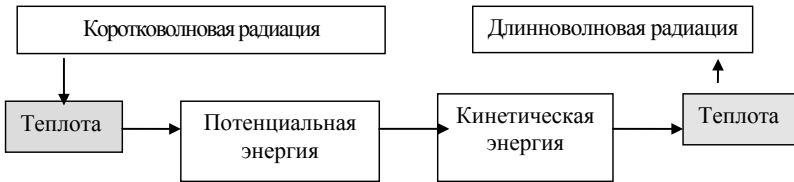


Рис. 4.2. Энергетический цикл атмосферы (по Д. Таккеру)

Так как атмосфера сравнительно мало поглощает коротковолновую солнечную радиацию, то большая часть лабильной энергии создается вследствие поглощения атмосферным воздухом длинноволнового излучения подстилающей поверхности, вертикального переноса от земной поверхности скрытого и явного тепла. Образование лабильной энергии за счет притока тепла, превращение ее в кинетическую энергию и диссипация последней составляют три основных этапа энергетического цикла в атмосфере.

Количественно оценить основные виды энергии и компоненты энергетического цикла атмосферы по данным метеорологических наблюдений очень сложно. Например, чтобы рассчитать скорость генерации доступной лабильной энергии, необходимо знать географическое распределение атмосферных источников тепла. Для оценки скорости трансформации доступной потенциальной энергии в кинетическую энергию необходимы расчеты вертикальных скоростей. Скорость диссипации кинетической энергии зависит от горизонтальных составляющих силы трения. Из-за трудности вычислений составляющих энергетического цикла по данным инструментальных наблюдений существует несколько косвенных методов определения указанных величин. Почти все они основаны на расчете баланса кинетической энер-

гии атмосферы [130]. Если учесть, что при расчете кинетической энергии атмосферы были использованы короткие ряды наблюдений, а при определении составляющих энергетического баланса допускались грубые упрощения, приведенные в табл. 4.1 числа, характеризующие количество различных видов энергии в атмосфере, следует считать только ориентировочными.

Таблица 4.1

Энергетический баланс атмосферы Северного полушария [130]
в эргах ($1 \text{ эрг} = 1 \cdot 10^{-7} \text{ Дж}$)

Вид энергии	Месяцы	
	январь	июль
Потенциальная	$188 \cdot 10^{28}$	$193 \cdot 10^{28}$
Внутренняя	$469 \cdot 10^{28}$	$483 \cdot 10^{28}$
Кинетическая	$436 \cdot 10^{25}$	$86 \cdot 10^{25}$
Лабильная (на единицу массы)	$249 \cdot 10^7$	$257 \cdot 10^7$

Анализ табл. 4.1 показывает, что запасы внутренней и потенциальной энергии летом выше, чем зимой, что можно объяснить большим приходом радиации и более высокой температурой. Запасы кинетической энергии наоборот – зимой выше, чем летом. Это обусловлено более высокими горизонтальными градиентами температур между различными широтными зонами, между сушей и океаном, и, вследствие этого более высокими скоростями термического ветра и более высокой синоптической активностью.

Генерация кинетической энергии является следствием формирования прямых термических ячеек циркуляции, в которых теплый воздух совершает восходящее движение, а холодный воздух – нисходящее движение. Как показал М. Маргулес [131] при наклонной конвекции «центр тяжести» системы понижается, и, следовательно, полная потенциальная энергия конвективной ячейки уменьшается. Принцип сохранения энергии требует соответствующего возрастания кинетической энергии. В системе общей циркуляции атмосферы ярким примером прямой конвективной ячейки является циркуляционная ячейка Гадлея, в которой нагретый экваториальный воздух поднимается, а охлажденный воздух опускается над субтропиками.

Среднеширотная ячейка циркуляции между субтропическими и субполярными широтами (ячейка Ферреля) представляет собой пример обратной конвективной ячейки: в ней поднимается холодный воздух в субполярных широтах и опускается теплый воздух в субтропиках; при этом «центр тяжести» системы поднимается. Увеличение потенциальной энергии сопровождается уменьшением средней кинетической энергии.

В среднем прямая меридиональная циркуляция в атмосфере преобладает над обратной, агеострофические скорости при этом направлены от высокого давления к низкому. Движение от высокого давления к низкому происходит с ускорением, следовательно, сопровождается переходом доступной лабильной энергии в кинетическую. Аналогичные переходы между доступной потенциальной энергией и кинетической энергией реализуются в крупномасштабных синоптических образованиях (циклонах и антициклонах). Кинетическая энергия в циклоне/антициклоне возрастает, если восходящие/нисходящие движения происходят в теплом/холодном ядре вихря. Агеострофические скорости в этом случае также направлены из областей высокого давления в области низкого давления.

В холодное полугодие контрасты температур экватор – полюс наиболее велики, особенно во фронтальных зонах, поэтому наибольшее развитие получают струйные течения и циклоны, т. е. те формы атмосферной циркуляции, которые характеризуются наибольшими запасами кинетической энергии.

4.2. ВОЛНОВЫЕ ДВИЖЕНИЯ В АТМОСФЕРЕ

Возникнув в воздушном течении, волновые движения в атмосфере Земли накладываются на зональный перенос, вызывая значительные изменения погодных условий. Волновые движения порождают меридиональную составляющую циркуляции, осуществляют обмен воздушными массами между широтами, ослабляют или усиливают среднее зональное течение. Кроме того, в результате нелинейности происходит обмен энергией между волнами различного масштаба и происхождения.

В зависимости от преобладающей роли той или иной силы все волны принято делить на четыре класса. Первый класс – гра-

витационные волны, в формировании которых основную роль играет сила тяжести. Второй класс представляют инерционно-гравитационные волны, в формировании которых участвует сила тяжести и отклоняющая сила вращения Земли – сила Кориолиса. К третьему классу отнесены инерционные или гироскопические волны, определяющей силой которых является сила Кориолиса.

Волны первого и второго класса широко распространены в атмосфере. Они возникают в слоях с резким изменением вертикального градиента температуры (например, в инверсиях), скорости ветра и влажности воздуха. Такие волны формируются при неоднородном рельефе либо термических неоднородностях суши и океана и оказывают существенное влияние на структуру облачных полей.

В атмосфере исключительно велика роль планетарных волн (длинных термобарических волн) или волн Россби – Блинновой, составляющих четвертый класс волн. В их формировании определяющую роль играет сила Кориолиса и сферичность Земли. В умеренных широтах длинные волны хорошо прослеживаются в верхней тропосфере. Длина планетарных волн в умеренных широтах (λ) связана со скоростью их смещения (c) соотношением:

$$c = U - \frac{\beta}{4\pi^2} \lambda^2, \quad (4.4)$$

где U – зональная скорость западного переноса, λ – длина волны, $\beta = \frac{\partial(2\omega_z)}{\partial y} = \frac{2\omega \cos \varphi}{R}$, R – радиус Земли.

Из формулы следует, что волны с длиной λ_s , удовлетворяющей соотношению:

$$\lambda_s = 2\pi \sqrt{\frac{U}{\beta}}, \quad (4.5)$$

неподвижны относительно подстилающей поверхности ($c = 0$). Длина стационарных волн с волновыми числами 1, 2 и 3 составляет несколько тысяч километров (табл. 4.2).

Таблица 4.2

Зависимость длины (км) стационарных волн от широты

Широта (° с. ш.)	U, м/с				
	5	10	15	20	25
30	3150	4460	5640	6310	7050
45	3490	4940	6050	6980	7790
60	4140	5850	7180	8300	9260

Удобно использовать зональное волновое число, которое показывает, сколько ложбин и гребней укладывается в пределах одного широтного круга. Для определения зонального волнового числа окружность Земли делят на длину волны:

$$n = 2\pi / \lambda. \quad (4.6)$$

Дисперсионное соотношение (4.4) применимо только к возмущениям малой амплитуды. Возмущения большой амплитуды, строго говоря, можно называть волнами лишь условно, скорость их распространения может варьировать в широких пределах и меняться со временем.

С учетом основных особенностей земной поверхности, энергетических переносов и разных видов неустойчивости крупномасштабные атмосферные возмущения можно разделить на следующие типы [131; 132]:

1) квазистационарные планетарные волны с волновым числом $n = 1-4$, длина волн на широте 45° равна 3300–7000 км. Волны с $n = 2, 3$ наиболее устойчивые, переносят максимальное количество энергии. При этом волны с $n = 2$ формируются под влиянием географического распределения материков и океанов, а $n = 3$ под влиянием орографии и неадиабатических процессов в атмосфере;

2) длинные движущиеся и неустойчивые волны с волновыми числами $n = 5-10$ с длинами 5500–2800 км на широте 45° . При этом волны с $n = 6, 7, 8$ возникают под влиянием бароклинической неустойчивости и ответственны за основные бароклинические процессы в атмосфере – переход доступной лабильной энергии зонального течения в доступную потенциальную энергию вихрей и переход доступной потенциальной энергии вихрей в кинетическую энергию;

3) быстро движущиеся волновые возмущения умеренных широт с волновыми числами $n > 10$, длина волн на широте 45°

меньше 2800 км. Это короткие и неустойчивые волны, в нижней тропосфере им соответствуют циклоны и антициклоны.

В Северном полушарии чаще всего наблюдается квазистационарная планетарная волна с волновым числом 3, в которой укладывается в пределах широтного круга три ложбины и три гребня. Такая волна типична для холодного времени года, когда на картах барической топографии прослеживаются высотные ложбины над восточным побережьем Азии и Америки, менее выражена ложбина над европейской территорией России (рис. 4.3).

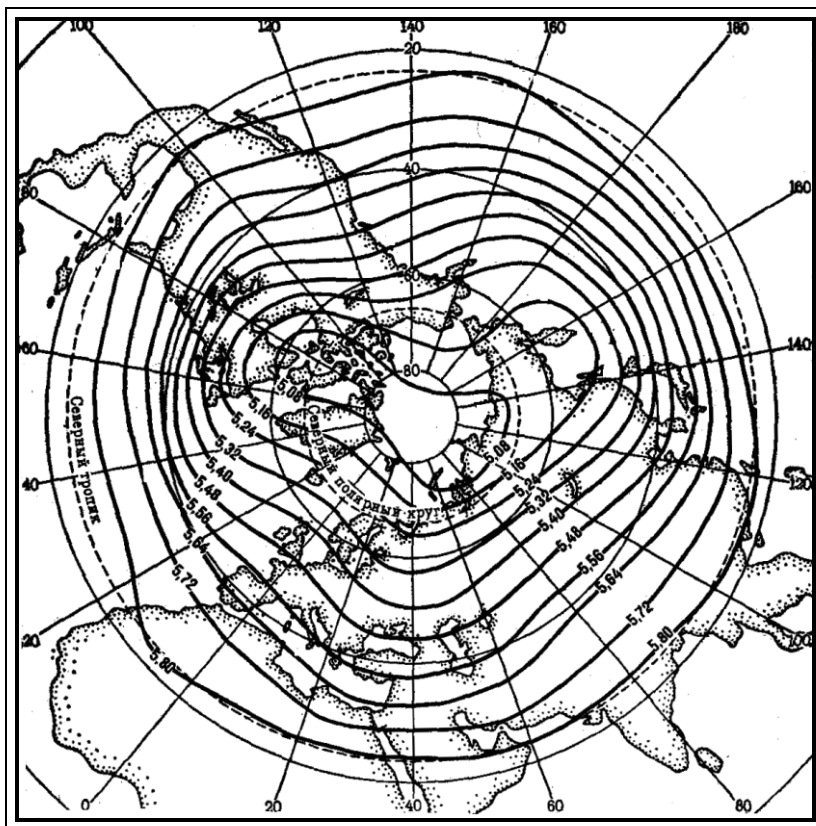


Рис. 4.3. Климатическая карта изобарической поверхности 500 гПа (5 км) в феврале

В теплое время года в Северном полушарии преобладают квазистационарные планетарные волны с зональным волновым числом 4, имеющие кроме ложбин на востоке Азии и Америки ложбины над Западной Европой и Западной Сибирью (рис.4.4).

