

КЛИМАТОЛОГИЯ С ОСНОВАМИ МЕТЕОРОЛОГИИ

ISBN 978-5-4468-1028-4



Издательский центр «Академия»
www.academia-moscow.ru

КЛИМАТОЛОГИЯ С ОСНОВАМИ МЕТЕОРОЛОГИИ



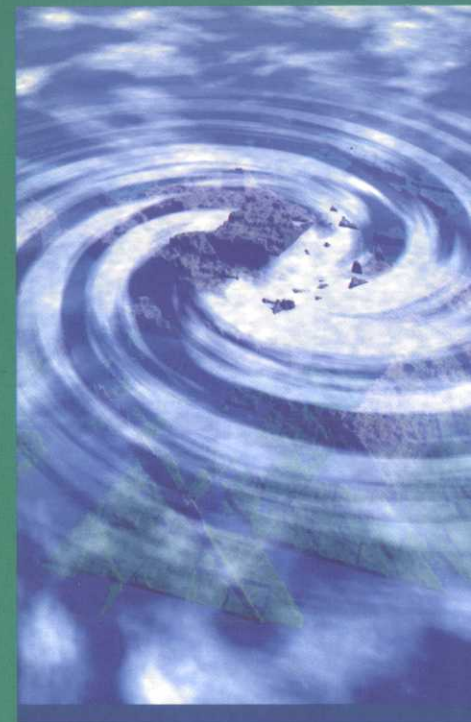
ЕСТЕСТВЕННЫЕ
НАУКИ

бакалавриат

А. В. Кислов

КЛИМАТОЛОГИЯ С ОСНОВАМИ МЕТЕОРОЛОГИИ

учебник



Рецензенты:

директор Федерального государственного бюджетного учреждения
«Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации»,
д-р техн. наук *Р. М. Вильфанд*;
зав. кафедрой метеорологии, климатологии и экологии атмосферы Казанского
(Приволжского) федерального университета, д-р геогр. наук, профессор
Ю. П. Переведенцев

Кислов А. В.

К445 Климатология с основами метеорологии : учеб. для студ.
учреждений высш. образования / А. В. Кислов. — М. : Изда-
тельский центр «Академия», 2016. — 224 с., [16] л. цв. ил. —
(Сер. Бакалавриат).

ISBN 978-5-4468-1028-4

Учебник создан в соответствии с Федеральным государственным об-
разовательным стандартом по направлениям подготовки «География»,
«Гидрометеорология», «Экология и природопользование», «Картография
и геоинформатика» (квалификация «бакалавр»).

В учебнике содержатся сведения об атмосфере, особенностях терми-
ческого режима и условиях увлажнения, циркуляционных системах, кли-
матической системе, классификациях климата, географии климатов, ме-
ханизмах изменений и прогнозе климата.

Для студентов учреждений высшего образования.

УДК 551.5.(075.8)
ББК 26.237:26.23я73

*Оригинал-макет данного издания является собственностью
Издательского центра «Академия», и его воспроизведение
любым способом без согласия правообладателя запрещается*

© Кислов А. В., 2016
© Образовательно-издательский центр «Академия», 2016
© Оформление. Издательский центр «Академия», 2016
ISBN 978-5-4468-1028-4

Профессорам С. П. Хромову и М. А. Петросянцу —
создателям фундаментального учебника в области
метеорологии и климатологии

ПРЕДИСЛОВИЕ

Интерес к проблеме климата в настоящее время огромен. Это объ-
ясняется происходящей «на глазах» перестройкой климатического
режима. Наука о климате приняла вызов времени и готова к тому,
чтобы обеспечить научно обоснованный климатический прогноз.
Обусловлено это развитием мониторинга окружающей среды, по-
зволившего фиксировать изменения планетарного масштаба, ста-
новлением математического моделирования климата, исследованием
климатов прошлого, созданием теории климата. Успехи климато-
логии были отмечены присуждением в 2007 г. сообществу клима-
тологов (Межправительственной группе экспертов) Нобелевской
премии мира.

Учебник предназначен для студентов общего потока, не специали-
зирующихся в области климатологии или метеорологии. В учебнике
описана климатическая система (атмосфера, мировой океан, крио-
сфера и др.), причем, в соответствии с традициями данного предмета,
раздел науки об атмосфере изложен наиболее подробно. Он включает
в себя не только информацию, необходимую для дальнейшего анализа
проблем климатологии, но и ряд специальных вопросов метеороло-
гии, касающихся, в частности, теории и технологии прогнозирования
погоды. Далее (гл. 6... 10) рассмотрены вопросы классификации
климата, истории климата, основы теории климата и климата буду-
щего. При подготовке текста автору приходилось тщательно выби-
рать, что включить в книгу. Проблема выбора материала возникала
и решалась буквально в каждом абзаце — многое не вошло, прихо-
дилось находить утешение в максиме Иоганна Вольфганга фон Гете
«In der Beschränkung zeigt sich erst der Meister» (Лишь в ограничении
познается мастер!).

Несмотря на естественную ограниченность размеров учебника,
хотелось наряду с традиционным материалом рассмотреть и самые
волнующие проблемы науки, которые, как правило, при первом из-
ложении остаются вне поля зрения, поскольку требуют иного уров-
ня знаний. Главная проблема не только климатологии, но и вообще
наук о Земле — проблема изменений климата. Ее изложение обычно
ограничивается лишь случайными намеками. Это лишает студентов
(для многих из которых этот курс последний в области климатоло-
гии) важной части современных знаний. Поэтому делается попытка
изложить в учебнике не только основы науки, но понятным образом

отразить ее современное состояние, подчеркивая утвердившийся в научном мире энтузиазм в изучении изменений климата.

При изложении этих вопросов автор исходил из тех результатов, которые прошли апробацию и приняты мировым сообществом климатологов. Некоторые концепции, включенные в учебник, совсем новые, они «введены в обращение» порядка десяти лет назад. В то же время в учебнике нет места спекуляциям и необоснованным рассуждениям — к новым идеям следует относиться крайне осторожно. Они, разумеется, есть проявление развития науки, но внедрение должно быть всесторонне обосновано. Это, фактически, применение методологического принципа Оккама, согласно которому не следует разрушать существующую парадигму без крайней на то необходимости, до тех пор, пока не исчерпаны все ее возможности.

Поскольку учебник ориентирован на первокурсников, то непосредственное применение математики, физики и химии ограничено — во всяком случае, можно обойтись знаниями, полученными в средней школе. В некоторых местах математические выражения записываются с использованием производных, дифференциалов и интегралов, но это чисто иллюстративное изложение. С другой стороны, в книге широко применяются результаты компьютерного моделирования, используются современные математические понятия, такие как гидродинамическая неустойчивость, точка бифуркации, аттрактор и др.

В современных условиях заинтересованному студенту доступен огромный объем информации. Это не только учебники и периодические издания, но множество данных, рассредоточенное по различным сайтам, как профессиональным, так и учебно-просветительским (таким как Википедия). Имея это в виду, автор видит цель учебника не в том, чтобы максимально собрать все имеющиеся факты и теории, а в том, что дать им правильное освещение, выстроить внутренне непротиворечивую логику, объединить информацию единой методологией. Стиль книги таков, что студентам предлагается глубоко усвоить несколько основных концептуальных позиций, которые служат фундаментом дальнейшего материала. Запоминать требуется только самые важные величины, которые нередко округляются для лучшего усвоения.

В конце книги даны сведения о дополнительной литературе и указаны интернет-источники. Приводить полные ссылки на использованную литературу в учебнике автор счел излишним.

Глава 1

АТМОСФЕРА И КЛИМАТИЧЕСКАЯ СИСТЕМА

1.1. Состав воздуха, уравнение состояния и уравнение статики

Атмосфера представляет собой окружающую планету газовую оболочку, состоящую из воздуха — смеси газов (практически, азотно-кислородная смесь), с очень небольшой (по массе) примесью аэрозолей (жидких и твердых мельчайших частиц микронного и субмикронного размера) (табл. 1.1). *Внешняя граница атмосферы* — условное понятие, выбираемое в зависимости от рассматриваемой проблемы. Так, для расчета траекторий космических аппаратов необходимо учитывать существование «следов» атмосферы на высотах в сотни километров, а с точки зрения погодообразующих процессов важную роль играет то, что происходит в нижнем (10 ... 15 км) слое, где содержится приблизительно 90 % воздуха (по массе). Поскольку радиус планеты Земля равен 6 371 км, то понятно, что атмосфера представляет собой *очень тонкую газовую пленку*, окружающую массивное твердое тело.

Процентный состав главных составляющих сухого воздуха очень стабилен, значительные изменения заметны лишь на геологических масштабах времени. Концентрации некоторых малых газов претерпевают существенные изменения различной природы (табл. 1.2).

Процентное содержание составных частей основных газов не меняется до высоты примерно в 100 км. У некоторых малых газовых примесей с высотой концентрация увеличивается — наиболее важен пример озона, имеющего максимум концентрации на высотах 20 ... 30 км.

Содержание водяного пара в воздухе есть переменная величина: оно лимитируется возможностью поступления с поверхности (в про-

Таблица 1.1. Состав сухого воздуха у земной поверхности, %

| Состав | N ₂ | O ₂ | Ar | CO ₂ | Ne, He, CH ₄ , Kr, H ₂ , N ₂ O, Xe, O ₃ , NO ₂ , SO ₂ , NH ₃ , CO, I ₂ , Rn |
|-----------|----------------|----------------|------|-----------------|---|
| По объему | 78,08 | 20,95 | 0,93 | 0,03 | 0,01 |
| По массе | 75,52 | 23,15 | 1,28 | 0,046 | 0,004 |

Таблица 1.2. Источники и стоки некоторых атмосферных газов и аэрозолей

| Субстанция | Источник | Сток |
|------------------|--|---|
| CO ₂ | Сжигание топлива и биомассы, сведение лесов, производство цемента | Океан и земная биосфера |
| CH ₄ | Рисовые плантации, заброшенные области, сжигание топлива и биомассы, термиты, животные, свалки | Реакции с радикалом гидроксила в атмосфере |
| N ₂ O | Биологические процессы в почве и водоемах, сжигание биомассы, удобрения, промышленные выбросы | Фотолитическое разрушение в стратосфере |
| Фреоны | Промышленные источники | Фотолитическое разрушение в стратосфере |
| H ₂ O | Испарение с океанов, воздушный транспорт, процессы горения, охлаждение высотных зданий | Образование осадков |
| O ₃ | Фотохимические реакции в тропосфере и стратосфере | Фотохимические реакции в тропосфере и стратосфере |
| Аэрозоли | Сжигание топлива и биомассы, сажа, вулканические извержения, пыль, морская соль, пыльца растений | Вымывание осадками, осаждение, гравитационное осаждение |

цессе испарения или транспирации) и температурой воздуха (теплый воздух, как правило, содержит больше водяного пара). При наличии водяного пара процентное соотношение других газов во влажном воздухе становится несколько меньше.

Вода может существовать в трех фазовых состояниях (твердое, жидкое, газообразное), переходя из одного состояния в другое (при процессах конденсации, сублимации и испарения). Состояние, при котором происходит переход водяного пара в воду, а воды в пар, называется *состоянием насыщения пара*. У других компонентов атмосферного воздуха фазовые превращения в земных условиях невозможны, и их баланс связан с химическими реакциями и газообменом. Так, например, содержание озона поддерживается набором химических реакций (в том числе фотохимических) и процессами переноса атмосферными течениями. Содержание углекислого газа регулируется

особенностями планетарного углеродного цикла, антропогенными выбросами и перераспределением атмосферной циркуляцией.

В воздухе взвешены аэрозоли, однако поскольку их масса несравнимо меньше массы газов, то воздух представляет собой однокомпонентную среду, термодинамическое состояние которой определяется исключительно свойствами газовой смеси. Роль частиц проявляется при конденсации водяного пара, в процессах радиационного теплообмена и оптических явлениях. Традиционно в метеорологии капли и кристаллы, слагающие облака, рассматривают именно как «облачность», т.е. отдельно от аэрозолей другой природы.

Часть молекул атмосферных газов и аэрозольных частиц несет электрический заряд. В *верхней атмосфере* (выше 70 км) их относительное количество велико, и по этому признаку даже выделяют специальную область атмосферы, которую называют *ионосфера*. В нижних слоях присутствие заряженных частиц ощущается только при некоторых специальных эффектах (например, грозových явлениях), а в обычных условиях воздух ведет себя как нейтральная среда.