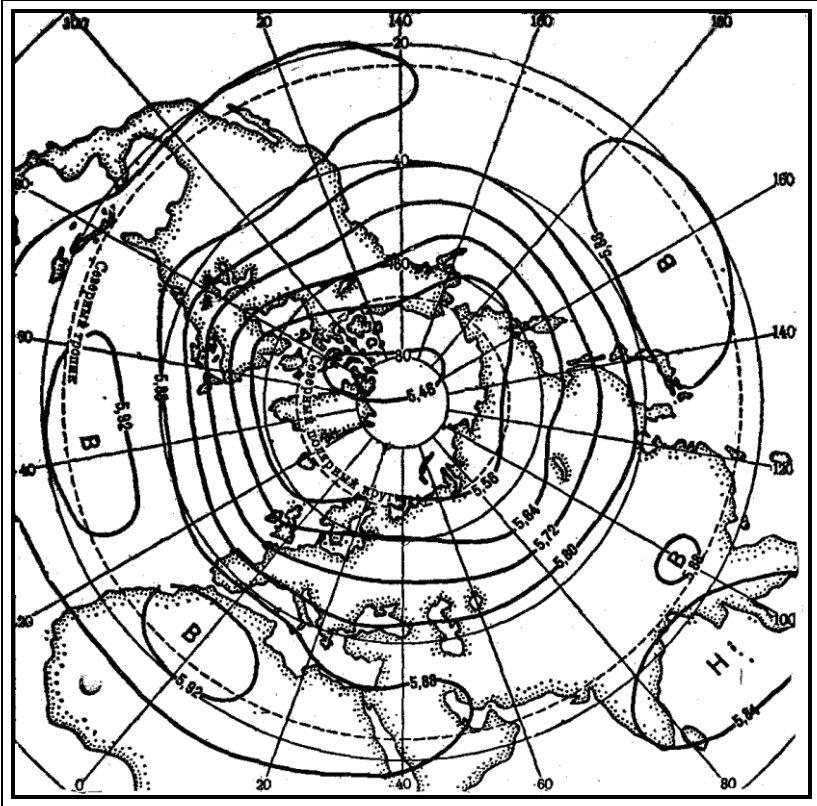


Рис. 4.4. Климатическая карта изобарической поверхности 500 гПа (5 км) в августе

В атмосфере вследствие гидродинамической неустойчивости стратифицированного воздушного потока возникают синоптические вихри (СВ) – циклоны и антициклоны средних широт, которые определяют погодные условия, температурный режим и распределение атмосферных осадков над обширными районами земного шара (рис. 4.5).

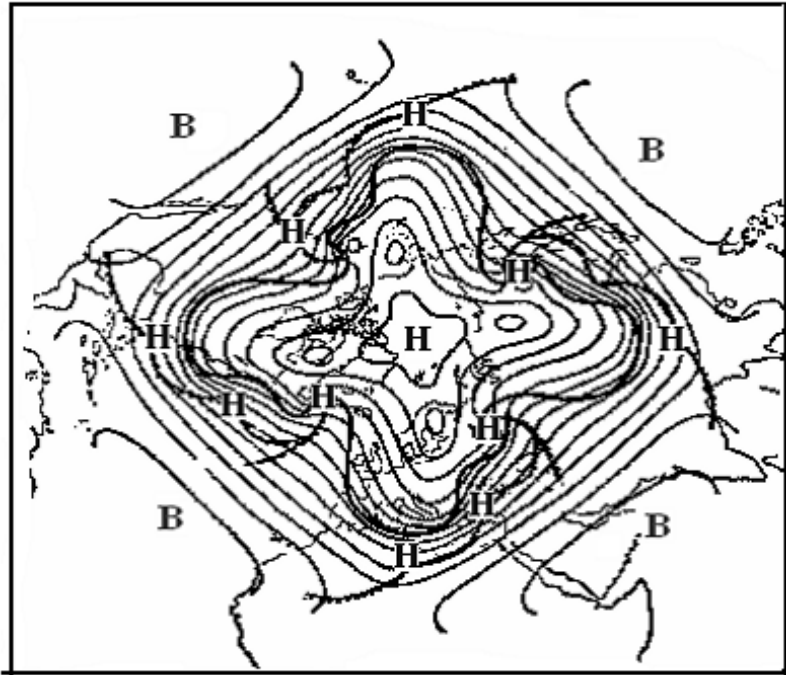


Рис. 4.5. Семейство циклонов и длинные волны [133]

Из различных видов неустойчивости в процессах возникновения СВ наибольшую роль играет бароклинная неустойчивость, при которой возмущения черпают свою энергию из доступной лабильной энергии основного потока. В простейшем случае бароклинная неустойчивость представляет собой неустойчивость параллельного (чаще всего зонального) потока с горизонтальным (широтным) градиентом температуры и, следовательно, с вертикальным градиентом скорости ветра [134].

Необходимое условие бароклинной неустойчивости зонального потока впервые получено Чарни и Стерном для внутренней зональной струи (при наличии горизонтального и вертикального сдвигов ветра), затем обобщено Педлоски и Брезертоном [135]. Для ограниченного по широте зонального потока при одинаковых меридиональном и широтном размерах возмущений необхо-

димое условие бароклинной неустойчивости по критерию Филлипса имеет вид:

$$U_1 - U_3 > \delta \frac{\cos \varphi}{\sin^2 \varphi}, \quad (4.7)$$

где U_1 , U_3 – скорость зонального потока на верхнем и нижнем уровнях (250 гПа и 750 гПа соответственно), φ – широта,

$$\delta = \frac{0,124c_p \Delta\theta}{2R\Omega} \text{ – параметр статической устойчивости } (\Delta\theta = \theta_1 - \theta_3,$$

R – радиус Земли, Ω – угловая скорость вращения Земли).

Обработка данных наблюдений показала, что район наиболее интенсивного роста бароклинных возмущений лежит несколько ниже по течению относительно области максимального сдвига ветра, а наиболее благоприятные условия для циклогенеза складываются в бароклинно-активных районах – на подветренных сторонах высотных ложбин, где поднимающийся теплый воздух граничит с опускающимся холодным.

Циклонические синоптические вихри (ЦСВ) усиливают энергоотдачу океана, формируют горизонтальный и вертикальный перенос энергии. Антициклонические синоптические вихри (АСВ), наоборот, уменьшают энергоотдачу. В связи с этим климатические условия и их короткопериодные изменения во многом определяются повторяемостью ЦСВ и АСВ. Сезонные повторяемости ЦСВ и АСВ неплохо характеризуют климатическое состояние, а межгодовые изменения сезонного режима – короткопериодные климатические изменения [136].

4.3. ЦИКЛОНИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ И СТРАТОСФЕРА

На уровне тропопаузы области высокого и низкого давления обладают температурной симметрией: теплые антициклоны и холодные циклоны. При этом барические системы редко имеют замкнутые изобары, чаще всего изобары имеют прогиб в виде ложбин низкого давления к югу и в виде гребней высокого давления к северу. В областях низкого давления стратосфера является низкой и теплой, так как более теплый полярный воздух стра-

тосферы заполняет ложбины, а в областях высокого давления стратосфера является высокой и холодной, так как более холодный тропический воздух стратосферы заполняет гребни (рис. 4.6).

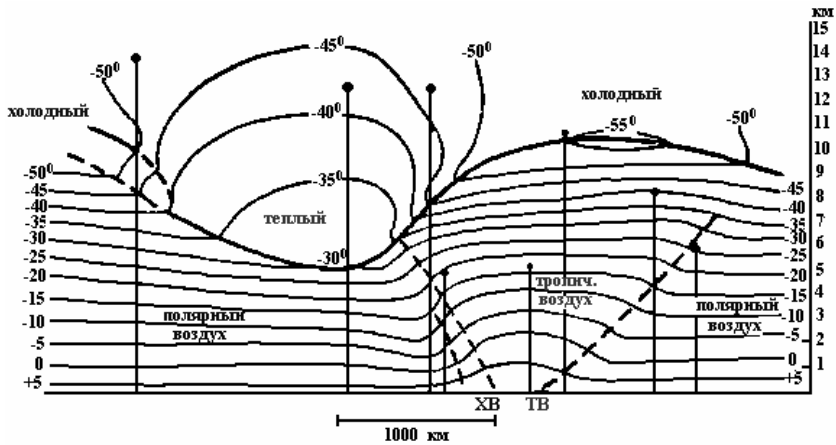


Рис. 4.6. Изменение высоты тропопаузы при прохождении циклонов и антициклонов

Таким образом, «средний» циклон состоит из холодного воздуха в большей части тропосферы, переходящего в теплый воздух стратосферы, причем низкое давление вверху совпадает с самым низким положением тропопаузы. Аналогично «средний» антициклон состоит в тропосфере из теплого воздуха и в стратосфере из холодного. Следовательно, изменения высоты тропопаузы при прохождении циклонов и антициклонов имеют характер волны [133].

Я. Бьеркнес объяснил возникновение волн тропопаузы тропосферным фронтальным циклогенезом (кинематическая теория волн тропопаузы). По Пальмену волны тропопаузы обуславливаются вертикальными движениями выше 8 км, тропопауза «всасывается» вниз над циклонами, чтобы восстановить статическое равновесие, нарушенное подъемом воздуха из углубляющегося циклона; и «выпучивается» над усиливающимся антициклоном, где имеет место конвергенция массы в тропосфере (динамическая теория волн тропопаузы) (рис. 4.7).

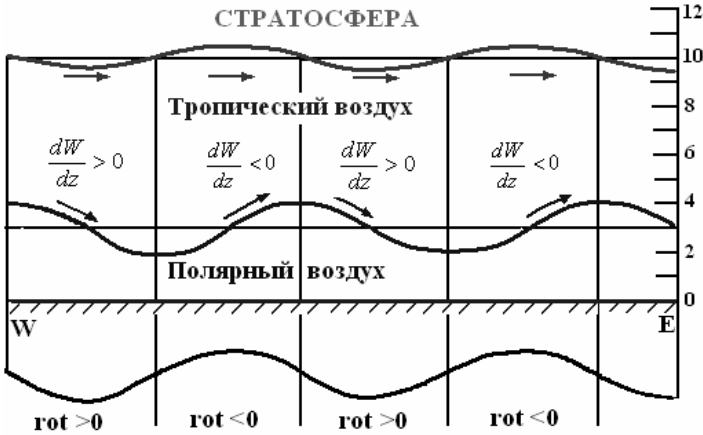


Рис. 4.7. Иллюстрация динамической теории волн тропопаузы

До сих пор нет четкого объяснения причинно-следственной связи между возмущениями тропосферы и стратосферы. Франкфуртская школа, возглавляемая Г. Штюве, предполагала, что стратосферные процессы являются первичными; тропосферные процессы регулируются, «управляются» стратосферными или, по крайней мере, зависят от них. При температурных возмущениях в стратосфере, перемещающихся в широтном направлении, вверху возникают термически симметричные ложбины и гребни, а внизу термически асимметричные циклоны и антициклоны (рис. 4.8). Эта теория была названа теорией термоциклогенеза.

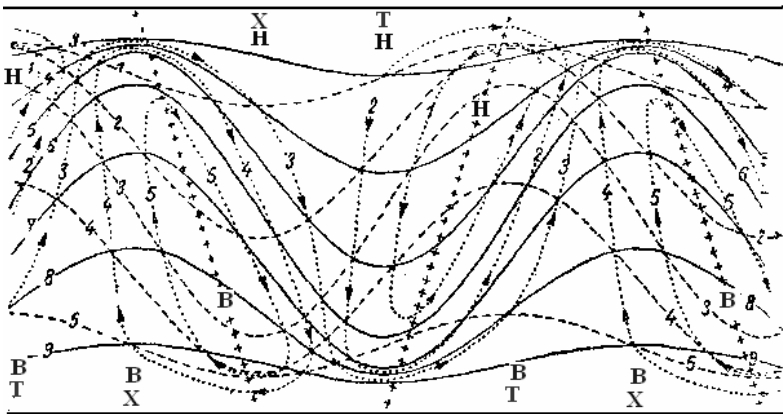


Рис. 4.8. Иллюстрация теории термоциклогенеза

В пользу первичности тропосферных возмущений говорит то обстоятельство, что подвижные циклоны и антициклоны в тропосфере являются фронтальными образованиями. По Бержерону «желая найти первичную причину атмосферных возмущений, следует поставить вопрос о происхождении энергии последних». Общая масса стратосферы относится к общей массе тропосферы приблизительно как 1:4, отношение кинетической энергии стратосферы к кинетической энергии тропосферы порядка 10^{-1} , средние скорости ветра в нижней стратосфере также значительно ниже, чем в тропосфере. Таким образом, по Бержерону «только атмосферные возмущения нижней тропосферы могут быть прямыми следствиями зонального распределения лучистой энергии, и поэтому их можно рассматривать как первичные члены в совокупности атмосферных возмущений. Волны тропопаузы, по видимому, являются лишь вторичными явлениями, сопровождающими возмущения в нижней тропосфере».

В настоящее время атмосферу рассматривают как единую динамическую систему, отдельные части (слои) которой физически различаются по характеру термической стратификации, энергетическим процессам и находятся в состоянии более или менее активного взаимодействия. Все более обоснованной становится точка зрения, согласно которой возмущения метеорологических полей, обусловленные бароклинностью атмосферы, неоднородным нагревом подстилающей поверхности и орографией, передаются снизу вверх из тропосферы в стратосферу посредством волнового механизма. Эффективность этого механизма, однако, сильно зависит от сезона. Зимой, когда и в тропосфере и стратосфере господствуют зональные западные потоки, планетарные волны в средних широтах могут распространяться на высоты до 70 км. Летом же, в связи со сменой знака циркуляции в стратосфере, волны из тропосферы доходят лишь до нижней границы стратосферных восточных ветров. Восточные, а также сильные западные ветры (струйные течения) являются барьером для проникновения тропосферных возмущений.

В целом, характер связей между термодинамическими параметрами различных уровней тропосферы и стратосферы существенно зависит от сезона года, широты места, интенсивности сезонных и внутрисезонных перестроек циркуляции. Согласно

Ю. П. Переведенцеву [137] в летний период циркуляционные процессы в тропосфере протекают независимо от стратосферных, а в период зимних стратосферных потеплений связанность атмосферных процессов в тропосфере и стратосфере усиливается, при этом в отдельных районах отмечается воздействие стратосферы на тропосферу.

4.4. ВНЕЗАПНЫЕ СТРАТОСФЕРНЫЕ ПОТЕПЛЕНИЯ

В последние десятилетия, благодаря интенсивному развитию наземных и аэрокосмических систем наблюдений, накоплен огромный объем данных измерений, касающихся тепловой структуры, газового состава и динамических характеристик стратосферы [138–140]. Одним из наиболее ярких явлений в зимней стратосфере, во время которого особенно сильно проявляется динамическое взаимодействие между тропосферой и стратосферой, являются внезапные стратосферные потепления (ВСП), впервые обнаруженные немецким метеорологом Ричардом Шерхагом 27 января 1952 г. [141]. В 1957 г. ВСП было зафиксировано над Америкой, в 1958 г. над территорией СССР [142].

Критерием внезапного стратосферного потепления является повышение температуры на любом уровне стратосферы над любой широтой зимнего полушария не менее чем на 25 °С, однако во время наиболее мощных ВСП не только полярная, но и среднеширотная стратосфера могут прогреваться со скоростью примерно 10 °С/сут. в течение недели. Температура в области над полярной шапкой может увеличиться более, чем на 50 °С, и находящийся в темноте полярной ночи зимний полюс фактически становится теплее, чем освещенные Солнцем тропики [143; 144].

Для стратосферных потеплений характерна географическая неравномерность распределения. Их повторяемость возрастает в северной части Атлантики и Тихого океана, приблизительно в равном количестве ВСП наблюдаются над европейским, азиатским и американским секторами. Сопоставление сборно-кинематических карт на высотах 10 гПа и карт относительной топографии в слое 1000–500 гПа показало наличие возмущений в тропосфере в выделенных выше регионах, предшествующих ВСП с задержкой 1–7 дней [145].

Считается, что формирование ВСП обусловлено динамическим взаимодействием стратосферы и тропосферы, которое прослеживается до высоты порядка 30–45 км. В 1971 г. Т.Мацумо предположил, что возникновение ВСП может быть обусловлено взаимодействием планетарных волн (зональные волновые числа $n = 1, 2$) со средним потоком [146]. Если амплитуда проникающей в стратосферу планетарной волны достаточно велика, это может привести к смене направления ветра на восточное. Работа Мацумо не потеряла своей актуальности и сейчас.

В дальнейшем механизм взаимодействия волн со средним потоком, предложенный Мацумо, был дополнен анализом синоптических данных, который позволил в общих чертах определить фазы развития ВСП [147; 148]. В начальной фазе, предшествующей ВСП, в тропосфере устанавливается блокирующий циркуляционный процесс, который приводит к формированию меридионального переноса воздушных масс, и, как следствие, увеличению амплитуды планетарной волны. Распространение волны вверх приводит к образованию в стратосфере антициклонального вихря с нисходящими движениями в центре, что является источником адиабатического нагрева и непосредственной причиной стратосферного потепления. Через несколько дней после начала ВСП в тропосфере усиливается антициклогенез, что указывает на наличие динамической связи между стратосферной и тропосферной циркуляцией в этот период. Предполагают, что распространение «сигнала» из тропосферы в стратосферу происходит довольно быстро (~3–10 суток), тогда как в стратосфере аномальный «сигнал» сохраняется намного дольше (~15–40 суток) [149].

Следует отметить, что вследствие больших контрастов в распределении суши и океана активность планетарных волн в зимний период наиболее выражена в Северном полушарии. Это объясняет тот факт, что ВСП в Южном полушарии наблюдаются гораздо реже, чем в Северном полушарии [150]. Интересным оказалось то, что в периоды, когда на уровне 30 гПа появляются сильные зимние потепления, на высотах мезопаузы и нижней термосферы температура понижается в среднем на 13°K. При этом максимумы похолодания в мезопаузе и нижней термосфере запаздывают на несколько дней относительно максимумов сильных зимних потеплений в стратосфере. Синоптические исследо-

вания ВСП показали, что некоторые значительные потепления начинались на высоте 60 км и распространялись вниз [151]. Возможно, при развитии внезапного стратосферного потепления даже небольшое волновое возмущение способно инициировать тропосферный отклик в результате нелинейных взаимодействий и/или фокусировки трехмерного потока волновой активности в волны меньшего масштаба и оказывать влияние на формирование погодных условий отдельных регионов [152].

4.5. ЦЕНТРЫ ДЕЙСТВИЯ АТМОСФЕРЫ

При статистической обработке многолетних данных выделяются области постоянных или сезонных аномалий приземного давления. Эти области называются центрами действия атмосферы (рис. 4.9).

К постоянным центрам действия атмосферы относятся:

1. Экваториальная депрессия – полоса пониженного атмосферного давления, охватывающая земной шар вблизи экватора. Экваториальная депрессия не совпадает с географическим экватором и смещается от экватора в зависимости от сезона то к северу, то к югу в то полушарие, где в данное время лето. В экваториальной депрессии располагается внутритропическая зона конвергенции.

2. По обе стороны от экваториальной депрессии располагаются субтропические зоны повышенного давления, распадающиеся на отдельные области – океанические субтропические антициклоны. В Северном полушарии это Азорский максимум (североатлантический антициклон) над субтропическими широтами Атлантического океана и Гонолульский максимум (северотихоокеанский антициклон, гавайский максимум) над субтропическими широтами Тихого океана. В южной части субтропических антициклонов возникают наиболее постоянные ветры – пассаты (рис. 4.10).

Сезонные центры действия атмосферы при переходе от одного сезона к другому либо меняют свой знак на противоположный либо в какой-то сезон могут отсутствовать (рис. 4.11). Следовательно, сезонные центры действия определяют сезонную изменчивость общей циркуляции атмосферы. Ярким примером проявления сезонных центров действия атмосферы являются муссоны.

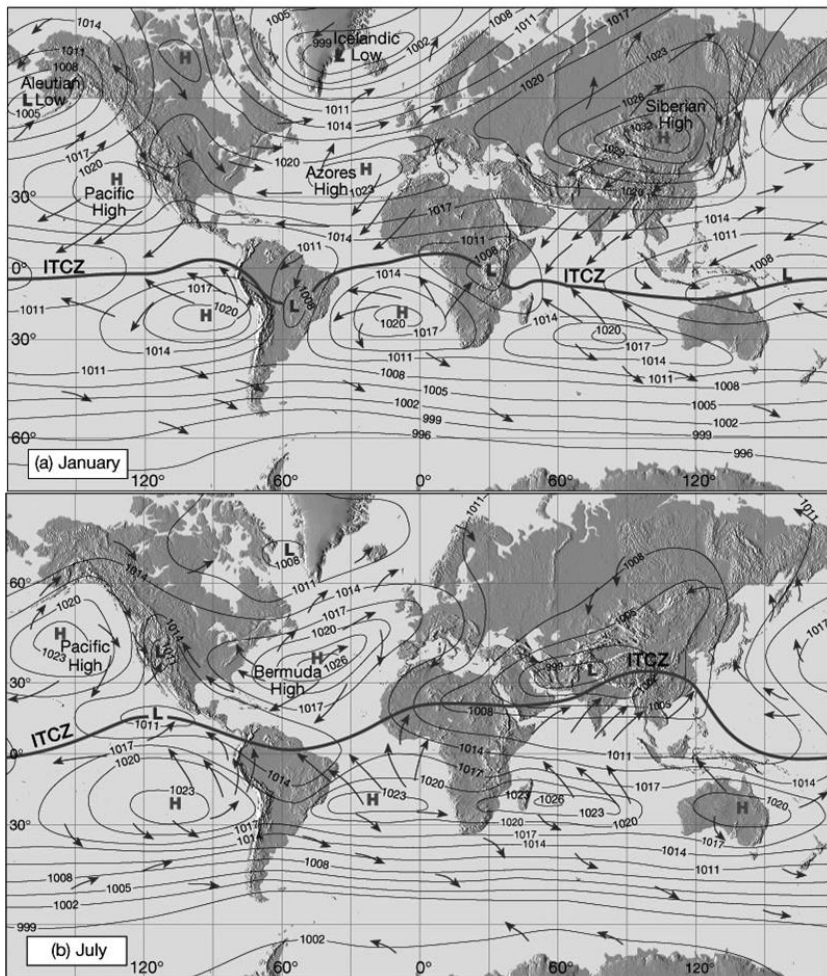


Рис. 4.9. Среднее распределение атмосферного давления (гПа) на уровне моря в январе (а) и июле (б)

К сезонным центрам действия атмосферы относятся:

1. Алеутский зимний минимум в северной части Тихого океана, Исландский зимний минимум в северной части Атлантического океана. Эти депрессии очень глубоки и обширны зимой и практически исчезают летом. Некоторые авторы относят их к перманентным (постоянным) центрам.