В верхней атмосфере воздух разрежен. Это означает, что молекулы воздуха перемещаются на большие расстояния, не испытывая столкновений друг с другом. В нижней и средней атмосфере длина такого свободного пробега молекул воздуха мала по сравнению с минимальным масштабом (~1 мм), определяемым молекулярной вязкостью воздуха (движение меньшего масштаба воздуха подавляется вязкостью). Это обстоятельство позволяет считать, что движение воздуха происходит в виде перемещения сплошной среды. Оно описывается *уравнениями гидродинамики* без учета электрических и магнитных сил (поскольку атмосфера, как было упомянуто ранее, представляет собой нейтральную среду).

Состояние воздуха, определяемое суммарными эффектами движения молекул, характеризуется давлением воздуха (атмосферное давление), температурой воздуха (величина, пропорциональная осредненной кинетической энергии движущихся молекул), плотностью. В международной системе единиц СИ давление p определяется как сила в один ньютон, действующая на площадь в 1 м². Единица измерений 1 н/м² = 1 Па (паскаль). Атмосферное давление у земной поверхности составляет ~10⁵ Па и в соответствии с традицией принято использовать в качестве практической единицы измерений 1 гПа. Отметим, что 1 гПа = 0,75 мм рт. ст. Всякий газ, входящий в состав воздуха (азот, кислород, водяной пар и др.), создает определенное давление (парциальное давление), чем вносит вклад в атмосферное давление.

Единица измерений температуры T есть 1 К (градус Кельвина), причем 1 К = 1 °С, т.е. масштаб шкал Кельвина и Цельсия одинаков и $T = t, °С + 273,15$. В некоторых странах (США и др.) наряду с этим используется шкала Фаренгейта: $t, °С = \frac{5}{9}(t, °F - 32)$.

Давление, температура и плотность ρ (или удельный объем $V = 1/\rho$) связаны между собой *уравнением состояния*. С точки зрения молекулярной физики атмосферный воздух представляет собой так называемый идеальный газ, для которого эта связь наиболее простая:

$$p = \frac{R_0}{\mu_d} \rho T = R \rho T = \frac{RT}{V}, \quad (1.1)$$

где p — давление, Па; R_0 — универсальная газовая постоянная, $R_0 = 8314$ Дж/(кг·моль·К); μ_d — молекулярная масса воздуха, $\mu_d = 29$; R — удельная газовая постоянная сухого воздуха, $R = 287$ Дж/(кг·моль·К).

Отметим, что в случае влажного воздуха изменение термодинамических свойств учитывается введением в рассмотрение так называемой виртуальной температуры, которая лишь немного отличается от температуры, введенной для сухого воздуха, да и то только при большом влагосодержании атмосферы.

Водяной пар также идеальный газ, поэтому для него применимо уравнение состояния в такой же форме, только с другими константами:

$$e = \frac{R_w}{\mu_w} \rho_w T, \quad (1.2)$$

где e — парциальное давление пара.

Выразим отсюда плотность водяного пара, имея в виду, что $\mu_w = 18$ и из равенства $\mu_d R = R_w \mu_w$ можно выразить $R_w = R \frac{\mu_d}{\mu_w} = \frac{R}{0,662}$. Следовательно,

$$\rho_w = \frac{0,622e}{RT}. \quad (1.3)$$

Плотность ρ_w редко применяют в практических целях. Традиционно используется удельная влажность воздуха $q = \frac{\rho_w}{\rho_w + \rho}$. Отбрасывая малые члены, получим

$$q \cong \frac{0,622e}{p}. \quad (1.4)$$

Величины e и q характеризуют количество водяного пара. Не менее важно знать степень близости водяного пара к состоянию насыщения. Для этой цели используется понятие относительной влажности $f = e/E$; E — давление водяного пара в состоянии насыщения, при насыщении $f = 1$ (100 %). Согласно эмпирической формуле Магнуса:

$$E = E_0 \exp\left(\frac{17,5t}{241+t}\right), \quad (1.5)$$

где E_0 — давление насыщенного пара при $t = 0^\circ\text{C}$, $E_0 = 6,1$ гПа.

Численные коэффициенты, приведенные для случая «вода — пар», будут иными для случая «лед — пар».

Другим показателем близости к состоянию насыщения служит температура точки росы, показывающая, при какой температуре происходит достижение 100 % влажности.

Воздух постоянно находится в движении. На небольших пространственных масштабах (от миллиметров до, приблизительно, десятков метров) движение трехмерно, т.е. все компоненты скорости приблизительно одинаковы. С увеличением пространственного масштаба большие вертикальные скорости наблюдаются все реже. На масштабах, превышающих первые десятки километров, движение становится квазидвумерным. Понять, что так должно быть можно из соображений того, что в очень тонкой пленке воздуха, «натянутой» на огромный земной шар, мощные вертикальные движения, охватывающие огромные территории, просто не могут существовать, поскольку воздух тогда отрывался бы от поверхности.

В случае слабых вертикальных движений *второй закон Ньютона* (I. Newton), примененный к вертикальным перемещениям, вырождается в уравнение статики. Это означает, что величина ускорения много меньше действующих сил. Следовательно, равнодействующая сил в вертикальном направлении равна нулю.

Рассмотрим эти силы (действующие на единицу площади). Выделим в атмосфере слой воздуха толщиной dz . На его нижней поверхности давление равно p , а на верхней оно $(p + dp)$, $dp < 0$. Разность давлений между нижней и верхней гранью уравнивается направленной вниз силой тяжести (определяемой произведением ускорения свободного падения на массу, т.е. $g\rho dz$) — в этом как раз и заключается предположение условий статики. Составим баланс сил, действующих на данный слой, учитывая, что знак принимается за положительный, если сила направлена вдоль вертикальной координатной оси (оси z). Таким образом,

$$-g\rho dz - (p + dp) + p = 0. \quad (1.6)$$

В результате получается выражение, известное как *уравнение статики*:

$$dp = -g\rho dz. \quad (1.7)$$

Выражение (1.7) можно переписать, выделяя $-\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dz}$. С точки зрения математики, это отнесенный к единице массы воздуха вертикальный градиент давления, или вертикальный барический градиент. Его размерность $[\text{м/с}^2]$, поэтому он выражает ускорение (или силу, отнесенную к единице массы воздуха). Эта сила барического градиента направлена вверх, поскольку давление убывает с высотой и производная отрицательна. Она уравнивается силой тяжести, выраженной также на единицу массы, т.е. величиной g .

Заменим в формуле (1.7) плотность в соответствии с уравнением состояния, разделим переменные и проинтегрируем получившееся уравнение от уровня z_1 (с давлением p_1) до z_2 (с давлением p_2):

$$-\int_{p_1}^{p_2} \frac{dp}{p} = -\frac{g}{R} \int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{T(z)}. \quad (1.8)$$

Чтобы вычислить интеграл в правой части, используем самый простой подход: заменим температуру средним значением \bar{T} в рассматриваемом интервале высот и вынесем это значение из-под знака интеграла. В результате получаем *барометрическую формулу*, показывающую закон изменения давления с высотой:

$$p_2 = p_1 \exp\left(-\frac{g(z_2 - z_1)}{R\bar{T}}\right). \quad (1.9)$$

Использование единой средней температуры для всей атмосферы приводит к ошибкам в распределении давления. Более точно его вертикальный профиль можно «собрать» из отрезков высот, внутри которых $T(z)$ можно заменить средним значением.

С помощью барометрической формулы можно решать задачи приведения давления от одного уровня к другому или, измеряя давление на разных уровнях, определять высоту, решая задачу нивелирования. Формулы (1.7) и (1.9), обеспечивающие связь высоты и давления, можно использовать для перехода от геометрической вертикальной z -системы координат к p -системе, что позволяет описывать трехмерную атмосферу системой координат, в которой вертикальной координатой служит атмосферное давление. Этот подход, как оказалось, позволяет упростить уравнения, описывающие динамику атмосферы. Используем формулу (1.8), в которой предположим, что $z_1 = 0$ (поверхность Земли с давлением p_s), а вместо z_2 используем обозначение z_p , чтобы подчеркнуть, что определяется высота (так называемая *геопотенциальная высота*), соответствующая данному значению давления. Получим

$$z_p = \frac{R\bar{T}}{g} \ln \frac{p_s}{p}. \quad (1.10)$$

В формуле (1.10) при расчетах обычно учитывается, что ускорение свободного падения есть функция широты, поэтому результат приводится к значению $g_{45} = 9,80665 \text{ м/с}^2$ на широте 45° . Однако это вносит очень небольшую поправку к обычной высоте, поэтому геопотенциальная высота близка к геометрической высоте. По сложившейся традиции геопотенциальная высота, или абсолютный (отсчитываемый от поверхности Земли) геопотенциал, изобарической поверхности выражается в декаметрах.

Оценим массу воздуха, содержащуюся в столбе единичного сечения, простирающегося от поверхности Земли до верхней границы

атмосферы, т. е. $\int_0^\infty \rho dz$. Вычисление интеграла легко осуществить, используя уравнение (1.7). Умножим и разделим рассматриваемое выражение на g . Теперь сделаем под интегралом замену в соответствии с уравнением статики и перейдем к интегрированию по переменной p . Пределы интегрирования заменятся на p_s и 0 — давление у поверхности и на верхней границе атмосферы, т. е.:

$$\frac{1}{g} \int_0^\infty \rho g dz = -\frac{1}{g} \int_{p_s}^0 dp = \frac{p_s}{g}. \quad (1.11)$$

Это масса воздуха в столбе единичного сечения (размерность $[\text{кг/м}^2]$). Оценка массы водяного пара осуществляется аналогично:

$$\int_0^\infty \rho_w dz = \int_0^\infty q \rho dz = \frac{1}{g} \int_{p_s}^0 q dp. \quad (1.12)$$

Однако распределение удельной влажности с высотой нерегулярно, поэтому интеграл в (1.12) нельзя представить в виде аналитической формулы и он вычисляется численно (см. подразд. 3.2).

Масса всей атмосферы получается в результате умножения p_s/g (среднее атмосферное давление на уровне моря близко к 1013 гПа) на площадь поверхности Земли ($5,101 \cdot 10^{14} \text{ м}^2$). Таким образом, получается $5,16 \cdot 10^{18} \text{ кг}$.

Уравнение статики выводится в предположении того, что воздух находится в равновесии. На самом деле это *квазиравновесие*, т. е. медленные вертикальные движения существуют, однако их скорость редко превышает 1 см/с . Подчеркнем, что речь идет о крупномасштабных системах циркуляции. В мелкомасштабных системах соотношение статики не выполняется. Так, внутри кучевых облаков вертикальные скорости могут составлять несколько метров в секунду.

В каждом пункте земного шара изменение температуры с высотой нерегулярно, могут наблюдаться области падения температуры (при этом градиент температуры, характеризующий ее изменение с высотой, $\gamma \equiv -dT/dz$, считается положительным), стабильности ($\gamma = 0$, изотермия) и роста ($\gamma > 0$, инверсия). Если рассматривать среднюю по времени и пространству картину, то температура в нижних $\sim 10 \text{ км}$ убывает с градиентом $\sim 0,65^\circ\text{C}/100 \text{ м}$. В тропиках в нижнем слое, на высотах $1 \dots 2 \text{ км}$, в некоторых регионах стабильно существует инверсия (пассатная инверсия). Внутри континентов инверсионное распределение температуры наблюдается в нижних слоях в зимнее время. Над пустынями и в сухих степях, в условиях дневного разогрева воздуха значение γ может приближаться к $1^\circ\text{C}/100 \text{ м}$, и слой с такими градиентами (практически с сухоадиабатическим распределением температуры (см. подразд. 1.2)) прослеживается до высоты в несколько километров. Наконец, в приземном слое (нижние при-

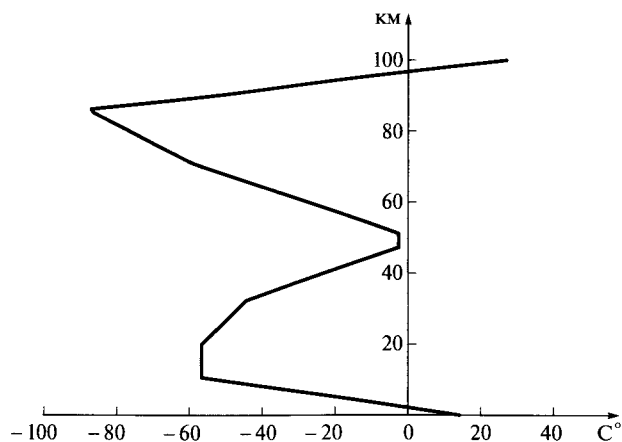


Рис. 1.1. Распределение температуры с высотой в атмосфере (осредненный профиль — «стандартная атмосфера»)

мерно 30 м) значение γ в дневное время может превышать сухадиабатический градиент в 10 раз и более.