2. Сибирский (азиатский) зимний максимум с центром над Монгольским плато.
3. Канадский зимний максимум.
4. Азиатский летний минимум (южно-азиатская, средне-азиатская летняя депрессия) с центром над Афганистаном.

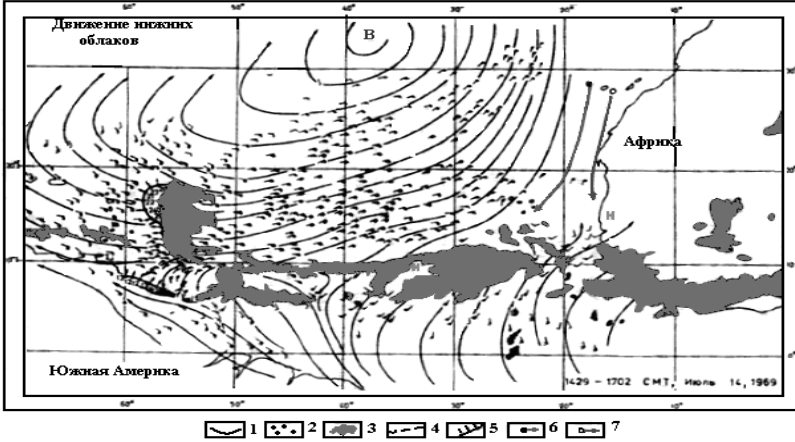


Рис. 4.10. Пассат Северного и Южного полушарий и внутритропическая зона конвергенции в Атлантике. 1 – линии тока, 2 – направление и скорость ветра силой 2,5; 6,5 и 11 м/с соответственно, 3 – облачные скопления, 4 – линии конвергенции, 5 – фронт восточной волны, 6 – ветра на 300 гПа, 7 – ветер, измененный на самолете

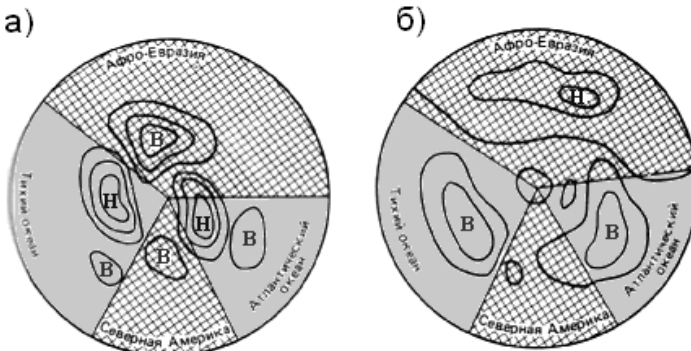


Рис. 4.11. Пространственная структура распределения аномалий давления в Северном полушарии (а – зима, б – лето)

С центрами действия атмосферы тесно связано расположение главных климатических фронтов, разделяющих воздушные массы различного происхождения. На главных фронтах в тропосфере вследствие бароклинной неустойчивости атмосферы происходит преобразование доступной лабильной энергии в кинетическую.

4.5. ТИПЫ И ИНДЕКСЫ ЦИРКУЛЯЦИИ

В настоящее время признаны и широко используются в России типизации макромасштабных атмосферных процессов Г. Я. Вангенгейма – А. А. Гирса и Б. Л. Дзердзеевского [153]. Б. Л. Дзердзеевский выделил 13 основных типовых схем элементарных циркуляционных механизмов (ЭЦМ), которые были объединены в 4 группы (рис. 4.12). В первую группу вошли типы, при которых арктические вторжения отсутствуют, т. е. преобладает зональная циркуляция. Циклоны в этом случае смещаются с запада на восток по северу Евразии или над районами Сибири.

Во вторую группу были включены процессы с одним арктическим вторжением, например, через Восточную Сибирь или Чукотку. Циклоны смещаются по северным траекториям с запада на восток.

В третью группу вошли случаи с двумя и более арктическими вторжениями, например через Европу и Канаду. В эту группу также входит вторжение холода одновременно через Канин Нос и оз. Байкал.

В четвертую группу вошли процессы, при которых циклоническая деятельность охватывает Арктику. Средняя продолжительность рассмотренных типов составляет от 3,6 до 5,3 суток.

В период с 1899 г. по настоящее время сменилось 3 циркуляционные эпохи (табл. 4.3): две меридиональные (с 1899 по 1915 г. и с 1957 г. по настоящее время) и одна зональная (1916–1956 гг.).

Для изучения особенностей проявления ЭЦМ в разных долготных интервалах Северное полушарие было разделено на шесть секторов, границы между которыми проводились с учетом распределения континентов и океанов, определяющих сезонные особенности развития атмосферной циркуляции. Границы секторов приведены в табл. 4.4.

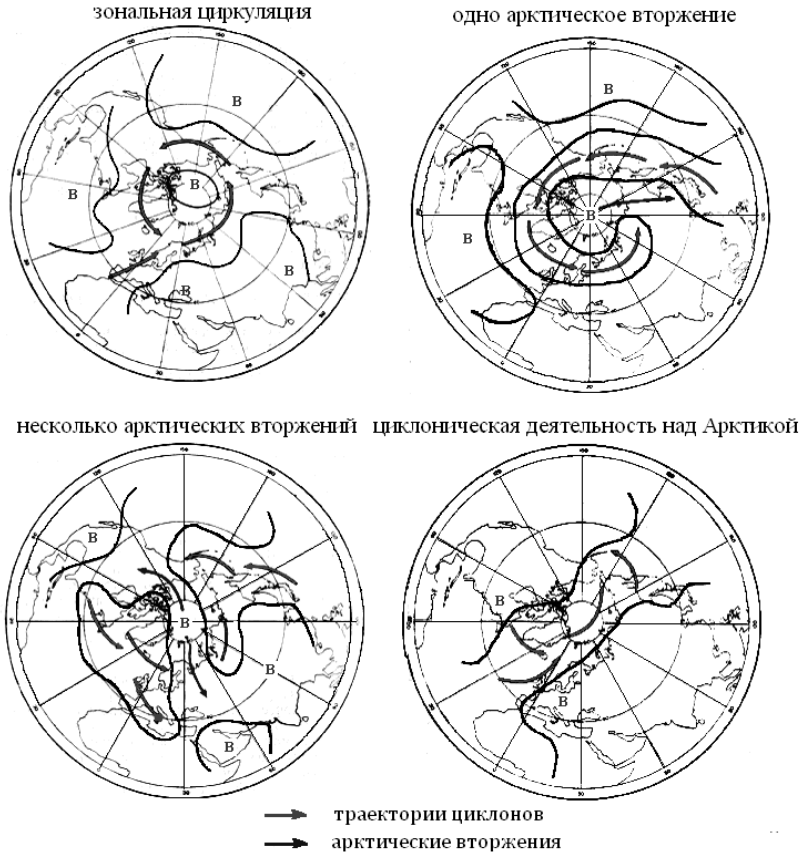


Рис. 4.12. Типы атмосферных процессов по Б.Л. Дзердзеевскому [154]

С помощью типизации Дзердзеевского было установлено, что с увеличением продолжительности действия зональных форм циркуляции связано формирование крупных положительных аномалий температур в умеренных широтах, а с увеличением продолжительности меридиональной циркуляции – отрицательных температурных аномалий [155]. Выявлены различия в формировании температурных аномалий при северной и южной формах меридиональной циркуляции, обусловленные активностью прямо противоположных циркуляционных систем – антициклонической при действии ЭЦМ меридиональной северной

группы, и циклонической – при меридиональной южной циркуляции. Влияние меридиональной северной группы ЭЦМ проявляется в проникновении на континент холодных воздушных масс из полярного бассейна, их стационарировании и выхолаживании. С большой вероятностью это приводит к формированию крупных отрицательных аномалий. При меридиональных южных процессах происходит интенсивный вынос теплых и влажных масс воздуха в теплых секторах циклонов из тропической зоны на охлажденные континенты.

Таблица 4.3

Календарь смены циркуляционных эпох по Б. Л. Дзердзеевскому [154]

Циркуляционная эпоха	Периоды внутри эпох	Годы
Меридиональная северная	–	1899–1915
Зональная	–	1916–1956
Меридиональная южная	I. Одновременное увеличение продолжительности меридиональных северных и южных процессов	1957–1969
	II. Повышенная продолжительность зональных процессов	1970–1980
	III. Быстрый рост продолжительности меридиональных южных процессов	1981–1998
	IV. Уменьшение продолжительности меридиональных южных процессов и рост меридиональных северных	1999 – по настоящее время

Таблица 4.4

Границы секторов в типизации Дзердзеевского [154]

Сектор	Границы
Атлантический	60 з. д. – 01 з. д.
Европейский	0–59 в. д.
Сибирский	60 в. д. – 119 в. д.
Дальневосточный	120 в.д. – 169 в.д.
Тихоокеанский	170 в.д. – 121 з. д.
Американский	120 з.д. – 61 з.д.

Г. Я. Вангенгейм выделил следующие типы циркуляции – западную (W), восточную (E) и меридиональную (C) циркуляции. А. А. Гирс предложил диагностировать формы циркуляции в двух секторах: 1) атлантико-евроазиатском и 2) тихоокеанском – американском [133]. Типизация Г. Я. Вангенгейма – А. А. Гирса проста в применении, точнее в определении зональных и меридиональных форм циркуляции, однако менее детальна.

Результаты исследований средних годовых составляющих баланса тепла и влаги позволяют предположить, что влияние аномалий зональной циркуляции является доминирующим в формировании сухих зон в тропосфере [156; 157]. Так, в работе [158] наблюдаемое в последние годы увеличение засушливости климата в различных районах Евразии объясняют усилением господствующей в летние месяцы зональной циркуляции в связи с развитием субтропической зоны повышенного давления над Тихим океаном и смещением ее к западу.

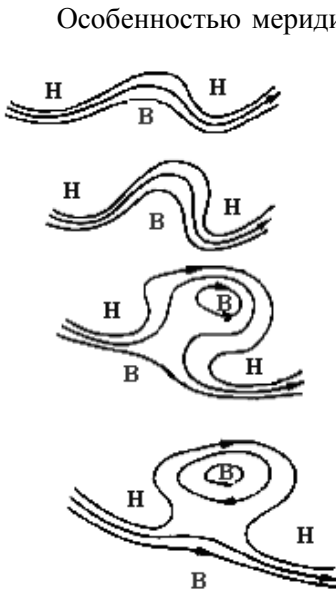


Рис. 4.13. Последовательные стадии превращения волны в западном течении в блокирующий антициклон

Особенностью меридиональных типов циркуляции является блокирование малоподвижными высотными гребнями движения более коротких фронтальных волн, а также приземных циклонов и антициклонов. Образование высотного антициклона в западном переносе продолжительностью не менее 2–3 дней называют процессом блокирования (рис. 4.13). В обоих полушариях блокирование чаще всего проявляется в конце зимы – начале весны, наименьшая повторяемость блокингов приходится на лето и осень. Физические причины сезонных изменений повторяемости блокирования до сих пор до конца не ясны.