Среднее распределение температуры с высотой оказалось важным интегральным индикатором, позволившим разделить атмосферу на слои. На рис. 1.1 представлено среднее для всей земной атмосферы (и среднее по времени) распределение с высотой температуры. Нижний слой атмосферы, в котором температура убывает с высотой, называется *тропосферой*. Сверху тропосфера ограничена слоем, в котором наблюдается изотермическое распределение температуры. Это слой тропоспаузы. В тропиках тропосфера простирается примерно до высоты 15 км, в средних широтах примерно до 10 км, в полярных областях приблизительно до 8 км. В экваториальной области температура у поверхности равняется $\sim 26^\circ\text{C}$, а на верхней границе тропосферы составляет приблизительно -80°C . В умеренных широтах нижняя точка среднегодового профиля $\sim 3^\circ\text{C}$, а верхняя — -56°C . Высота тропосферы зависит от того, насколько эффективен механизм передачи тепла от поверхности. В тропиках, где выделение тепла большое, эта высота больше, чем в высоких широтах.

В тропосфере (в ее нижней половине) существуют основные погодообразующие системы; здесь сосредоточен практически весь атмосферный водяной пар, формируются облака и выпадают осадки. Тропосфера находится в тепловом взаимодействии с поверхностью, и в зависимости от ее состояния (теплая или холодная, суша или море) тропосферный воздух расчленяется по горизонтали на так называемые воздушные массы. Они не «привязаны» к районам своего формирования, а увлекаются атмосферными течениями, переносятся в другие регионы, создавая *адвективные изменения* термического режима.

Выше тропоспаузы и примерно до 50 км (до стратоспаузы) температура увеличивается с высотой. Это можно объяснить только появлением именно на этих высотах нового источника тепла. И действительно, *стратосфера* — это озоносфера, здесь химическими и фотохимическими реакциями продуцируется атмосферный озон, который сам эффективно участвует в процессе радиационного теплообмена, способствуя нагреву слоя воздуха, в котором он находится. В стратосфере практически нет водяного пара, поэтому отсутствуют важные эффекты выделения скрытого тепла при конденсации, не образуются осадки. Облака (перламутровые облака) формируются редко.

Выше стратоспаузы лежит слой *мезосферы*, в котором температура убывает с высотой до примерно 80 км (это уровень мезоспаузы). Атмосферное давление в 1 500 раз меньше, чем у поверхности. Температура здесь убывает с высотой, поэтому стратификация среды позволяет развиваться неупорядоченным вихревым движениям. В мезосфере облака появляются крайне редко — серебристые облака.

Следующий после мезоспаузы слой называется *термосферой*. Тут температура возрастает с высотой, достигая $1\,000^\circ\text{C}$ (и более в годы активного Солнца). На этих высотах разреженность воздуха очень велика, и понятие «температура», применяемое до сих пор, теряет привычный смысл. Выше 100 км состав воздуха постепенно меняется: появляется атомарный кислород, воздух сильно ионизирован.

Еще выше располагаются *экзосфера* и *магнитосфера*. Их влияние на погоду не прослеживается, поэтому изучение этих областей атмосферы уже не является компетенцией метеорологии.

Вертикальное распределение давления представлено монотонно убывающей кривой (рис. 1.2). Теоретической основой такого распределения служит барометрическая формула (см. формулу (1.9)). Плот-

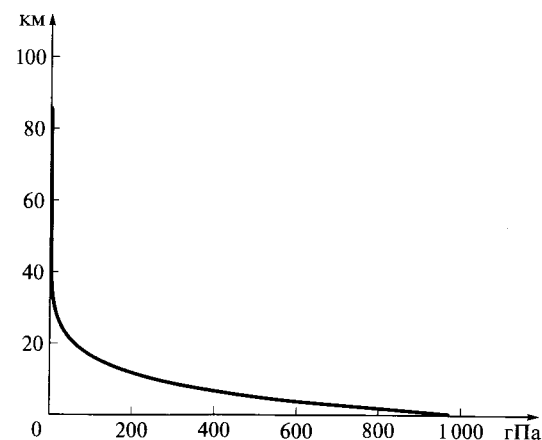


Рис. 1.2. Распределение давления с высотой («стандартная атмосфера»)

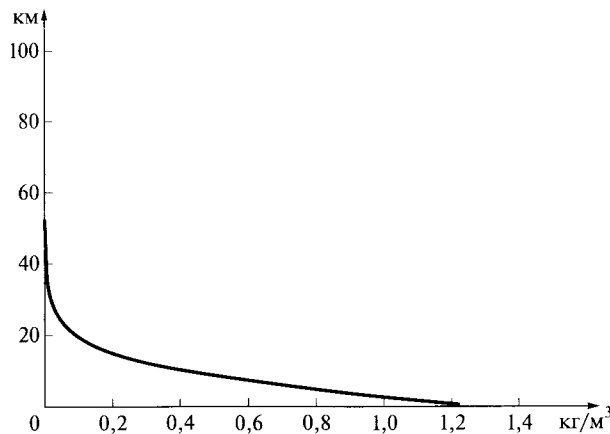


Рис. 1.3. Распределение плотности воздуха с высотой («стандартная атмосфера»)

ность воздуха (у поверхности $\rho = 1,1 \dots 1,2 \text{ кг/м}^3$) убывает с высотой (рис. 1.3) так, что 90 % массы атмосферы сосредоточено в нижнем 15-километровом слое, 95 % — в 20-, а 99 % — в 30-километровом слое.

Содержание водяного пара уменьшается с высотой в среднем так, что в средней тропосфере (т.е. на высоте около 5 км) его парциальное давление уже на порядок меньше того, что наблюдается у поверхности земли. Стратосфера практически не содержит водяного пара.

1.2. Термодинамика атмосферы

Уравнение *первого начала термодинамики* показывает, что изменения температуры некоторой массы воздуха происходят за счет притока тепла (dQ), а также при расширении (сжатии) рассматриваемого объема газа (математически это выражается как произведение давления на приращение удельного объема pdV : при $dV < 0$, т.е. сжатии, выделяется тепло, и наоборот. Уравнение для единицы массы имеет вид

$$c_V dT = dQ - pdV, \quad (1.13)$$

где c_V — удельная теплоемкость воздуха при постоянном объеме.

К данному выражению следует относиться с тех же методологических позиций, какие были использованы ранее при получении уравнения статики. Тогда из выражения второго закона Ньютона было исключено ускорение, поскольку силы практически мгновенно уравновешивают друг друга. При анализе термодинамики оказыва-

ется, что можно найти целый ряд эффектов, у которых приток тепла мал в том смысле, что главную роль в изменении температуры играет изменение удельного объема. Такие процессы (при $dQ = 0$) называются *адиабатическими*, а применительно к метеорологии, учитывая специфику происходящих процессов, — *сухоадиабатическими*.

Рассмотрим адиабатический процесс, считая что давление в силу каких-то причин меняется. В этом случае

$$c_V dT = -pdV. \quad (1.14)$$

Теперь продифференцируем уравнение состояния (1.1):

$$\frac{dp}{p} = \frac{dT}{T} - \frac{dV}{V}. \quad (1.15)$$

Получим:

$$Vdp = \frac{pV}{T} dT - pdV = R dT - pdV. \quad (1.16)$$

Подставим это выражение в формулу (1.14) и, учитывая известное в термодинамике соотношение: $R + c_V = c_p$ (c_p — удельная теплоемкость при постоянном давлении, $c_p = 1006 \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-2} \cdot \text{К}^{-1}$), получим зависимость между приращениями температуры и давления в случае адиабатического процесса:

$$\frac{dT}{T} = \frac{R}{c_p} \frac{dp}{p}. \quad (1.17)$$

В рассмотренной теории не учитывалась возможность происходящих внутри частицы изменений температуры, связанных с фазовыми переходами. Поэтому перейдем от условий сухого воздуха к случаю влажного воздуха. Заметим, что в изолированной воздушной частице содержание водяного пара не меняется. Однако из-за адиабатического уменьшения температуры относительная влажность f увеличивается (поскольку в формуле для расчета f уменьшается знаменатель — см. формулу (1.5)). При достижении насыщения ($f = 1$) дальнейшее уменьшение температуры происходит уже не по сухоадиабатическому, а по влажноадиабатическому закону, так как теперь в выражении (1.13) присутствует $dQ = Ldq_{\text{sat}}$, в котором dq_{sat} — количество сконденсировавшегося водяного пара, а $L = 2,5 \cdot 10^6 \text{ Дж/кг}$ — удельная теплота конденсации (практически константа, в атмосферном диапазоне значений). Насыщающее значение удельной влажности рассчитывается по формуле Магнуса, в которой вместо e стоит парциальное давление насыщенного водяного пара E . Влажноадиабатические изменения температуры меньше сухоадиабатических, поскольку адиабатическое уменьшение температуры теперь частично компенсируется за счет выделения скрытого тепла при конденсации.

Адиабатические процессы играют важную роль в атмосферной термодинамике. Требуемое для их реализации изменение давления

происходит при вертикальных смещениях воздушной частицы. Так, при подъеме на более высокий уровень происходит расширение воздушного «пузыря», поскольку давление внутри него должно выравниваться с уменьшенным на этой высоте атмосферным давлением. При этом происходит уменьшение температуры. Поскольку оно связано только со снижением давления в изолированной частице, то это есть *адиабатическое понижение температуры*. Изолированный пузырь можно представить как частицу воздуха, заключенную в оболочку из тонкой, легко растягивающейся при уменьшении давления резины. Подъем воздуха происходит как при всплывании теплых (легких) масс воздуха (термиков) — *конвекция*, так и вынужденно, при натекании воздушного потока на горные хребты или при восходящем скольжении теплого воздуха вдоль клина холодной воздушной массы.

При опускании воздуха по тем же причинам происходит его сжатие и *адиабатическое повышение температуры*. Это наблюдается при оседании воздуха в антициклонах, на подветренных участках горных склонов, когда воздух, переваливший хребет, опускается вниз, в нисходящих потоках конвективных ячеек и некоторых других случаях. Вновь подчеркнем, что влиянием притока тепла (при отсутствии фазовых переходов, т.е. в ненасыщенном воздухе, это радиационный приток тепла — см. подразд. 2.3 и 2.4) на температуру опускающейся воздушной частицы можно пренебречь. Это надо понимать так: приток тепла, конечно, происходит, но он невелик, срабатывает недостаточно быстро, не успевает внести заметный вклад, все изменения определяет адиабатический процесс.

Поскольку ключевую роль в создании адиабатических эффектов играет перемещение частицы в внешнем по отношению к ней поле давления, будем считать, что оно описывается соотношением статики:

$$\frac{dp}{p} = -\frac{g}{RT_e} dz, \quad (1.18)$$

в котором индекс «е» отмечает окружающую частицу атмосферу, а переменные без индекса относятся к частице.

В этом случае изменение с высотой температуры частицы при адиабатическом процессе записывается в следующем виде:

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{g}{c_p} \frac{T}{T_e}. \quad (1.19)$$

Отношение абсолютных (по шкале Кельвина) значений температуры частицы (внутри «пузыря») и температуры окружающего воздуха очень близко к единице. Множителем $\frac{T}{T_e}$ нельзя пренебрегать только в случае, например, крупномасштабного пожара или в облаке атомного взрыва, когда температура воздуха внутри всплывающих

пузырей существенно превосходит температуру окружающей среды. В реальных атмосферных условиях получается:

$$-\frac{dT}{dz} = \frac{g}{c_p} \equiv \gamma_a = 0,0098 \frac{K}{m} \sim 1^\circ C/100 \text{ м}. \quad (1.20)$$

Таким образом, при подъеме (опускании) температура воздуха (сухого или ненасыщенного) убывает (увеличивается) на $1^\circ C$ на каждые 100 м подъема. Это *адиабатический (сухоадиабатический) градиент температуры*. Это не распределение с высотой температуры в вертикальном столбе воздуха, а изменение температуры поднимающейся или опускающейся частицы воздуха.

Подчеркнем, что сухоадиабатический градиент определяется двумя планетарными константами, зависящими от величины поля тяготения планеты и молекулярных свойств воздуха. В это выражение не входят ни географические признаки, ни циркуляционные особенности, ни время суток или года. Это, фактически, одна из важнейших констант любой планетарной атмосферы.

Родственная характеристика, с точностью до коэффициента пропорциональности, называется *частотой Брента — Вэйселя*, или частотой плавучести, N (размерность $1/c$), которая выражается формулой

$$N^2 = \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \frac{g}{c_p} \frac{g}{T} \right). \quad (1.21)$$

Смысл показателя N^2 основан на идеализированном представлении, что воздушная частица, достигнув критического уровня, не замирает на нем, а осциллирует (с частотой N) в некоторой окрестности высот. В реальности этого не происходит, потому что перемешивание быстро ликвидирует индивидуальность частицы.