Большое значение в процессе блокирования имеют тепловой контраст суши и океана, а также орografía, способствующие возникно-

вению ложбин и сопряженных с ними теплых гребней, в которых создаются благоприятные условия для блокирования. Скорее всего, блокирующие процессы развиваются тогда, когда перенос энергии к полюсу в ячейке Гадля достигает критического уровня (рис. 4.14).

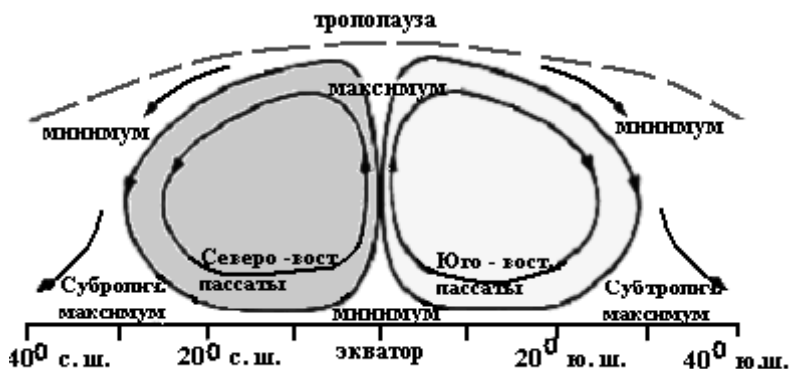


Рис. 4.14. Схематическое изображение ячеек Гадля по обе стороны от экватора

В Северном полушарии блокирующие процессы чаще всего развиваются на северо-востоке Атлантики и в Европе ($50\text{--}60^\circ$ с. ш. и 60° з. д. — 40° в. д.) (рис. 4.15). Тихоокеанские блокинги отличаются от Атлантических. В Тихом океане блокирование часто ограничено средней тропосферой с полосой низкого давления на приземной карте. В Атлантике, наоборот, блокирующие антициклоны простираются от средней тропосферы до поверхности Земли.

На востоке Азии почти половина годовой повторяемости блокирующих процессов приходится на июнь и июль, на два месяца позже, чем в Атлантике. Средняя продолжительность блокингов составляет 8 дней, что вдвое меньше, чем в Атлантике. Максимальная повторяемость центров блокингов сосредоточена над низовьем Лены летом и восточнее 130° в. д. — зимой.

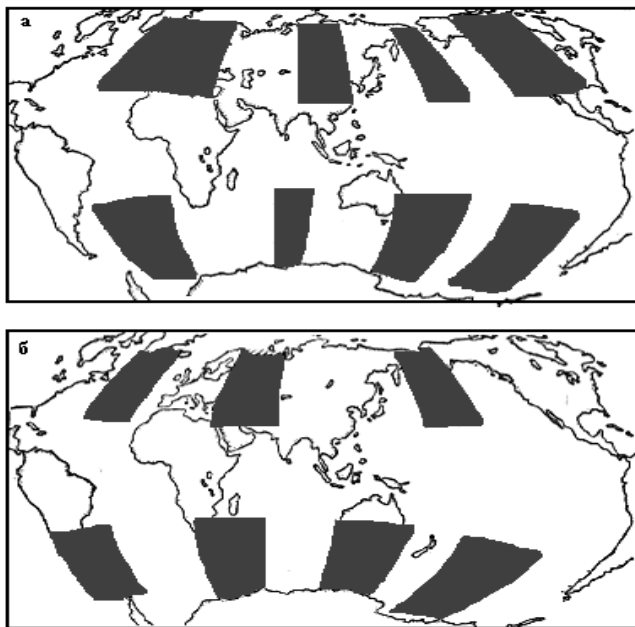


Рис. 4.15. Географическое распределение блокирующих процессов (а – январь, б – июль)

Для числового выражения зональности или меридиональности циркуляции применяются различные индексы циркуляции (Россби, Вительса, Каца, Блиновой и др.). Для количественной характеристики общей циркуляции атмосферы используются индексы зональной и меридиональной циркуляции Каца и Россби, индексы Южного и Североатлантического колебаний, параметры центров действия атмосферы – их координаты и давление в центре, повторяемость ЦДА, число дней с блокирующими антициклонами, центры планетарной высотной фронтальной зоны, положение климатических фронтов [159–161].

В качестве индекса циркуляции Россби предложил величину зональной составляющей скорости движения воздуха, определяемую в геострофическом приближении разностью давлений в различных широтных зонах. В среднем, давление возрастает от экватора к северу и достигает максимума на широте 35° , после чего убывает. На широте 60° оно является минимальным, а при

движении к полюсу снова растет, достигая максимума в районе полюса (рис. 4.16). В соответствии с этим в Северном полушарии можно выделить зоны экваториального пониженного давления, субтропического повышенного давления, пониженного давления умеренных широт и повышенного давления в Арктике. Так как с распределением давления тесно связано распределение ветра, то аналогично можно выделить следующие зоны ветров (табл. 4.5).

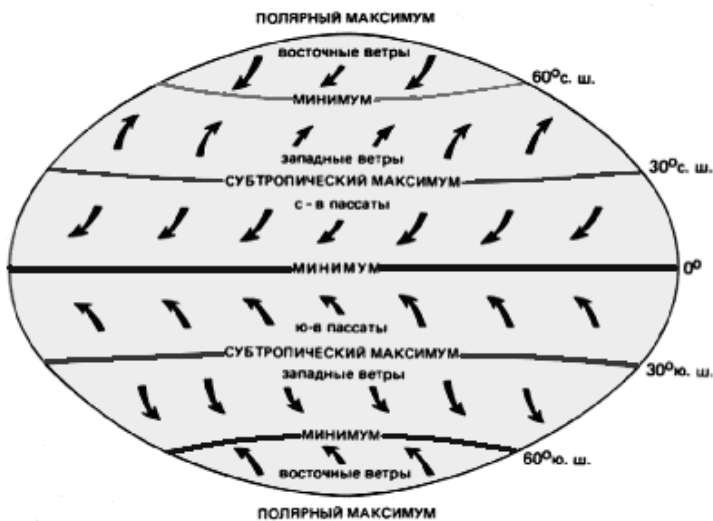


Рис. 4.16. Схематическое изображение зональных поясов давления и систем ветров у поверхности Земли

Таблица 4.5

Сезонные особенности ветрового режима в различных широтных зонах Северного полушария

Северная широта	Зона ветров
Зима	
20–25	Восточных
35–55	Западных
55–70	Восточных
Лето	
20–40	Восточных
40–65	Западных
Севернее 65°	Восточных

Индекс Россби позволяет довольно просто по разности давления в субтропиках (35° с. ш.) и умеренных широтах (55° с. ш.) оценить интенсивность зональной циркуляции. Если эта разность превышает 8 гПа, считается, что зональная циркуляция развита хорошо. Если эта разница менее 3 гПа, то господствует меридиональная циркуляция.

Интенсивность зональной циркуляции в зоне 30–70° с. ш. над всем полушарием (рис. 4.17) характеризует индекс циркуляции Блиновой:

$$I = \frac{1000u}{\Omega R \cos \varphi}, \quad (4.8)$$

где u – зональная скорость, Ω – угловая скорость вращения Земли, φ – широта места, R – радиус Земли.

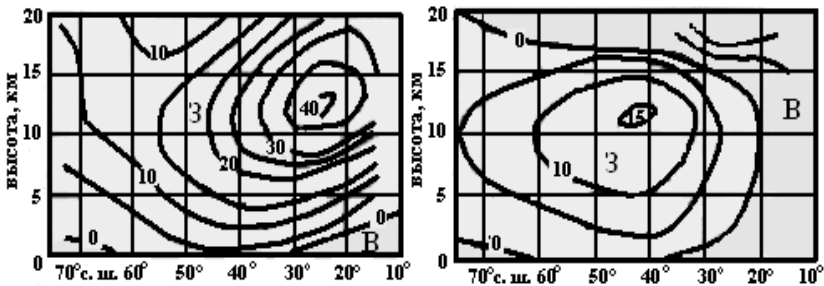


Рис. 4.17. Распределения зимой (левый рисунок) и летом (правый рисунок) зональной скорости ветра (м/с), осредненной по всему земному шару, (В – восточный ветер, З – западный ветер)

ВОПРОСЫ К ГЛАВЕ 4

1. Что такое энергетический цикл атмосферы?
2. Какие меридиональные ячейки циркуляции вы знаете? Какие из перечисленных ячеек циркуляции являются прямыми?
3. Напишите дисперсионное соотношение для волн Россби.
4. Что является причиной возникновения стационарных волн в атмосфере?
5. Какие неустойчивости в атмосфере приводят к возникновению циклонов и антициклонов?
6. Что такое внезапные стратосферные потепления? Какова причина их возникновения?
7. Какие центры действия атмосферы вы знаете?

8. Какие центры действия являются постоянными, а какие – сезонными?
9. Какие типизации циркуляции вы знаете? В чем их особенности?
10. В каких районах чаще всего возникают блокинги?

ЗАДАНИЯ К ГЛАВЕ 4

1. Рассчитайте длину стационарных планетарных волн для широт 50° и 60° и средней скорости ветра 12 м/с.
2. Рассчитайте индекс циркуляции Блиновой для широт 50° и 60° и скоростей зонального ветра 5, 10, 15 м/с.

Заключение

В учебном пособии рассмотрены в общих чертах основные события в истории климата Земли, результаты анализа палеоклиматических индикаторов, определения и методы теории климата, принципы построения климатических моделей, результаты валидации модельных расчетов и прогноза климатических изменений в будущем. Одним из наиболее интригующих результатов современных исследований палеоклимата являются выводы о возможности очень быстрых климатических изменений на масштабах времени десятков лет. Амплитуда глобальных изменений температуры при этом может достигать нескольких градусов, что очень много по меркам вариаций температуры в современный период голоцена. Трудно предложить внешние факторы, которые могли бы быть ответственны за столь быстрые и масштабные изменения климатических характеристик. Нельзя исключить, что подобные вариации являются следствием собственных колебаний в климатической системе. Это вновь поднимает вопрос о характере климатической системы, является ли она транзитивной, интранзитивной или почти интранзитивной. Ответ на этот вопрос исключительно важен для прогноза изменений климата. Существующие математические модели климата, как правило, транзитивны и не воспроизводят резких изменений климатических характеристик. Не дает ответа на этот вопрос и математическая теория климата.

Появление новой информации об особенностях поведения климатической системы Земли затрагивает проблему качества моделирования климата, адекватности результатов моделирования реальным изменениям климатических характеристик. Этот вопрос всегда был главным для разработчиков моделей, начиная с простых энергобалансовых моделей Будыко – Селлерса. Многие проблемы моделирования были решены при введении моделей более высокого уровня. Современные модели общей циркуляции атмосферы и океана высокого пространственного разрешения, учитывающие биогеохимические взаимодействия в климатической системе, не требуют «ручного» задания многих об-

ратных связей, однако сталкиваются с новыми трудностями – необходимостью параметризации локальных мезо – и мелкомасштабных характеристик тепло-влажноперевода, что пока еще представляет очень сложную задачу. Идеальная климатическая модель пока не создана, поэтому для будущих климатологов теория климата представляет много возможностей для реализации знаний, умений, способностей. Потребности общества в прогнозе климатических изменений в ближайшие десятилетия будут только возрастать и служить дополнительным стимулом приложения сил в этой области научных знаний.