Подчеркнем еще раз, что конвекция запускается только после преодоления некоторого критического значения. Этим данный тип перемешивания принципиально отличается от классического диффузионного процесса, который происходит всегда, если среда неоднородна. Можно тогда поставить вопрос о том, почему не диффузия выравнивает неоднородности профиля температуры. Дело в том, что диффузия работает, но не эффективно, поскольку коэффициенты диффузии малы в условиях устойчивой стратификации. При перестройке стратификации на неустойчивое состояние включается конвекция, которая может рассматриваться как разновидность диффузии.

Дополним рассуждения учетом изменений, происходящих с водяным паром. В поднимающейся изолированной воздушной частице его содержание не меняется, однако из-за адиабатического уменьшения температуры относительная влажность увеличивается, приближаясь к 100 %. Высота, на которой водяной пар достигает насыщения, называется *уровнем конденсации* — здесь располагается нижняя граница облачности. Повторяя предыдущие выкладки, можно получить

выражение для влажноадиабатического градиента. Он получается меньше (по абсолютной величине) сухоадиабатического (при положительных температурах примерно в 2 раза), так как уменьшение температуры за счет расширения частично компенсируется выделением скрытого тепла.

Ранее были упомянуты слова «схема» или «модель». Действительно, рассматриваемые механизмы представляют собой модели (более или менее удачные) реально происходящих процессов. При этом в моделях можно пойти на определенные абстракции, отказаться от рассмотрения тех или иных эффектов, чтобы сконцентрироваться на главных механизмах. В реальной обстановке процесс может отличаться от описанного, и применимость схемы определяется сравнением эмпирических данных и теоретических результатов. В частности, представление об изолированности воздушного «пузыря» справедливо не полностью, на самом деле перемешивание с окружающим воздухом происходит. Это так называемое вовлечение окружающего воздуха. За счет него уменьшается температура внутри частицы и снижается запас плавучести, обеспечивающий ее подъем. Однако, несмотря на это замечание, адиабатическая схема является очень удачной и вполне применимой к атмосферным процессам.

1.3. Климатическая система

Для характеристики типичных метеорологических (или, несколько шире, гидрометеорологических) условий, свойственных определенному региону, используется понятие *климат*.

В то же время гидрометеорологическое состояние каждой территории есть отражение общепланетарного состояния. Оно также характеризуется термином «климат», однако теперь имеется в виду глобальное понятие — *климат планеты Земля*. Это не просто механически укрупненное понятие климатов отдельных регионов, растянутое на всю планету, — переход на глобальный уровень порождает принципиально новое качество, которым не обладают элементы нижнего иерархического уровня.

Для понимания физической сути того, что такое глобальный климат, удобно, оперируя понятиями системного подхода, сконструировать климатическую систему, состоящую из элементов, взаимодействие которых определяет главные особенности глобального климатического режима. Отметим, что несколько с иных позиций происходящие у земной поверхности процессы характеризуются такими понятиями, как «биосфера» (по В. И. Вернадскому) и «географическая оболочка» (по К. К. Маркову).

Рассмотрим элементы климатической системы, сосредотачивая внимание на функциях, которые ими выполняются при продуцировании климатического режима.

Атмосфера — ее состав, свойства, термодинамика, циркуляция были рассмотрены в подразд. 1.1, 1.2. Верхняя граница атмосферы (ВГА) представляет собой внешнюю границу климатической системы, через которую происходит приток солнечной энергии к планете и излучение планетой инфракрасной радиации в космическое пространство. Атмосферные процессы определяют радиационный и нерadiационный обмен теплом и водяным паром.

Следующий элемент климатической системы — *Мировой океан*. Он покрывает около 65 % земной поверхности. Средняя глубина океана примерно 4 км. Если сравнить ее с радиусом Земли, то получается что океан — очень тонкая пленка воды у поверхности планеты (как и атмосфера, являющаяся пленкой воздуха вокруг планеты). Океаны однородны по химическому составу: концентрация солей (соленость) редко выходит за пределы значений 34... 36 г/кг.

Океан, в отличие от атмосферы, нагревается сверху. Поэтому вода у его поверхности теплее и «легче», чем в нижележащих слоях. Это определяет устойчивость стратификации толщи вод, затрудняет перемешивание и порождает изолированность отдельных слоев.

Циркуляционные системы океана перераспределяют энергию между широтными зонами земного шара (как и циркуляция атмосферы), регулируя тепловой баланс и участвуя в формировании термического режима планеты. Так, Гольфстрим (в форме Северо-Атлантического течения) проникает в высокоширотные моря Атлантики и Арктику. Теплые воды постепенно теряют тепло за счет выхолаживания с поверхности. При этом возрастает плотность и «тяжелая» вода опускается вниз, фактически «тонет» в менее плотных водах. Вертикальные перемещения вызываются *архимедовыми силами*, т. е. они родственны атмосферным конвективным процессам (см. подразд. 1.2), только в атмосфере за счет конвекции «легкий» воздух всплывает вверх, а в океане «тяжелая» вода опускается в глубину.

Океанская конвекция развивается в Гренландском, Исландском, Норвежском морях и в Лабрадорской котловине, а также в море Уделла у Антарктиды. Интересно отметить, что идея опускания вод в Северной Атлантике (разумеется, без серьезного, современного научного обоснования) возникла давно и, в частности, нашла художественное воплощение у Ж. Верна («20 000 лье под водой») и у Э. По («Падение в Мальштрем») в виде гигантских стремительных воронкообразных водоворотов, а также упомянута Г. Мелвиллом в романе «Моби Дик».

На самом деле это довольно медленный процесс, чтобы зафиксировать факт оседания вод, применяют косвенные методы. Один из них — многолетний мониторинг фронта повышенной радиоактивности слоя воды, находившейся у поверхности в 50 — 60-е годы XX в. (когда проходили многочисленные испытания атомных устройств). Этот слой постепенно уходит в глубину океана, и определения его позиции, основанные на измерениях содержания радиоактивных изотопов, позволяют оценивать скорость данного процесса.

Плотные водные массы опускаются до самого дна, а затем распространяются в низкие широты, формируя холодные воды глубокого океана. Свойства масс несколько различны: это промежуточная Лабрадорская и глубинная Северо-Атлантическая водные массы, а также антарктическая глубинная вода. Они перемещаются в глубоких слоях океана в низкие широты, где очень медленно всплывают в верхние слои.

Такой симметричной картиной все особенности циркуляции не исчерпываются, поскольку океаны не изолированы друг от друга, морфология их дна не одинакова, различны и метеорологические условия. В результате имеет место меж океанский водообмен. Теплые воды проникают из Тихого и Индийского океанов в Южную Атлантику, огибая Африку, и движутся в северном направлении, проникая в субполярные районы Северной Атлантики. Глубинные холодные воды движутся в противоположном направлении, замыкая гигантский круговорот. Продолжительность оборота воды в этом «глобальном конвейере», как показано С. С. Лаппо и другими, длится несколько сотен лет.

Поверхность материков является своеобразным фактором климатообразования, поскольку на суше создается сложная пространственная картина тепловлагогазообмена с атмосферой (за счет вариаций высоты и ориентации по странам света форм рельефа и мозаичным распределением видового состава растительного покрова и почв).

Крупные орографические неоднородности материков (такие как Тибетское нагорье и Скалистые горы) формируют орографические волны в поле давления, которые, однако, практически не выходят за пределы региона своего возникновения (из-за затухания) и не создают эффектов дальних связей. Поэтому даже эти крупные горные системы не оказывают принципиального воздействия на общую циркуляцию атмосферы, однако их региональные эффекты очень важны.

Переходим к анализу криосферы. **Криосфера** — одна из географических оболочек Земли, характеризующаяся наличием льда, которая включает в себя снежный покров и морской лед, горные ледники, многолетнемерзлые породы («вечная мерзлота») и ледниковые щиты Гренландии и Антарктиды. В табл. 1.3 представлены их некоторые важные характеристики.

Огромные размеры ледниковых щитов делают их поведение инерционным. При этом периферийные части могут жить самостоятельной жизнью, но всегда синхронно эволюционируя. Так, для некоторых краевых участков ледникового покрова Антарктического щита типично существование быстрых подвижек в сторону моря шельфовых и выводящих ледников (так называемый «сердц»), вызывающих транзит льда в краевые части и повышенный айсберговый сток. Однако эти быстрые изменения затрагивают лишь малую часть массы и площади всего ледникового щита.

Таблица 1.3. Площадь и масса различных компонентов криосферы

| Компонент | Площадь компонента, % площади Земли ($5,12 \times 10^{14} \text{ м}^2$) | Масса, кг/м ² (эквивалент слоя, мм, жидкой воды на единицу площади Земли) |
|-------------------------------------|---|--|
| Антарктический щит | 2,7 | 53 000 |
| Гренландский щит | 0,35 | 5 000 |
| Горное оледенение | 0,1 | 200 |
| Морской лед в Арктике (март) | 3 | 40 |
| Морской лед в Антарктиде (сентябрь) | 4 | 40 |
| Сезонный снежный покров | 9 | <10 |
| Вечная мерзлота | 5 | 1 000 |

Примечание. Площадь суши составляет $1,45 \times 10^{14} \text{ м}^2$.

С точки зрения собственно климатических функций, криосфера представляет собой потенциальный сток тепла, влияет на термическую инерцию климатической системы и осуществляет вклад в способность эффективно отражать солнечную радиацию.

Формирование климата происходит в тесной связи с динамикой биогеохимического цикла углерода. Эта связь обусловлена прежде всего углекислым газом, играющим вместе с водяным паром важнейшую роль в создании парникового эффекта (см. подразд. 2.4). Содержание водяного пара в атмосфере фактически определяется температурой воздуха (насыщающее значение растет с увеличением температуры по формуле (1.5), т.е. воздух способен «вмещать» все больше и больше водяного пара) и является функцией климатического режима. Наличие CO_2 в атмосфере контролируется газообменом между атмосферой и биотой и между атмосферой и океаном (табл. 1.4). В современных условиях происходят выбросы углерода в атмосферу (в виде углекислого газа и других соединений (метана, монооксида углерода и др.)), которые достаточно быстро превращаются в CO_2 при сгорании ископаемого топлива и функционировании некоторых производств.

Среднее время нахождения молекулы CO_2 в атмосфере (время жизни) порядка 10 лет. Это срок более чем достаточный для выравнивания концентрации в земной атмосфере, осуществляемой движениями воздуха. Действительно, измерения, выполненные на фоновых

Таблица 1.4. Содержание углерода и его характерное «время жизни» в основных резервуарах

| Резервуар | Содержание, кг/м ² , на единицу площади земной поверхности | «Время жизни» в резервуаре |
|---|---|-------------------------------|
| Атмосферный CO ₂ | 1,6 | 10 лет |
| Атмосферный CH ₄ | 0,02 | 9 лет |
| Зеленая часть биосферы | 0,2 | Дни — сезоны |
| Ветки и корни деревьев | 1,2 | Столетия |
| Почвы | 3 | Десятки лет — тысячи лет |
| Запасы топлива | 10 | — |
| Органический углерод в осадочных породах | 20 000 | 2×10^8 |
| Океан: растворенный CO ₂ | 1,5 | 12 лет |
| Океан: CO ₃ ²⁻ | 2,5 | 6 500 лет |
| Океан: HCO ⁻ | 70 | 200 000 лет |
| Неорганический С в горных породах | 80 000 | 10^8 лет |

Примечание. Если содержание углерода умножить на $5,1 \times 10^{14}$ м² (площадь Земли), то получается масса углерода.

станциях, показали, что тропосфера в целом довольно однородна по содержанию CO₂, несмотря на то что его основные антропогенные источники сосредоточены в Северном полушарии. Так, среднегодовые концентрации на 60...50° с.ш. лишь на 1...2 ppm больше, а на 50...80° ю.ш. они на 1...2 ppm меньше, чем на станции Мауна-Лоа (9° 29' с.ш. 155° 36' з.д., Гавайские о-ва).

Процессы обмена углеродом между атмосферой и биотой и атмосферой и океаном управляют динамикой углерода в системе на масштабах времени от одного года до тысяч лет. Наряду с этим существует и *долговременный карбонатный цикл*, реализуемый на масштабах времени в десятки — сотни миллионов лет, в котором основную роль играют тектонические явления и формирование осадочных пород.

Завершая анализ климатических функций элементов климатической системы подчеркнем, что при ее конструировании следует принимать во внимание характерное время протекающих процессов, определяющее их значимость на различных временных масштабах.

Поэтому набор внутренних элементов зависит от конкретного временного масштаба. При этом более быстро протекающие процессы не включаются в систему индивидуально, а их вклад учитывается статистически. Наоборот, более медленные процессы фактически определяют граничные условия или используются в качестве параметров физического состояния среды, теплообмена, т.е. определяют тот фон, на котором 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.

КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Как изменяется давление воздуха с высотой? Какие задачи решаются с помощью барометрической формулы?
2. Что такое стратификация атмосферы, сухоадиабатический и влажно-адиабатический градиенты, конвекция?
3. Охарактеризуйте деление атмосферы на слои по вертикали.
4. Какие компоненты климатической системы и внешние факторы, влияющие на ее состояние, вы знаете?
5. Каковы климатообразующие функции отдельных компонентов климатической системы?
6. Охарактеризуйте соотношение между глобальным (планетарным) и региональным климатом.

2.1. Основы теории радиации

Электромагнитное излучение (естественного, а не искусственного происхождения) в атмосфере называют *атмосферной радиацией*. Оно распространяется в виде волн со скоростью света c . В вакууме она составляет $(2,99793 \pm 1) \cdot 10^8$ м/с ($\sim 300\,000$ км/с) и почти столько же в воздухе. Для описания волн используются понятия частоты ν и длины волны λ : $\lambda = c/\nu$. В практических целях иногда удобно использовать $1/\lambda$, применяя «обратные сантиметры» (см^{-1}), т.е. длина волны при этом берется в сантиметрах.

В зависимости от длины волны (частоты) принято разделять всю возможную совокупность электромагнитных волн (так называемый спектр) на несколько областей (табл. 2.1). Наиболее важные спектральные области, связанные с процессами в атмосфере, переносом энергии и возможностями зрения, — это ультрафиолетовый, видимый и инфракрасный диапазоны.

Таблица 2.1. Электромагнитный спектр

| Диапазон | Длины волн, нм |
|--------------------------------|-------------------|
| Гамма-лучи | Менее 0,01 |
| Рентгеновские лучи | 0,01 ... 10 |
| Ультрафиолетовое излучение | 10 ... 400 |
| Видимый свет | 400 ... 760 |
| Ближнее инфракрасное излучение | 760 ... 1 400 |
| Среднее инфракрасное излучение | 1 400 ... 3 000 |
| Дальнее инфракрасное излучение | 3 000 ... 100 000 |
| Микроволновый и радиоволновой | Более 10^5 |

Примечание. Существуют некоторые различия в определении границ диапазонов.

Диапазон видимого света содержит электромагнитные волны, воспринимаемые человеческим глазом как свет. При 400 нм фиксируется свет, называемый *фиолетовым*, а на длине волны около 760 нм — *красный свет*. Между ними располагаются все цвета видимого спектра. Радиация с длинами волн больше и меньше видимого диапазона невидима. У животных существуют отличия от человека в восприимчивости электромагнитных волн.

Электромагнитное поле в сплошных средах описывается уравнениями Максвелла (J. Maxwell). Однако в формулировке теории атмосферной радиации используют уже производные понятия, сводящиеся к переносимой электромагнитными волнами энергии. Фундаментальным является понятие интенсивности I_λ . Она выражает количество лучистой энергии, приходящей в заданном интервале длин волн (монохроматическая интенсивность) на единичную площадку, за единицу времени внутри единичного телесного угла. Последнее означает, что на рассматриваемую площадку приходит энергия не со всех направлений, а только из определенной области пространства. Телесный угол определяется как отношение заданной площади сферической поверхности, видимой из центра, к квадрату расстояния до нее (к квадрату радиуса этой сферической поверхности).

Условие единичности, введенное в определение, очень удобно, потому что позволяет пересчитывать интенсивность излучения объектов, вырезающих в пространстве определенный телесный угол. Техника вычислений такого рода будет продемонстрирована далее (см. подразд. 2.2). Пока же отметим, что полный телесный угол равен 4π . Если рассматривается приток энергии из верхней полусферы, например от небосвода, то требуется просканировать небосвод, собирая интенсивность излучения, поступающую из каждой точки полусферического телесного угла 2π . В результате получается величина, называемая *плотностью полусферического потока*. Понятие плотности потока F_λ можно ввести для любого телесного угла.

Плотность потока, создаваемая всей совокупностью длин волн:

$$F = \int_0^\infty F_\lambda d\lambda. \quad (2.1)$$

Она характеризует поступление энергии в единицу времени на определенную площадку, поэтому ее размерность — $\text{Дж}/(\text{с} \cdot \text{м}^2) \equiv \text{Вт}/\text{м}^2$.

При рассмотрении атмосферной радиации главным образом приходится иметь дело с тепловым излучением, которое возникает, когда кинетическая энергия атомов, молекул и других частиц, из которых состоит тело, переходит в лучистую энергию. Когда радиация поглощается другим телом, лучистая энергия переходит в другие формы энергии, главным образом в тепло. Таким образом, тело нагревается за счет поглощения радиации и охлаждается при испускании радиации. Тепловая радиация подчиняется законам излучения, которые

были сформулированы для абстрактного абсолютно черного тела, однако, как оказалось, они с очень небольшими изменениями могут быть применены и к реальным объектам.

Распределение интенсивности излучения абсолютно черного тела $B_\lambda(T)$ в зависимости от температуры и длины волны описывается **законом Планка** (M. Planck):

$$B_\lambda(T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5 \left(\exp\left(\frac{hc}{k\lambda T}\right) - 1 \right)}, \quad (2.2)$$

где h — постоянная Планка; k — постоянная Больцмана.

На рис. 2.1 показан вид кривых для некоторых значений температуры. Длина волны максимума интенсивности λ_{\max} уменьшается при росте температуры абсолютно черного тела, причем, как нетрудно получить из формулы (2.2), решая задачу поиска экстремума функции $B_\lambda(T)$, что $\lambda_{\max} = 2,8978 \cdot 10^{-3}/T$. Это есть выражение **закона смещения Вина** (W. Wien), демонстрирующего, что с ростом температуры интенсивность излучения увеличивается.

Если проинтегрировать выражение (2.2) по всем длинам волн и ввести обозначение σ для множителя при температуре, то получим выражение закона **Стефана — Больцмана** (J. Stefan, L. Boltzmann):

$$B(T) = \int_0^\infty B_\lambda d\lambda = \sigma T^4, \quad (2.3)$$

где $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ Вт}/(\text{м}^2 \cdot \text{К}^4)$.

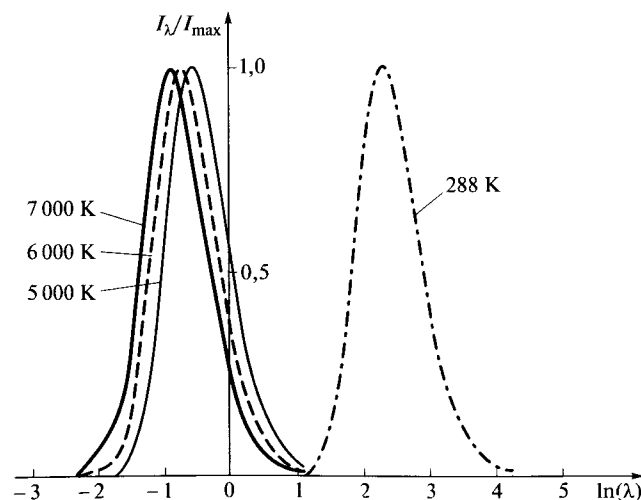


Рис. 2.1. Нормированная на максимальное значение (свое в каждом случае) функция Планка (по оси абсцисс отложен логарифм длины волны, мкм)

Таким образом, полная энергия, испускаемая телом, пропорциональна четвертой степени абсолютной температуры и вычисляется по формуле (2.3).

Закон Кирхгофа (G. Kirchhoff) устанавливает связь между интенсивностями излучения поглощенного и испускаемого телом. Для этого вводится понятие излучательной способности ε_λ , которая равна единице для абсолютно черного тела и меньше единицы для «серых», т.е. реальных, объектов.

Наряду с поглощением и излучением фундаментальным физическим явлением является рассеяние света. Именно рассеянный свет, отразившись от объектов окружающего мира, создает для человека и всех живых существ, имеющих глаза, зрительные образы. С рассеянием связана голубизна неба и белизна облаков, явления радуги и гало и др.

Рассмотрим процесс рассеяния. Представим частицу на пути электромагнитной волны, которая непрерывно извлекает из нее энергию и тут же, без потерь энергии и без изменения частоты, переизлучает ее, распределяя по всем направлениям в соответствии с некоторой функцией (индикатрисой рассеяния). Ее вид существенно зависит от соотношения размеров частиц и длин рассеиваемых волн. Наиболее сильно рассеивают радиацию частицы, размеры которых близки к длине электромагнитной волны. Совсем маленькие (по сравнению с длиной волны) частицы волны не замечают. Когда размеры частиц много меньше, чем длина волны, рассеяние называется **релеевским**. Кроме размера важную роль играет химический состав частиц, оптическим проявлением которого служит показатель преломления. Рассеивание энергии происходит во все стороны, однако максимальное количество энергии направлено как вперед, по направлению распространения света, так и назад, т.е. в противоположном направлении (симметричная форма индикатрисы). При этом интенсивность рассеянного света прямо пропорциональна интенсивности падающего света и обратно пропорциональна длине волны в четвертой степени — **закон Релея** (J. Strutt, (Rayleigh)).

Обобщением является **теория Ми** (G. Mie), которая применима к частицам и длинам волн любых размеров. В случае крупных по сравнению с длинами волн света частиц индикатриса рассеяния принимает вытянутую вперед форму, т.е. максимальное количество энергии направлено вперед.

При рассеянии на крупных частицах (каплях и кристаллах облаков) могут происходить интересные оптические эффекты. Например, радуга наблюдается на фоне выпадающего дождя, причем Солнце должно быть за спиной наблюдателя. Она объясняется преломлением солнечных лучей, внутренним отражением и дифракцией на каплях.

Гало — это слабо окрашенные световые круги, центры которых совпадают с центрами солнечного или лунного диска. **Ложные солнца** — это яркие пятна на одной высоте Солнца, отстоящие от него

на определенное количество градусов. Эти явления связаны с рассеянием света на кристаллах.

Вместе с рассеянием может происходить поглощение. С этим явлением связана, в частности, окраска предметов, селективно поглощающих электромагнитные волны. Так, трава и листья зеленые, потому что красный и голубой цвета поглощаются растительностью, а зеленый рассеивается. В отличие от рассеяния при поглощении энергия не возвращается в рассеивающую среду. Важно отметить, что спектр поглощения имеет сложную структуру, т.е. поглощение селективно, и поэтому точно рассчитать количество поглощенной радиации непросто.

При распространении в оптически мутной среде (такой как атмосфера) излучение испытывает ослабление из-за рассеяния и поглощения. Будем считать, что добавок, связанный с излучением, несущественен. Тогда можно считать, что после прохождения пути ds интенсивность узкого пучка излучения изменится от I_λ до $I_\lambda + dI_\lambda$, $dI_\lambda < 0$. Будем считать, что относительное изменение интенсивности пропорционально длине пути и зависит от оптических свойств среды, т.е. эффекты мутности вводятся на единицу расстояния:

$$\frac{dI_\lambda}{I_\lambda} = -k_\lambda \rho ds, \quad (2.4)$$

где k_λ — массовый коэффициент ослабления (из соображений размерности понятно, что его размерность $[m^2/kg]$); ρ — плотность среды.

Если на границе области ($s = 0$) интенсивность падающей радиации составляет $I_{\lambda,0}$, то при интегрировании выражения (2.4)

$$I_\lambda = I_{\lambda,0} \exp\left(-\int_0^s k_\lambda \rho ds\right). \quad (2.5)$$

Предполагая однородность оптических свойств, вынесем коэффициент ослабления за знак интеграла и, обозначая $u \equiv \int_0^s \rho ds$, получим формулу *Бугера — Ламберта — Бера* (P. Bouguer — J. H. Lambert — A. Beer):

$$I_\lambda = I_{\lambda,0} \exp(-k_\lambda u). \quad (2.6)$$

Такой формулой описывается, например, перенос видимого излучения. Среда не испускает излучение видимого диапазона, так что условия применимости формулы (2.6) выполнены.

Проблема математического описания переноса радиации сильно усложняется, если учесть, что к интенсивности рассматриваемого узкого пучка радиации надо добавлять рассеянное в то же направлении излучение из соседних точек. Поскольку речь идет о суммировании вкладов, то искомая функция выражается некоторым интегралом, который следует добавить в уравнение (2.4).