РЕКОМЕНДУЕМАЯ ЛИТЕРАТУРА

Винников К. А. Чувствительность климата / К. А. Винников. – Л. : Гидрометеиздат, 1986. – 223 с.

Груза Г. В. Оценка предстоящих изменений климата на территории Российской Федерации / Г. В. Груза, Э. Я. Ранькова // Метеорология и гидрология. – 2009. – № 11. – С. 15–29.

Груза Г. В. Колебания и изменения климата на территории России / Г. В. Груза, Э. Я. Ранькова // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. – 2003. – Т. 39, №2. – С. 166–185.

Дымников В. П. О предсказуемости изменений климата / В. П. Дымников // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. – 1998. – Т. 34, № 5. – С. 741–751.

Кароль И. Л. Введение в динамику климата Земли / И. Л. Кароль. – Л. : Гидрометеиздат, 1988. – 215 с.

Кислов А. В. Климат в прошлом, настоящем и будущем / А. В. Кислов. М. : МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. – 349 с.

Климат России / Н. В. Кобышева, Е. М. Акентьева, Э. Г. Богданова, В. Н. Карпенко. – СПб. : Гидрометеиздат, 2001. – 654 с.

Кобышева Н. В. Климатическая обработка метеорологической информации / Н. В. Кобышева, Г. Я. Наровлянский. – СПб. : Гидрометеиздат, 2001. – 654 с.

Матвеев Л. Т. Теория общей циркуляции атмосферы и климата Земли / Л. Т. Матвеев. – Л. : Гидрометеиздат, 1991. – 296 с.

Монин А. С. . Введение в теорию климата / А. С. Монин. – Л. : Гидрометеиздат, 1982. – 246 с.

Монин А. С. Вращение Земли и климат / А. С. Монин. – Л. : Гидрометеиздат, 1972. – 112 с.

Монин А. С. История климата / А. С. Монин, Ю. А. Шишков. – Л. : Гидрометеиздат, 1979. – 407 с.

Монин А. С. Климат как проблема физики / А. С. Монин, Ю. А. Шишко // Успехи физ. наук. – 2000. – Т. 170. – С. 13–24.

Монин А. С. Колебания климата по данным наблюдений. Тройной солнечный и другие циклы / А. С. Монин, Д. М. Сонечкин. – М. : Наука, 2005. – 191 с.

О климате по существу и всерьез / И. Л. Кароль, В. М. Катцов, А. А. Киселев, Н. В. Кобышева. – СПб. : ГГО им. А. И. Воейкова, 2008. – 56 с.

Переведенцев Ю. П. Теория климата / Ю. П. Переведенцев. – Казань. : Изд. Казан. ун-та, 2009. – 503 с.

Сазонов Б. И. Суровые зимы и засухи / Б. И. Сазонов. – Л. : Гидрометеиздат, 1991. – 240 с.

Использованная литература

1. Монин А. С., Шишков Ю. А. История климата. Л. : Гидрометеоздат, 1979. 407 с.
2. Переведенцев Ю. П. Теория климата. Казань. : Изд. Казан. ун-та, 2009. 503 с.
3. Монин А. С., Сонечкин Д. М. Колебания климата по данным наблюдений. Тройной солнечный и другие циклы. М. : Наука, 2005. 191 с.
4. Дымников В. П. О предсказуемости изменений климата // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1998. Т. 34, № 5. С. 741–751.
5. Сазонов Б. И. Суровые зимы и засухи. Л. : Гидрометеоздат, 1991. 240 с.
6. Кобышева Н. В., Наровлянский Г. Я. Климатическая обработка метеорологической информации. СПб. : Гидрометеоздат, 2001. 654 с.
7. Климат России / Н. В. Кобышева, Е. М. Акентьева, Э. Г. Богданова, В. Н. Карпенко. СПб. : Гидрометеоздат, 2001. 654 с.
8. Монин А. С., Шишков Ю. А. Климат как проблема физики // Успехи физ. наук. 2000. Т. 170. С. 13–24.
9. Кароль И. Л. Введение в динамику климата Земли. Л. : Гидрометеоздат, 1988. 215 с.
10. Монин А. С. Введение в теорию климата. Л. : Гидрометеоздат, 1982. 246 с.
11. Кислов А. В. Климат в прошлом, настоящем и будущем. М. : МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 349 с.
12. Lorenz E. N. Deterministic nonperiodic flow // J. Atmos. Sci. 1963. Vol. 20. P. 130–141.
13. Eckmann J. P., Ruell D. Ergodic theory of chaos and strange attractors // Review of Modern Physics. 1985. Vol. 34, N 3. P. 617–656.
14. Сонечкин Д. М. О прогнозе короткопериодных колебаний климата // Тр. Гидрометцентра СССР. 1991. Вып. 311. С. 82–84.
15. Монин А. С., Яглом А. М. Статистическая гидромеханика. Т. 1. СПб. : Гидрометеоздат, 1992. 694 с.
16. Nicolis C., Nicolis G. Is there a climatic attractor? // Nature. 1984. Vol. 311. P. 529–532.
17. Lorenz E. Climatic predictability // The physical basis of climate and climate modeling. GARP Publ. Series. 1975. N 16. P. 132–136.
18. Винников К. А. Чувствительность климата. Л. : Гидрометеоздат, 1986. 223 с.
19. Мордвинов В. И. Численные методы анализа и прогноза погоды. Иркутск : Изд-во Иркут. гос. ун-та, 2009. 143 с.
20. Сценарии изменений климата Арктики в XXI веке / В. М. Катцов, С. В. Вавулин, В. А. Говоркова, Т. В. Павлова // Метеорология и гидрология. 2003. № 10. С. 5–19.
21. Володин Е. М., Дианский Н. А. Моделирование изменений климата в XX–XXII столетиях с помощью совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2006. Т. 42, № 3. С. 291–306.

22. *Petouknov V., Claussen M., Berger A.* EMIC Intercomparison Project (EMIC-CO₂): Comparative analysis of EMIC simulations of current climate and equilibrium and transport respondent to atmospheric CO₂ doubling // *Clim. Dyn.* 2005. Vol. 25, N 4. P. 363–385.

23. *Даценко Н. М., Сонечкин Д. М.* О надежности тысячелетних реконструкций хода приземной температуры воздуха Северного полушария // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2008. Т. 44. № 6. С. 797–803.

24. О неопределенности некоторых сценарных климатических прогнозов температуры воздуха и осадков на территории России / Г. В. Груза, Э. Я. Ранькова, Л. Н. Аристова, Л. К. Клещенко // *Метеорология и гидрология.* 2006. № 10. С. 5–23.

25. *Груза Г. В., Ранькова Э. Я.* Обнаружение изменений климата: состояние, изменчивость и экстремальность климата // *Метеорология и гидрология.* 2004. № 4. С. 50–65.

26. *Борзенкова И. И.* О природных индикаторах современного глобального потепления // *Метеорология и гидрология.* 1999. № 6. С. 98–110.

27. *Алексеев Г. В.* Исследования изменений климата Арктики в XX столетии // *Сб. тр. ААНИИ.* 2003. Т. 446. С. 6–21.

28. Interdecadal changes of surface temperature since the late nineteenth century / D. E. Parker, P. D. Jones, C. K. Folland, A. Beran // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99. P. 14373–14399.

29. *Jones P. D., Moberg A.* Hemispheric and large-scale surface air temperature variations: An extensive revision and an update to 2001 // *J. Climate.* 2003. Vol. 16. P. 206–223.

30. *Bloomfield P.* Trends in global temperature // *Climatic Change.* 1992. Vol. 21. P. 1–16.

31. *Bloomfield P., Nychka D.* Climate spectra and detecting climate change // *Climatic Change.* 1992. Vol. 21. P. 275–287.

32. *Smith R. L., Wiegley T. M., Santer B. D.* A bivariate time series approach to anthropogenic trend detection in hemispheric mean temperatures // *J. Climate.* 2003. Vol. 16. P. 1228–1240.

33. *Tol R. S. J.* Greenhouse statistics – Time series analysis: Part II // *Theor. Applied Climatol.* 1994. Vol. 49. P. 91–102.

34. *Wooldward W. A., Gray H. I.* Global warming and the problem of testing for trend in time series data // *J. Climate.* 1993. Vol. 6. P. 953–962.

35. *Wooldward W. A., Gray H. I.* Selecting a model for detecting the presence of a trend // *J. Climate.* 1995. Vol. 8. P. 1929–1937.

36. *Zwiers F. W., Weaver A. J.* The causes of 20th century warming // *Science.* 2000. Vol. 290. P. 2081–2082.

37. *Сонечкин Д. М., Даценко Н. М., Иващенко Н. Н.* Оценка тренда глобального потепления с помощью вейвлетного анализа // *Изв. АН. Физика атмосферы и океана.* 1997. Т. 33, № 2. С. 184–194.

38. *Andreas E. L., Trevino G.* Using wavelets to detect trends // *J. Atmos. and Oceanic Technology.* 1997. Vol. 14. P. 554–564.

39. *Чередниченко А. В.* Изменение климата Казахстана и возможности адаптации за счет доступных водозапасаов облачности. Бишкек : Илим, 2009. 260 с.

40. *Rogers J. C., Van Loon H.* The seesaw in winter temperatures between Greenland and Northern Europe. P. II // *Mon. Weather Rev.* 1979. Vol. 107. P. 509–519.
41. *Wallace J. M., Zhang J., Bajuk L.* Interpretation of interdecadal trends in Northern Hemisphere surface air temperature // *J. Climate.* 1996. Vol. 9, N 2. P. 249–259.
42. *Шерстюков Б. Г.* Пространственные и сезонные особенности изменений климата в период интенсивного глобального потепления : автореф. дис. ... д-ра геогр. наук : 25.00.30. Казань, 2008. 36 с.
43. О климате по существу и всерьез / И. Л. Кароль, В. М. Катцов, А. А. Киселев, Н. В. Кобышева. СПб. : ГГО им. А. И. Воейкова, 2008. 56 с.
44. *Майстрова В. В., Нагурный А. П., Большакова И. И.* Изменение температуры свободной атмосферы в северной полярной области в 1959–2000 гг. // *Метеорология и гидрология.* 2002. № 6. С. 5–14.
45. Многолетние колебания температуры свободной атмосферы в южной полярной области / Г. В. Груза, В. В. Майстрова, И. И. Большакова, О. Л. Жукова // *Метеорология и гидрология.* 2005. № 4. С. 14–20.
46. *Груза Г. В., Ранькова Э. Я.* Колебания и изменения климата на территории России // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2003. Т. 39, № 2. С. 166–185.
47. *Braganza K., Karoly D. J., Hirst A. C.* Simple indices of global variability and change: Part I – variability and correlation structure // *Climate Dynamics.* 2003. Vol. 20. P. 491–502.
48. *Karoly D. J., Braganza K.* Identifying global climate change using simple indices // *J. Geophys. Res. Left.* 2001. Vol. 28. P. 2205–2208.
49. *Hurrell J. W.* Decadal trends in the North Atlantic Oscillation regional temperatures and precipitation // *Science.* 1995. Vol. 269. P. 676–679.
50. *Trenberth K., Hoar T. J.* El Nino and climate // *J. Geophys. Res. Left.* 1997. Vol. 24. P. 3057–3060.
51. *Fraedrich K.* Estimating the dimensions of weather and climate attractors // *J. Atmos. Sci.* 1986. Vol. 43. P. 419–443.
52. *Rajagopalan B., Lall U., Cane M. A.* Anomalous ENSO occurrences: An alternative view // *Intern. J. Climatol.* 1997. Vol. 10. P. 2351–2357.
53. *Wunsch C.* The interpretation of short climate records, with comments on the North Atlantic and Southern Oscillations // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 1999. Vol. 80, N 2. P. 247–256.
54. *Mills T. C.* Is the North Atlantic oscillation a random walk? A comment with further results // *Intern. J. Climatol.* 2004. Vol. 24. P. 377–383.
55. *Fraedrich K., Gerstengarbe F. W., Werner P. C.* Climate shifts during the last century // *Climatic Change.* 2001. Vol. 50. P. 405–417.
56. *Даценко Н. М., Мoberг А. А., Сонечкин Д. М.* Метод объективной коррекции данных наблюдений за приземной температурой воздуха в XVIII–XIX веках // *Метеорология и гидрология.* 2002. № 3. С. 13–19.
57. *Alexandersson Y., Moberg A.* Homogenization of Swedish temperature data. Part I: Homogeneity test for linear trends. *Intern. J. Climatol.* 1997. Vol. 17. P. 25–34.
58. *Brazdil R.* The homogeneity of air temperature measurements Prague-Klementinum with respect to the intensification of the urban heat island // *Prace Geograficzne.* 1993. Vol. MCXIX. P. 68–74.

59. *Lund R., Reeves J.* Detection of undocumented changepoints: a revision of the two-phase regression model // *J. Climate*. 2002. Vol. 15. P. 2547–2554.

60. *Анисимов О. А., Лобанов В. А., Ренева С. А.* Анализ изменений температуры воздуха на территории России и эмпирический прогноз на первую четверть XXI века // *Метеорология и гидрология*. 2007. № 10. С. 20–30.

61. *Израэль Ю. А., Борзенкова И. И., Северов Д. А.* Роль стратосферных аэрозолей в сохранении современного климата // *Метеорология и гидрология*. 2007. № 1. С. 5–14.

62. *Груза Г. В., Ранькова Э. Я.* Оценка предстоящих изменений климата на территории Российской Федерации // *Метеорология и гидрология*. 2009. № 11. С. 15–29.

63. Изменение климата на азиатской территории России во второй половине XX столетия: сравнение данных наблюдений и реанализа / *Е. А. Дюкарев, И. И. Ипполитов, М. В. Кабанов, С. В. Логинов* // *Оптика атмосферы и океана*. 2006. Т. 19, № 11. С. 934–940.

64. *Кабанов М. В., Лысков В. Н.* Мониторинг и моделирование природно-климатических изменений в Сибири // *Оптика атмосферы и океана*. 2006. Т. 19, № 9. С. 753–765.

65. *Бышев В. И.* Синоптическая и крупномасштабная изменчивость океана и атмосферы. М. : Наука, 2003. 344 с.

66. *Нестеров Е. С.* О фазах североатлантического колебания // *Метеорология и гидрология*. 2003. № 1. С. 64–74.

67. *Kysel' y J.* Temporal fluctuations in heat waves at Prague-Klementinum, the Czech Republic, from 1901–1997, and their relationships to atmospheric circulation // *International Journal of Climatology*. 2002. Vol. 22. P. 33–50.

68. Моделирование квазидвухлетних колебаний зонального ветра в экваториальной стратосфере. 1. Малопараметрические модели / *Д. В. Кулямин, Е. М. Володин, В. П. Дымников* // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2008. Т. 44, № 1. С. 5–20.

69. *Maruyama T.* The quasi-biennial oscillation (QBO) and equatorial waves – A historical review // *Papers in Meteorology and Geophysics*. 1997. Vol. 48. P. 1–17.

70. *Labitzke K., van Loon H.* The Stratosphere. N. Y. : Springer-Verlag, 1999. 179 p.

71. *Hamilton K.* Observations of tropical stratospheric winds before World War II // *Bull. American Meteorological Soc.* 1998. Vol. 79. P. 1367–1371.

72. Evidence of a downward propagating annual wind reversal in the equatorial stratosphere / *R. J. Reed, W. J. Campbell, L. A. Rasmussen, R. G. Rogers* // *J. Geophysical Research*. 1961. Vol. 66. P. 813–818.

73. *Ebdon R. A.* Notes on the wind flow at 50 mb in tropical and subtropical regions in January 1957 and in 1958 // *Quart. J. Royal Meteorological Soc.* 1960. Vol. 86. P. 540–542.

74. *Ebdon R. A., Veryard R. G.* Fluctuations in equatorial stratospheric winds // *Nature*. 1961. Vol. 189. P. 791–793.

75. *Angell J. K., Korshover J.* Quasi-biennial variations in temperature, total ozone, and tropopause height // *J. Atmospheric Science*. 1964. Vol. 21. P. 479–492.

76. *Воейков А. И.* Чередование теплых и холодных зим // *Метеорол. вестн.* 1891. № 9.

77. *Holton J. R., Tan H.* The influence of the equatorial Quasi_Biennial Oscillation on the global circulation at 50 mb // *J. Atmos. Sci.* 1980. Vol. 37, N 10. P. 2200–2208.

78. *Погосян Х. П., Павловская А. А.* Аномалии атмосферной циркуляции приземного давления и температуры в связи с квазидвухлетней цикличностью. Л. : Гидрометеиздат, 1977. 78 с.

79. *Погосян Х. П.* О некоторых особенностях цикличности ветра в экваториальной стратосфере // *Метеорология и гидрология.* 1973. № 9. С. 14–26.

80. *Груздев А. Н., Мохов И. И.* Квазидвухлетняя цикличность в глобальном поле общего содержания озона по данным наземных наблюдений // *Изв. АН. Физика атмосферы и океана.* 1992. Т. 28, № 5. С. 475–486.

81. *Девятова Е. В., Мордвинов В. И.* Квазидвухлетнее колебание ветра в низкоширотной стратосфере и волновая активность атмосферы зимой в Северном полушарии // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2011. Т. 47, № 5. С. 608–621.

82. *Holton J. R., Lindzen R. S.* An updated theory for the quasi-biennial cycle of the tropical stratosphere // *J. Atm. Scie.* 1972. Vol. 29. P. 1076–1080.

83. The Quasi Biennial Oscillation / *M. P. Baldwin [et al.] // Rev. Geophysics.* 2001. Vol. 39, N 2. P. 179–229.

84. *Кулямин Д. В., Володин Е. М., Дымников В. П.* Моделирование квазидвухлетних колебаний зонального ветра в экваториальной стратосфере // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2009. № 1. С. 43–61.

85. *Петухов В. К.* Два механизма колебаний температуры в термодинамической модели системы тропосфера–стратосфера // *Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана.* 1982. Т. 18, № 2. С. 126–136.

86. *Мохов И. И., Безверхний В. А., Елисеев А. В.* Квазидвухлетняя цикличность температурного режима атмосферы и тенденции ее изменения // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 1997. Т. 33, № 5. С. 579–587.

87. *Елисеев А. В., Мохов И. И., Петухов В. К.* Моделирование квазидвухлетней цикличности температуры атмосферы и тенденции ее эволюции при климатических изменениях // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 1997. Т. 33, № 6. С. 733–742.

88. *Варламов С. М.* Моделирование двухлетних колебаний тропосферной циркуляции умеренных широт // *Метеорология и гидрология.* 1983. № 1. С. 5–13.

89. *Trenberth K. E.* A quasi biennial standing wave in the Southern Hemisphere and interrelations with sea surface temperature // *Q. J. Roy. Met. Soc.* 1975. Vol. 101, N 427. P. 55–74.

90. *Nicholls N.* Air-sea interaction and the quasi-biennial oscillation // *Mon. Wea. Rev.* 1978. Vol. 106, N 10. P. 1505–1508.

91. *Груздев А. Н., Безверхний В. А.* Об источниках квазидвухлетней цикличности в атмосфере Северного полушария // *ДАН.* 2003. Т. 389, № 4. С. 528.

92. The Quasi Biennial Oscillation / *M. P. Baldwin [et al.] // Rev. Geophysics.* 2001. Vol. 39, N. 2. P. 179–229.

93. *Holton J. R., Austin J.* The influence of the Equatorial QBO on Sudden Stratospheric Warmings // *J. Atmos. Sci.* 1991. Vol. 48, N 4. P. 607–618.

94. *O'Sullivan D., Young R. E.* Modeling the quasi-biennial oscillation's effect on the winter stratospheric circulations // *J. Atmos. Sci.* 1992. Vol. 49, N 24. P. 2437–2448.

95. *Hamilton K.* Effects of an imposed quasi-biennial oscillation in a comprehensive troposphere–stratosphere–mesosphere general circulation model // *J. Atmos. Sci.* 1998. Vol. 55, N 14. P. 2393–2418.

96. Model studies of the interannual variability of the northern hemisphere stratospheric winter circulation: The role of the quasi-biennial oscillation / L. J. Gray [et al.] // *Q. J. Roy. Met. Soc.* 2001. Vol. 127, N 574. P. 1413–1432.

97. *Gray L. J.* The influence of the equatorial upper stratosphere on stratospheric sudden warmings // *Geophys. Res. Lett.* 2003. Vol. 30, N 4. P. 1166–1170.

98. *Naoe H. and Shibata K.* Equatorial quasi - biennial oscillation influence on northern winter extratropical circulation // *J. of Geophys. Res.* 2010. Vol. 115. D19102. P. 1–13.

99. *Schlesinger M. E., Ramankutty N.* An oscillation in the global climate system of period 65–70 years // *Nature.* 1994. Vol. 367. P. 723–726.

100. *Schlesinger M. E., Ramankutty N.* In the recently reported 65- to 70-year surface temperature oscillation the result of climate noise? // *J. Geophys. Res. Lett.* 1995. Vol. 100. P. 13767–13774.

101. *Weihong Qian, Zhu Yafen* Climate change in China from 1880 to 1998 and its impact on the environmental condition // *Climatic Change.* 2001. Vol. 50. P. 419–444.

102. *Панин Г. Н.* Об изменениях климата в полярных зонах Земли в XX и XXI столетиях // Докл. Академии наук. 2009. Т. 427, № 3. С. 397–402.

103. The NCEP/NCAR 40 Year Reanalysis Project / E. Kalnay [et al.] // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 1996. Vol. 77, N 3. P. 437–471.

104. *Рубинштейн К. Г., Стерин А. М.* Сравнение результатов реанализа с аэрологическими данными // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2002. Т. 38, № 3. С. 301–315.

105. Долговременные изменения температуры и теплосодержания тропосферы в XX в. / Г. А. Жеребцов, Л. А. Васильева, В. А. Коваленко, С. И. Молодых // *Оптика атмосферы и океана.* 2008. Т. 21, № 6. С. 473–478.

106. Амплитудно-фазовые характеристики годового хода приповерхностной температуры: сравнение расчетов по моделям общей циркуляции атмосферы и океана с данными реанализа / А. В. Елисеев, М. С. Гусева, И. И. Мохов, К. Г. Рубинштейн // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2004. Т. 40, № 4. С. 435–449.