Теперь рассмотрим нерассеивающую среду, являющуюся абсолютно черным телом, — вариант, альтернативный рассмотренному ранее. Действительно, в планетных атмосферах рассеивание радиации идет в неизлучающей среде и, наоборот, собственное излучение/поглощение происходит на таких длинах волн, у которых рассеивание очень мало (длина волн велика). Проходящий через среду пучок излучения интенсивностью I_λ будет поглощаться, но одновременно к пучку будет добавляться излучение самой среды, выраженное функцией Планка. В этом случае (используя формулу (2.4)) запишем уравнение баланса энергии в виде

$$\frac{dI_\lambda}{k_\lambda \rho ds} = -I_\lambda + B_\lambda(T). \quad (2.7)$$

Это уравнение *Шварцшильда* (K. Schwarzschild). Оно используется при исследовании переноса инфракрасного излучения в атмосфере, а испускание и поглощение радиации именно в этом диапазоне играют важную роль.

В заключение обратим внимание на то, что уравнения (2.4) и (2.7) не содержат зависимостей от времени. Это связано с огромными скоростями распространения электромагнитных волн, за счет чего переходные процессы занимают исчезающее малое время.

2.2. Распределение солнечной энергии на внешней границе атмосферы

Солнце принадлежит к классу желтых карликов и находится в ряду таких звезд, как Эпсилон Эрида, звезда А в двойной системе Альфа Центавра, Тау Кита и др. Солнце — газовый шар радиусом примерно $6,96 \cdot 10^8$ м и массой около $2 \cdot 10^{32}$ кг, состоящий на 75 % из водорода, а остальные 25 % — это почти полностью гелий с очень небольшими добавками железа, кремния и др. Источником энергии Солнца являются реакции термоядерного синтеза (превращение четырех атомов водорода в один атом гелия). Плотность вещества быстро уменьшается от центра к периферийным слоям. Поскольку внешние слои подстилаются слоями с более высокими температурами, в них развиваются конвективные движения, активно участвующие, наряду с электромагнитным излучением, в переносе энергии к поверхности Солнца.

Видимая область Солнца, в которой формируется большая часть достигающей Земли электромагнитной энергии, называется *фотосферой*. Спектральное распределение лучистой энергии Солнца подчиняется теории теплового излучения, поэтому для него можно попытаться подобрать теоретическую кривую функции Планка. Для этого функция $B_\lambda(T)$ (см. подразд. 2.1) должна быть отнесена к соответствующему телесному углу, занимаемому солнечным диском при его

наблюдении с Земли. Он равен отношению площади сечения Солнца к квадрату расстояния Земли до Солнца (используем среднее расстояние): $\pi(6,96 \cdot 10^8 \text{ м})^2 / (1,5^2 \cdot 10^{22} \text{ м}^2) = 6,76 \cdot 10^{-5}$ ср. Умножим на эту величину каждое значение ординат на рис. 2.1 и подберем ту кривую, которая близка к наблюдаемому спектральному распределению. Получается, что хорошо подходит функция Планка для температуры 6 000 К (рис. 2.2). Это означает, что данное значение можно принять за оценку температуру фотосферы.

Область над фотосферой называется *солнечной атмосферой*, которая разделяется на хромосферу и корону. *Хромосфера* простирается до высоты примерно 5 000 км. В нижней части хромосферы температура составляет около 4 000 К. Слагающие ее газы селективно поглощают испускаемое фотосферой непрерывное (по спектру) тепловое излучение на определенных, свойственных каждому конкретному веществу, длинах волн. Таким образом, в непрерывном спектре появляются узкие «провалы» — линии поглощения (*фраунгоферовы линии*). Так образуется отличающийся от непрерывного линейчатый спектр излучения хромосферы, который можно наблюдать, когда происходит затмение Солнца, т.е. затенение фотосферы. Самыми мощными фраунгоферовыми линиями являются линии водорода и линии ионизированного кальция.

Корона простирается на много миллионов километров от Солнца. Из нее в Солнечную систему непрерывно истекают потоки водородно-гелиевой плазмы — *солнечный ветер*.

Высвобождение энергии приводит к уменьшению массы звезды. Расчеты, выполненные в соответствии с *формулой Эйнштейна* ($E = mc^2$), показывают, что это сравнительно небольшая величина: таким способом Солнце тратит лишь 0,001 % массы за 1 млрд лет. Больше вещества теряется звездой за счет солнечного ветра, но это также очень немного по сравнению с ее массой.

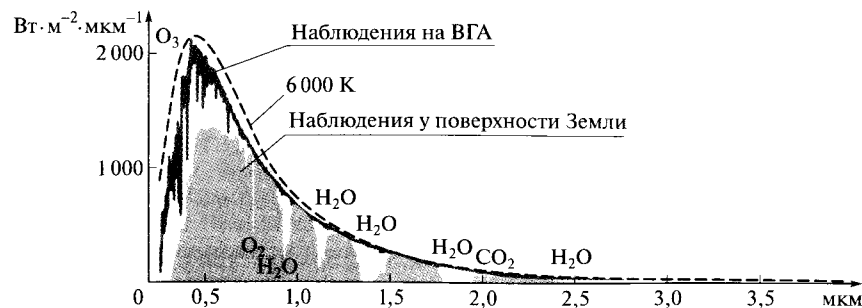


Рис. 2.2. Распределение спектральной плотности потока солнечной радиации: на ВГА, у земной поверхности и излучения абсолютно черного тела (при 6 000 К и телесном угле Солнца). Химическими символами обозначены полосы поглощения соответствующих веществ

Приток энергии к планете от Солнца определяется тремя параметрами: светимостью Солнца, расстоянием до Солнца и отражательными свойствами планеты. Количество солнечной энергии, приходящее на ВГА, характеризуется *солнечной постоянной планеты* (I_0). Это количество солнечной энергии (во всем солнечном спектре электромагнитных волн), приходящей в единицу времени на перпендикулярную к солнечным лучам площадку единичной площади, расположенную на ВГА, при среднем расстоянии планеты до Солнца. Для Земли многолетними измерениями, в том числе спутниковыми, установлено, что $I_0 = 1\,366 \text{ Вт/м}^2$.

У более близко расположенных к Солнцу планет (Меркурий, Венера) солнечная постоянная больше, чем I_0 , у Марса, Юпитера и других планет — меньше, чем I_0 . Чтобы установить количественную зависимость, используем представления, базирующиеся на законе сохранения энергии. Окружим Солнце вместе с окружающей областью космического пространства сферой с радиусом a , взяв его равным среднему расстоянию от Земли до Солнца. На поверхность этой сферы поступает $4\pi a^2 I_0$ солнечной энергии. Выберем теперь сферу с другим радиусом, равным l . Количество энергии на поверхности этой сферы равно $4\pi l^2 I_l$. Так как мощность источника одинакова, эти выражения равны, поэтому

$$I_l = I_0 \left(\frac{a}{l} \right)^2. \quad (2.8)$$

Эта формула показывает, как с увеличением расстояния «разжигается» поток излучения, идущий от точечного источника. По такой формуле, зная I_0 и среднее расстояние, вычисляется приход солнечной энергии к Земле в течение года. Так, различия в приходе радиации между точками максимального и минимального удаления планеты (афелий и перигелий) составляют примерно 6,8 % величины солнечной постоянной.

Также легко рассчитать солнечную постоянную для других планет, зная их удаление от Солнца. Например, для Марса, расположенного в 1,524 раза дальше от Солнца по сравнению с Землей, солнечная постоянная равна 588 Вт/м^2 .

Солнечные лучи в каждый момент времени освещают Землю, причем площадь освещенной области равна πr^2 , где r — радиус земного шара. Энергия, поступающая ко всей планете в целом (в среднем за год), равна $I_0 \pi r^2$. Чтобы получить значение энергии, среднее по поверхности Земли, надо разделить последнее выражение на площадь земной поверхности, т.е. на $4\pi r^2$. Таким образом, в среднем за год на единицу площади земного шара поступает $\frac{1}{4} I_0$. Несколько более

точное выражение, учитывающее несферичность орбиты, имеет вид: $\frac{1}{4} I_0 \frac{1}{\sqrt{1-e^2}}$ (здесь e — эксцентриситет орбиты).

Однако если учесть, что $e^2 \ll 1$, то данный поправочный множитель практически малосущественен. Значение $\frac{1}{4} I_0$ определяет количество энергии, поступающее на ВГА (в среднем за год и в среднем для Земли), на горизонтальную площадку, т.е. эту величину можно использовать для оценки баланса энергии в столбе единичного сечения, пронизывающего атмосферу и океан/сушу.

Принципиально важным является вопрос о стабильности солнечной постоянной. Спутниковые наблюдения, осуществленные в последние 30 лет, показали, что изменения потока солнечной энергии происходят при проявлении *солнечной активности*. Ее исторически сложившейся характеристикой служит динамика количества солнечных пятен. Пятно представляет собой область фотосферы (диаметр которой может достигать 50 000 км) с пониженным значением температуры (~4 000 К) по сравнению с окружающей территорией. Изменение пятен на Солнце представляет собой закономерно повторяющееся циклическое явление — так называемый 11-летний цикл солнечной активности. Аналогичным образом изученные индексы радиоизлучения выявили также 11-летний цикл, а у вариаций магнитного поля наиболее выраженным оказался 22-летний цикл.

Данные прямых спутниковых измерений солнечной энергии сопоставлены на рис. 2.3 с вариациями солнечной активности. Видно, что в период максимума активности Солнце светит несколько сильнее, чем в период минимума. Это выглядит парадоксально — при увеличении пятен поток излучения должен убывать из-за того, что их температура снижена. Однако дело в том, что пятна служат удобным

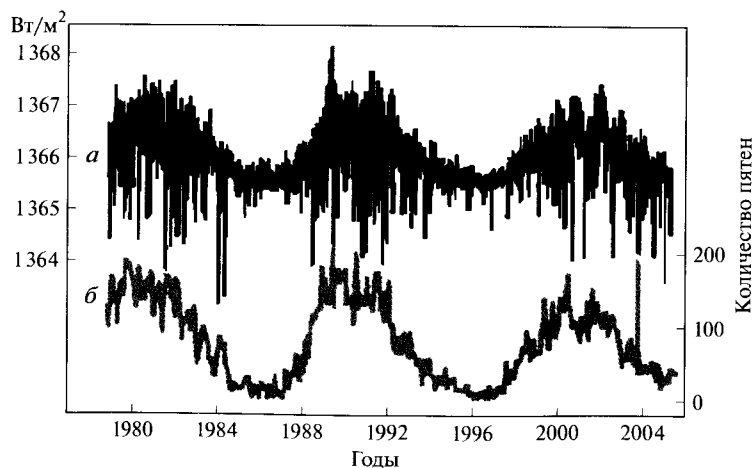


Рис. 2.3. Солнечные циклы:

a — измеренные со спутников вариации солнечной постоянной, Вт/м²; *б* — наблюдаемое количество пятен за месяц

индикатором активности, но ее проявления этим не ограничиваются. Возрастающее в период повышенной активности количество факелов и флоккул не только компенсирует роль пятен, но и обеспечивает выброс несколько большей энергии.

Вариации интегральной светимости очень небольшие — они составляют всего 1...2 Вт/м² (десятые доли процента). При резких всплесках солнечной активности кратковременные вариации интегрального потока могут составлять около 4 Вт/м². Более заметны изменения в коротковолновой области солнечного спектра. Так, если сравнить относительные изменения потоков солнечной радиации в интервалах 200...295 мкм, 295...310 мкм и более, чем 310 мкм, то за период солнечного цикла имеем, соответственно, вариации на 1, 0,3 и 0,07 %.

Данные наблюдений за солнечными пятнами (в том числе менее надежные сведениями XVII—XIX вв.) показаны на рис. 2.4, *a*. Среднее за весь период наблюдений ~ 50.

Результаты наблюдений XX в. были использованы для того, чтобы оттестировать косвенные изотопные данные (по ¹⁴C и ¹⁰Be), позволившие восстановить информацию о вариациях солнечной активности в прошлом. Одними из наиболее заметных экстремумов являются эпохи уменьшения солнечной активности в конце XVII — начале XVIII в. (так называемый минимум Маундера (E. Maunder)) и в конце XVIII — начале XIX в. (минимум Дальтона (J. Dalton)). Они важны, потому что, экстраполируя результаты о связи вариаций солнечной постоянной с солнечной активностью, можно ожидать, что во время «минимума Маундера» светимость Солнца была снижена на несколько ватт на квадратный метр (подробнее см. подразд. 9.4). Для уточнения зависимости между активностью и светимостью предприняты попытки рассмотреть звезды-аналоги, т.е. другие звезды того же спектрального класса, что и Солнце, однако результаты этих сравнений трактуются по-разному.

Последний цикл рис. 2.4, *б*, развивающийся в настоящее время (на момент написания книги), характеризуется весьма небольшим количеством пятен, напоминая по этому признаку эпоху Маундера. Можно ожидать, следовательно, и некоторого снижения величины солнечной энергии. Вопрос о том, как это скажется на состоянии климата, надо рассматривать в контексте совместного воздействия всех факторов, что будет сделано далее (см. подразд. 9.4).

Ранее была показана связь между солнечной постоянной и инсоляцией для случая осреднения за год и по всей Земле. Для детальных мгновенных расчетов инсоляция рассчитывается следующим образом:

$$I_0' = I_0 \left(\frac{a}{l} \right)^2 \sin h = I_0 \left(\frac{a}{l} \right)^2 \left(\sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \left(\frac{2\pi \zeta}{\tau} \right) \right), \quad (2.9)$$

где h — высота Солнца, т.е. угловое расстояние от горизонта до диска; φ — географическая широта; ζ — часовой угол (равный нулю в ис-

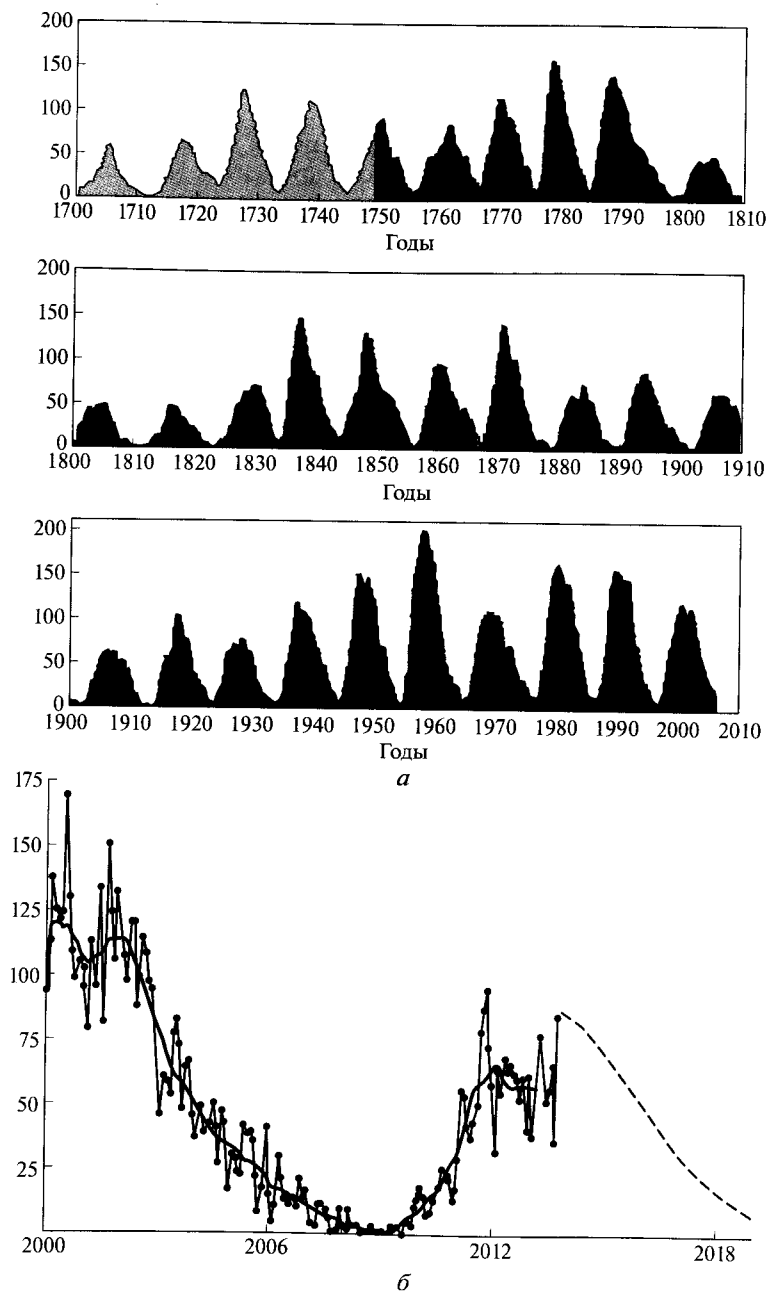


Рис. 2.4. Межгодовая динамика количества солнечных пятен (а) и текущий цикл (б) солнечной активности и прогноз (штриховая линия)

тинный полдень); τ — длина солнечных суток; δ — склонение Солнца (угол между направлением на Солнце и плоскостью экватора), рассчитывается в соответствии с выражением $\sin \delta = \sin \varepsilon \sin \Lambda$, в котором $\varepsilon = 23,44^\circ$ — угол наклона (или просто наклонение) — угол наклона плоскости экватора к плоскости орбиты планеты (плоскости эклиптики); Λ — долгота Солнца, отсчитываемая на плоскости орбиты от точки весеннего равноденствия ($\Lambda = 0 \dots 360^\circ$).

Формула (2.9) содержит величины, каждые из которых значимо изменяются в своем конкретном масштабе времени. Так, изменения, задаваемые $\cos\left(\frac{2\pi\zeta}{\tau}\right)$, определяют суточный ход, причем остальные параметры в течение суток можно рассматривать как константы. Сезонные изменения создаются изменениями во времени функций a/l и δ , причем год от года они остаются практически неизменными. Однако на масштабах в тысячи, десятки и сотни тысяч лет их приходится считать переменными за счет изменения определяющих их величин (ε , e и долготы перигелия). За счет этого создается своеобразный ритм климатической изменчивости (см. подразд. 9.2).

В каждый момент времени Солнце освещает часть планеты, и освещенное пятно при вращении планеты вокруг собственной оси перемещается по ее поверхности планеты вдоль данного круга широты.

Проинтегрировав выражение (2.9) по времени от момента восхода ($-\zeta_0$) до захода Солнца ($+\zeta_0$) и считая, что в пределах суток изменения l и δ незначительны, можно получить выражение для суточных сумм инсоляции, определяющее пространственно-временную структуру «солярного климата» на внешней границе атмосферы (рис. 2.5). Хорошо видна зональность поля инсоляции, т.е. отсутствие зависимости от долготы, и сезонность изменений инсоляции во времени. Сезонность создается главным образом регулярными изменениями склонения Солнца (определяемыми отличием от нуля наклонения ε).

Положение на орбите характеризуется долготой перигелия (ϖ) — это угловая координата, определяющая положение Земли на орбите при максимальном ее приближении к Солнцу. В момент афелия (3 июля) в Северном полушарии наблюдается лето, поскольку приблизительно в это же время наблюдается летнее солнцестояние (21 июня). Перигелий (3 января), наоборот, достигается зимой (зимнее солнцестояние приходится на 21 декабря). В противоположность этому в Южном полушарии эти факторы действуют синхронно. Возникающие при этом различия в солярном климате Северного и Южного полушарий видны на рис. 2.5.

Зональное распределение инсоляции определяет одну из ключевых климатических особенностей — зональность поля температуры. Из-за этого, в свою очередь, формируются главные особенности планетарной циркуляции атмосферы и связанные с нею эффекты (тепло-

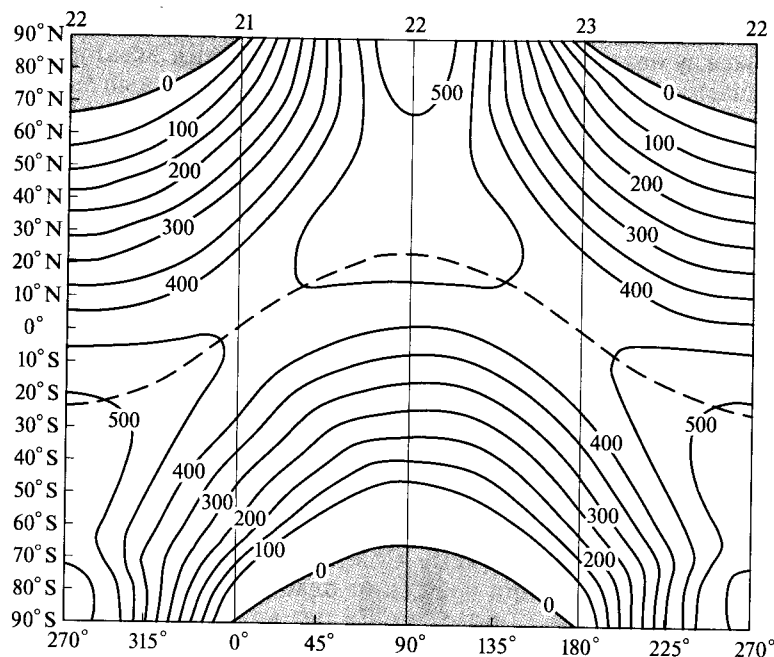


Рис. 2.5. Плотность потока, Вт/м², солнечной радиации на горизонтальную площадку на ВГА:

цифры верхнего ряда — 22 декабря, 21 марта, 22 июня, 23 сентября, 22 декабря; цифры нижнего ряда — угловые координаты Земли на орбите (0° — весеннее равноденствие Северного полушария). Серым цветом показаны области полярной ночи

оборот, влагооборот и пр.). Климатическая зональность определяет зональные черты в распределении гидрологического режима суши, растительного покрова и др.

2.3. Солнечная радиация в атмосфере

Проходя сквозь атмосферу, солнечная радиация испытывает рассеяние и поглощение. Применим закон Бугера — Ламберта — Бера, предполагая, что рассматривается распространение радиации от ВГА до поверхности земли и что $I_{\lambda,0}$ в формуле (2.6) есть солнечная постоянная для данной длины волны. Луч может проходить атмосферу под разными углами. Учитывая это обстоятельство, выделим массу вертикального (расположенного над пунктом наблюдателя) столба атмосферы u_0 и обозначим $u/u_0 \equiv m$ (относительная масса) и $k_{\lambda}u_0 \equiv \tau_{\lambda}$ (оптическая толщина). Получим

$$I_{\lambda} = I_{\lambda,0} \exp(-\tau_{\lambda} m). \quad (2.10)$$

По определению при Солнце в зените $m = 1$. Из геометрических соображений получается, что $m = 1/\sin h$, где h — высота Солнца. При, например, $h = 30^\circ$ $m = 2$, это значит, что оптический путь в 2 раза больше по сравнению с распространением лучей из зенитной точки. При $h < 30^\circ$ простая геометрическая трактовка оптического пути приводит к некоторым ошибкам, а при малых высотах Солнца она становится недопустимой из-за сферичности атмосферы и рефракции лучей. Это проявляется, в частности, в том, что с учетом названных эффектов при положении диска Солнца на линии горизонта масса не стремится к бесконечности, а равна $m = 35$.

Если формулу (2.10) проинтегрировать по всем длинам волн и, вводя среднюю по всему спектру оптическую толщину τ , можно записать выражение для интегральной радиации в форме, аналогичной (2.10):

$$\frac{I}{I_0} = e^{-\tau m} \equiv p^m, \quad (2.11)$$

где p — имеет смысл интегрального коэффициента прозрачности при $m = 1$.

Однако это будет, фактически, уже не теоретическая, а полуэмпирическая зависимость, поскольку замена τ_{λ} на среднюю по спектру величину сопряжена с погрешностями.

Оптическая толщина безоблачной атмосферы складывается из вклада присутствующего на всех длинах волн релеевского рассеяния и аэрозольного ослабления, а также при попадании в ту или иную полосу поглощения, от оптической толщины соответствующего газа. Отметим, что основные атмосферные газы (азот и кислород) оптически активны только в далекой ультрафиолетовой области спектра, так что их непосредственная роль во всем остальном диапазоне длин волн проявляется только через воздействие атмосферного давления на оптические свойства других газов. На первый план выходят озон, водяной пар и углекислый газ.

Оценка вклада в изменения потока солнечной радиации аэрозолей является одной из наиболее сложных проблем из-за того, что аэрозоль представляет собой разнородную по оптическим свойствам дисперсную среду. Некоторые его фракции, например поглощающие радиацию частицы сажи, способствуют прямому радиационному нагреву воздуха, в то время как пылевые аэрозоли главным образом рассеивают свет, усиливая отражательные свойства.

Из тропосферы аэрозоли удаляются как при вымывании, так и за счет оседания. Типичное время пребывания аэрозолей в тропосфере менее недели. Поэтому изменения оптических свойств атмосферы за счет аэрозолей в основном «привязаны» к регионам, в которых происходит их формирование. Некоторым исключением являются облака сахарской пыли, которая не только замутняет воздух над материком, но и выносится в Атлантический океан, образуя четкие

оптические границы континентального и морского воздуха в тысяче километров от побережья. Эта область сильно замутненного воздуха над Атлантикой получила характерное название «море Мрака».

Серосодержащие аэрозоли (вулканического и антропогенного происхождения) воздействуют на альбедо, рост их концентрации способствует охлаждению атмосферы. Аэрозоли в стратосфере, образующиеся из продуктов извержения вулканов, отмечаются на протяжении нескольких лет.