107. Особенности проявления современного потепления климата в тропосфере Атлантико-Европейского региона / Ю. П. Переведенцев, М. А. Верещагин, Э. П. Наумов, К. М. Шанталинский // *Метеорология и гидрология.* 2004. № 2. С. 38–47.

108. Изменение климата на азиатской территории России во второй половине XX столетия: сравнение данных наблюдений и реанализа / Е. А. Дюкарев, И. И. Ипполитов, М. В. Кабанов, С. В. Логинов // *Оптика атмосферы и океана.* 2006. Т. 19, № 11. С. 934–940.

109. *Акасофу С. И., Чепмен С.* Солнечно-земная физика. Ч. 1. М.: Мир. 1974. 382 с.

110. Мохов И. И., Елисеев А. В., Хворостьянов Д. В. Эволюция характеристик межгодовой климатической изменчивости, связанной с явлениями Эль-Ниньо – Ла-Нинья // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2000. Т. 36, № 6. С. 741–751.
111. Узрюмов А. И. Тепловой режим океана и долгосрочные прогнозы погоды. Л. : Гидрометеиздат, 1981. 176 с.
112. Андерсон Д. Общая циркуляция океана и ее взаимодействие с атмосферой // Крупномасштабные динамические процессы в атмосфере / под ред. Б. Хоскинса, Р. Пирса. М. : Мир, 1988. С. 336–372.
113. Гилл А. Динамика атмосферы и океана : в 2 т. М. : Мир, 1986. Т. 1. 396 с., Т. 2. 415 с.
114. Математическое моделирование общей циркуляции атмосферы и океана / Г. И. Марчук, В. П. Дымников, В. Б. Залесный, В. Н. Лыкосов, В. Я. Галин. Л. : Гидрометеиздат, 1984. 320 с.
115. Тренды в полях годовых экстремумов осадков и приземной температуры во второй половине XX века / Д. Б. Киктев, Д. М. Секстон, Л. В. Александер, К. К. Фолланд // Метеорология и гидрология. 2002. № 11. С. 13–24.
116. Попова В. В., Шмакин А. Б. Циркуляционные механизмы крупномасштабных аномалий температуры воздуха зимой в Северной Евразии в конце XX столетия // Метеорология и гидрология. 2006. № 12. С. 15–25.
117. Платова Т. В. Годовые экстремумы температуры воздуха на территории Российской Федерации и их климатические изменения // Метеорология и гидрология. 2008. № 11. С. 80–85.
118. Комаров В. С., Ломкина Н. Я. О влиянии облачности нижнего яруса на корреляционные связи температуры и влажности в пограничном слое атмосферы Западной Сибири // Оптика атмосферы и океана. 2010. Т. 23, № 1. С. 27–31.
119. Dessler A. E., Zhang Z., Yang P. Water-vapor climate feedback inferred from climate fluctuations 2003–2008 // Geophys. Res. Lett. 2008. Vol. 35. P. L20704/1-L20704/4.
120. Ross R. J., Elliott W. Radiosonde-Based Northern Hemisphere: Tropospheric water vapor trends // J. Climate. 2001. Vol. 14. P. 1602–1612.
121. Wang Pao K. Moisture plumes above thunderstorm anvils and their contributions to cross-tropopause transport of water vapor in midlatitudes // J. Geophys. Res. D. 2003. N 6. P. AAC5/1-AAC5/15.
122. Мохов И. И. Российские климатические исследования в 2003–2006 гг. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45, № 2. С. 180–192.
123. Панфутова Ю. А. Опасные явления погоды на равнинной части Российской Федерации // Тр. ГГО. 2008. Вып. 556. С. 145–156.
124. Монин А. С. История Земли. : Л. :Наука, 1977. 228 с.
125. Монин А. С. Вращение Земли и климат. Л., Гидрометеиздат, 1972. 112 с.
126. Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата : пер. с нем. / под ред. С. Л. Бастамова. М. ; Л. ГОНТИ, 1939. 208 с.
127. Шараф Ш. Г., Будникова Н. А. Колебания солнечного облучения Земли, вызванные вековыми изменениями элементов земной орбиты // ДАН СССР. 1968. Т. 182, № 2. С. 291–293.

128. *Hayes J. D., Imbrie J., Shackleton N. J.* Variations in the Earth's orbit: pacemaker of the ice ages // *Science*. 1976. Vol. 194, N 4270. P. 1121–1132.
129. *Gallee H., Berger A., Shackleton N. J.* Simulation of the climate of the last 200 kyr with the LLN 2D-model // *Ice in the Climate System*. R. Peltier ed. NATO ASI. Ser. 1. Global Environmental Change. Berlin : Springer, 1993. Vol. 12. P. 321–341.
130. *Матвеев Л. Т.* Теория общей циркуляции атмосферы и климата Земли. Л. : Гидрометеоздат, 1991. С. 158–180.
131. *Ван Мигем Ж.* Энергетика атмосферы. Л. : Гидрометеоздат, 1977. 327 с.
132. *Борисенков Е. П.* Вопросы энергетики атмосферных процессов. Л. : Гидрометеоздат, 1960. 167 с.
133. *Зверев А. С.* Синоптическая метеорология. Л. : Гидрометеоздат, 1977. 700 с.
134. *Матвеев Л. Т., Солдатенко С. А.* Циклогенез в бароклинно неустойчивых волнах // *Метеорология и гидрология*. 1989. № 3. С. 52–61.
135. Диагностические исследования и моделирование процессов циклогенеза, фронтогенеза и погодных условий на различных стадиях развития циклона / Н. П. Шакина, Е. Н. Скриптунова, А. Р. Иванова, Л. В. Берюкович, Ю. В. Ткачева // *Тр. Гидрометеор. науч.-исслед. центра РФ*. 2000. № 335. С. 3–25.
136. *Васильев В. Ф., Романов В. Ф.* Синоптические вихревые процессы и сезонные особенности климатического режима атмосферы // *Метеорология и гидрология*. 1990. № 3. С. 21–29.
137. Динамика региональных климатических аномалий в тропосфере Северного полушария за последние десятилетия / Ю. П. Переведенцев [и др.] // *Международ. конф. по проблемам гидромет. безопасности «Прогнозирование и адаптация общества к экстремальным климатическим изменениям» : пленар. докл.* 2007. С. 208–220.
138. Simulation of recent northern winter climate trends by greenhouse-gas forcing / D. T. Shindell, R. L. Miller, G. Schmidt, L. Pandolfo // *J. Nature*. 1999. Vol. 399. P. 452–455.
139. *Quiroz R. S.* The tropospheric-stratospheric polar vortex breakdown of January 1977 // *Geophys. Res. Lett.* 1977. Vol. 4. P. 151–154.
140. *Haynes P. H.* The latitudinal structure of the quasi-biennial oscillation // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 1998. Vol. 124, N 552. P. 2645–2670
141. *Scherhag R.* Die explosionsartige Stratosphärenenerwärmung des Spaitwinters 1951–52 // *Ber. Deut. Wetterdieustes*. 1952. Vol. 6. P. 51–63.
142. *Павловская А. А.* Потепление в стратосфере Арктики в январе 1958 г. // *Материалы конференции по итогам МГГ (1960) и метеорологического изучения Антарктиды (1959)*. М. : Гидрометеоздат, 1961. С. 55–59.
143. *Переведенцев Ю. П., Шанталинский К. М., Исмагилов Н. В.* Структура и взаимосвязи зимних макроциркуляционных процессов в тропосфере и стратосфере умеренных широт Северного полушария // *Метеорология и гидрология*. 1998. № 5. С. 21–30.
144. *Погорельцев А. И.* Генерация нормальных мод стратосферными вассилляциями // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2007. Т. 43, № 4. С. 28–40.

145. Колебания общей циркуляции атмосферы и долгосрочные прогнозы погоды / Р. Ф. Бурлуцкий, Х. Х. Рафаилова, В. Г. Семенов, Ю. Б. Храбров. Л. : Гидрометеиздат, 1967. С. 152–200.
146. *Matsumo T. A.* Dynamical model of the Stratosphere sudden warming // *J. Atmos. Sci.* 1971. Vol. 28. P. 1479–1494.
147. *Tung K. K.* Stationary atmospheric long waves and the phenomena of blocking and sudden warming // Ph. D. thesis / Harvard Univ., Cambridge, Mass., 1977. P. 714–731.
148. *Holton J. R., Mass C.* Stratospheric vacillation cycles // *J. Atmos. Sci.* 1976. Vol. 33. P. 2218–2225.
149. *Namias J.*, Seasonal persistence and recurrence of European blocking during 1958–1960 // *Tellus*. 1964. Vol. 16. P. 394–407.
150. *Perlwitz J., Harnik N.* Observational evidence of a stratospheric influence on the troposphere by planetary wave reflection // *J. Clim.* 2003. Vol. 16. P. 3011–3026.
151. *Моханакумар К.* Взаимодействие стратосферы и тропосферы / пер. с англ. Р. Ю. Лукьяновой ; под ред. Г. В. Алексева. М. : Физматлит, 2011. 452 с.
152. *Douville H.* Stratospheric polar vortex influence on Northern Hemisphere winter climate variability // *Geophys. Res. Lett.* 2009. Vol. 36. P. 1–5.
153. *Кононова Н. К.* Динамика циркуляции атмосферы и циркуляционные механизмы метеорологических экстремумов в Арктике // *Изв. РАН. Сер. геогр.* 2007. Вып. № 6. С. 49–72.
154. *Кононова Н. К.* Классификация циркуляционных механизмов Северного полушария по Б. Л. Дезрдзеевскому. М. : Рос. акад. наук, Ин-т географии РАН, 2009. 371 с.
155. *Кувшинова К. В.* Циркуляционные механизмы современных колебаний климата. М. : Наука, 1987. 192 с.
156. *Вязилова Н. А.* О вертикальной структуре аномалий зональной скорости ветра, влажности и потенциальной температуры воздуха в атмосфере экваториальной зоны Индийского и Тихого океанов в годы с Эль-Ниньо // *Метеорология и гидрология*. 2006. № 7. С. 5–15.
157. *Li C., Yanai M.* The onset and interannual variability of Asian summer monsoon in relation to land-sea thermal contrast // *J. Climate*. 1996. Vol. 9. P. 358–375.
158. *Попов Ю. Г., Ажгихина С. А.* Циркуляционные условия бездождных периодов // *Вопросы микро- и мезоклимата, циркуляции и загрязнения атмосферы*. Пермь : Изд-во Перм. ун-та, 1985. С. 107–109.
159. *Гирс А. А.* Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. Л. : Гидрометеиздат, 1971. 488 с.
160. *Сидоренков Н. С., Свиренко П. Н.* К вопросу о многолетних колебаниях атмосферной циркуляции // *Метеорология и гидрология*. 1983. № 11. С. 20–25.
161. *Сидоренков Н. С., Орлов И. А.* Атмосферные циркуляционные эпохи и изменения климата // *Метеорология и гидрология*. 2008. № 9. С. 22–29.

Учебное издание

Мордвинов Владимир Иванович
Латышева Инна Валентиновна
Девятова Елена Викторовна

ТЕОРИЯ КЛИМАТА

ISBN 978-5-9624-0827-9

Редактор *М. А. Айзман*

Темплан 2013 г. Поз. 74

Подписано в печать 25.10.2013. Формат 60×90 1/16.
Уч.-изд. л. 8,3. Усл. печ. л. 11,8. Тираж 70 экз. Заказ 79

Издательство ИГУ
664003, Иркутск, бульвар Гагарина, 36
тел. (3952) 24–14–36