Облака имеют большую оптическую толщину, поэтому даже в случае полупрозрачной облачности верхнего яруса (например, перистых облаков — см. подразд. 3.3) прямая радиация резко снижается, а при облаках среднего и нижнего ярусов равна нулю.

На рис. 2.2 для примера сопоставлено спектральное распределение солнечной радиации у земной поверхности и на ВГА. Отчетливо видны области поглощения солнечной радиации газовыми составляющими атмосферы. В ультрафиолетовой области господствует поглощение молекулярным кислородом (в области далекого ультрафиолета) и озоном (O_3). В видимой области спектра озон также имеет слабые полосы поглощения. Хорошо заметна в красной области спектра полоса молекулярного кислорода. В ближней инфракрасной (ИК) области спектра наиболее важным с точки зрения формирования теплового баланса атмосферы компонентом является водяной пар. Полосы поглощения состоят из отдельных линий, интенсивность которых сильно варьирует, поэтому в пределах полос пропускание не может описываться законом (2.10) с средним по частотному диапазону коэффициентом поглощения. Для точных расчетов применяют полинейные расчеты. В этом случае выполняется вычисление пропускания радиации в каждой отдельной линии внутри полосы (их количество, в зависимости от спектрального разрешения, может исчисляться сотнями).

Кроме влияния полос поглощения, на рис. 2.2 заметно общее ослабление на каждой длине волны. Оно обусловлено действием молекулярного рассеяния и аэрозольного ослабления: и то и другое непрерывно распределено по спектру, причем ослабление уменьшается с ростом длины волны. В последнем случае сказывается то, что как релеевское рассеяние, так и рассеяние Ми ослабевает, когда длина волны увеличивается по сравнению с размерами рассеивающих частиц.

Годовой ход прямой радиации определяется в первую очередь астрономическими причинами (см. подразд. 2.2): высотой Солнца и продолжительностью дня. Наиболее выражены сезонные изменения в полярных областях, где во время полярной ночи солнечная радиация вообще отсутствует, а летом в условиях полярного дня, особенно при безоблачных условиях, возможны большие суточные суммы радиации.

Влияние облачности вносит принципиальные коррективы в распределение солнечной радиации. Так, в условиях тропических пу-

стынь господствует солнечная погода, нередко в близко расположенных регионах, где наблюдается конвективная облачность в тропической зоне конвергенции (ВЗК) или слоистая облачность восточных периферий субтропических антициклонов (см. подразд. 3.3), прямого солнечного излучения может не наблюдаться в течение нескольких недель подряд. В муссонных регионах зимой малооблачно и приход прямой радиации значителен, а летом, в условиях облачности ВЗК, она существенно меньше. В Арктике, где летом зачастую наблюдается низкая плотная облачность, ясных дней с большими суммами прямой радиации оказывается немного.

При увеличении высоты — в свободной атмосфере и в горах — прямая радиация растет (стремясь в пределе к значению солнечной постоянной на ВГА).

Рассмотрим подробнее явление рассеяния радиации. Представить формирование поля рассеянной (диффузной) радиации можно следующим образом. Небосвод, который выглядит для наблюдателя с земли как полусфера, облучается солнечными лучами с столь огромного расстояния, что в каждую точку неба приходит фактически пучок параллельных лучей (при данной высоте Солнца). Часть излучения проходит сквозь атмосферу и в виде прямой радиации попадает в точку, где происходят наблюдения. При этом для наблюдателя на земной поверхности каждая точка небосвода служит источником радиации. Рассмотрим безоблачную и безаэрозольную атмосферу. В этом случае можно образно считать, что в каждой точке неба на пути луча установлена ориентированная по направлению луча релеевская индикатриса рассеяния (см. подразд. 2.1). Она определяет, какая доля энергии отправится по направлению расположения наблюдателя (такая же доля отразится обратно), какая пойдет под другими углами, т.е. получающееся поле диффузной радиации не изотропно.

При аэрозольной атмосфере относительным распределением энергии рассеянной радиации управляет другая индикатриса и распределение яркости неба будет иным. Вытянутость индикатрисы вперед (см. подразд. 2.1) создает повышенную яркость неба именно вокруг солнечного диска. При облачности из-за ее пространственной неоднородности распределение интенсивности рассеянной радиации по небу может быть различным — как правило, оно хаотично.

Рассеянная радиация также испытывает суточный ход: она увеличивается с высотой Солнца. В формировании рассеянной радиации важную роль играют процессы переотражения, поэтому облака могут как уменьшать ее, так и увеличивать. С высотой рассеянная радиация уменьшается, стремясь в пределе к нулю на внешней границе атмосферы. Собственно говоря, это и есть один из критериев определения высоты ВГА.

Всю солнечную радиацию, приходящую на горизонтально расположенную земную поверхность — инсоляцию и рассеянную радиацию, называют *суммарной радиацией*:

$$Q = I' + D. \quad (2.12)$$

Суммарная радиация обычно имеет максимум около полудня. Плотная облачность уменьшает суммарную радиацию, а частичная и полупрозрачная может в пределах коротких интервалов времени ее даже увеличивать. Тем не менее если идет речь о суммах радиации, то зависимость от облачности обычно описывается функцией вида

$$Q = Q_0(1 - an), \quad (2.13)$$

где Q_0 — возможная величина суммарной радиации при безоблачном небе, зависящая от астрономических причин (определяющих ход высоты Солнца и продолжительность дня) и от прозрачности атмосферы; $a > 0$; n — балл облачности.

Проходя сквозь атмосферу, часть солнечной радиации рассеивается назад при молекулярном и аэрозольном рассеянии, а также отражается слоем облаков в результате многократного рассеяния в оптически плотной облачной массе. Та часть суммарной радиации, которая достигает поверхности, частично отражается и от нее. В результате можно говорить о плотности интегрального потока восходящей диффузной радиации R . У земной поверхности отношение $R/Q \equiv \alpha_s$ называется *альбедо земной поверхности*.

Это характеристика отражательных свойств. Максимальные значения имеет альбедо свежевыпавшего снега — 0,8...0,9. Самое маленькое альбедо у океана — в тропических широтах, где велика доля в течение дня отвесно падающих лучей, α_s может не превышать 0,06...0,07 (фотоны, вошедшие в воду, испытывая многократное рассеяние, уходят в глубокие слои или заканчивают свое существование, встретив поглощающую частицу, и только их малая часть может найти выход обратно через морскую поверхность). Альбедо чернозема примерно 0,08...0,1, альбедо светлых песков в Сахаре превышает 0,3. Альбедо растительного покрова меняется, в зависимости от сомкнутости растений и сезона, от 0,1 до 0,25. Альбедо облаков может достигать 0,8 и более в зависимости не только от мощности облачного слоя, но и от того, под каким углом солнечные лучи падают на облако: при косых лучах резко увеличиваются оптический путь внутри облака и, следовательно, его отражательные способности.

Наряду с альбедо земной поверхности логично ввести *планетарное альбедо*. Оно представляет собой отношение плотности полусферического потока отраженного от планеты солнечного излучения к инсоляции на ВГА. Для Земли оно равно примерно 0,3.

Рассмотрим географическое распределение осредненных по времени средних суточных значений разности между суммарной и отраженной радиацией ($Q - R$). На картах (цв. вкл. рис. 1) хорошо виден зональный характер расположения изолиний, особенно в умеренных широтах зимнего полушария. Именно здесь поступление солнечной энергии меняется с широтой очень быстро, сходя к нулю на границе

зоны полярной ночи. В тропиках, где в силу астрономических факторов распределение инсоляции более однородно, а зональность проявляется в более сильной степени (рис. 2.5). Она создается влиянием облачного покрова, т. е. пространственные вариации $Q - R$ фактически во многом характеризуют глобальное поле облачности.

В июне — августе (цв. вкл. рис. 1, а) наибольшие значения радиации наблюдаются над океанами в районе тропика Рака, причем особенно в пассатных зонах, где малооблачная погода сочетается с маленькими значениями альбедо океанской поверхности. Над сушей (в Северной Африке, Аравии, Иранском нагорье, некоторых районах Северной Америки) значения $Q - R$ снижаются из-за того, что альбедо суши существенно превышает альбедо моря. В приэкваториальных широтах над океанами, а также в бассейнах рек Конго и Амазонки вариации $Q - R$ уменьшены из-за влияния облачности ВЗК. В зимнем Южном полушарии распределение $Q - R$ квазизонально.

В декабре — феврале (цв. вкл. рис. 1, б) наибольшие значения $Q - R$ отмечаются в пассатных зонах Южного полушария с максимумами у тропика Козерога. В пустынях Южной Африки и Австралии, находящихся на этих же широтах, значения ниже из-за увеличения альбедо поверхности материков. В зимнем Северном полушарии радиация быстро убывает к северу. В Южном полушарии отмечается рост суммарной радиации внутри Антарктиды. Этому способствует высота материка, благодаря которой масса атмосферного столба гораздо меньше, а значит, меньше молекулярное рассеяние. Также мала концентрация аэрозолей и содержание водяного пара (в последнем случае играет роль низкая температура воздуха — см. подразд. 2.1). Однако альбедо ледникового щита большое, поэтому итоговая разность $Q - R$ оказывается всего 100 Вт/м².

В среднем за год большие значения $Q - R$ преобладают в тропиках, причем в приэкваториальном регионе приток снижен из-за расположения здесь мощной облачности ВЗК. Пассатные зоны океанов являются теми регионами земного шара, которые усваивают наибольшее количество солнечной энергии. С увеличением широты значения убывают. Интересно отметить, что если рассматривать плотности потоков по отдельности, то оказывается, что над океанами суммарная солнечная радиация в целом ниже, чем над сушей — здесь сказывается то, что над океаном больше облаков. Однако разность $Q - R$ меньше над сушей из-за влияния альбедо.

2.4. Длинноволновая радиация и радиационный баланс

Как всякое нагретое тело, земная поверхность испускает электромагнитные волны. Эту радиацию, формируемую поверхностью почвы и снежного покрова, растительностью, верхним слоем воды в озерах

и морях, называют *собственным излучением земной поверхности*. Поскольку средняя температура у поверхности составляет приблизительно 14°C (287 K), то испускаемая энергия гораздо меньше, чем у солнечного излучения, и, кроме того, максимум планковской функции смещен приблизительно к длине волны 15 мкм (см. рис. 2.1). Спектральные различия солнечного и земного излучения породили своеобразную терминологию: солнечную радиацию (все виды: прямую, рассеянную, суммарную и отраженную) называют *коротковолновой*, а земную и атмосферную — *длинноволновой*. Приблизительной границей, разделяющей диапазоны, служит длина волны 4 мкм . Благодаря такому разделению перенос двух типов излучения можно рассматривать по отдельности. В коротковолновой области учитываются важные здесь процессы поглощения и рассеяния. В длинноволновой области — поглощение и излучение, поскольку рассеяние (эффективное там, где длина волны сравнима с размерами частиц) для собственного излучения играет роль только при его переносе через облака, содержащие крупные капли или кристаллы льда. Отметим, что разделение на коротковолновую и длинноволновую радиацию возможно не для каждой планеты. Так, на Венере, где температура поверхности составляет $\sim 700\text{ K}$, значительная часть собственного излучения будет «залезать» в ближнюю ИК область, т. е. смешиваться с солнечным излучением.

Интегральное (по всему спектру) количество энергии, сосредоточенной в собственном излучении земной поверхности E_s , описывается законом Стефана — Больцмана (см. формулу (2.3)), эмпирически исправленным введением так называемой излучательной способности δ в зависимости от типа поверхности (коэффициент «серости»), который, впрочем, очень близок к единице:

$$E_s = \delta \sigma T_s^4, \quad (2.14)$$

а в качестве температуры берется температура земной поверхности T_s .

При распространении в атмосфере инфракрасное излучение поглощается различными газами, действующими с разной эффективностью в определенных спектральных интервалах. Наиболее важные с точки зрения энергетики атмосферы и земной поверхности: водяной пар, углекислый газ и озон.

Водяной пар поглощает тепловую радиацию в полосе охватывающей длины волн короче $6,3\text{ мкм}$, а также в полосе более 20 мкм . CO_2 интенсивно поглощает в полосе 15 мкм , другая его полоса ($4,3\text{ мкм}$) не важна, так как здесь энергия излучения мала. Озон имеет полосу около $9,6\text{ мкм}$. За ее исключением, атмосфера сравнительно прозрачна в области длин волн от 8 до 12 мкм .

В качестве примера рассмотрим рис. 2.6. Здесь показана восходящая длинноволновая радиация на высоте мезопаузы. Она рассчитана с учетом всех эффектов поглощения и излучения при температуре поверхности 300 K . Если сравнить представленную линию с гладкой

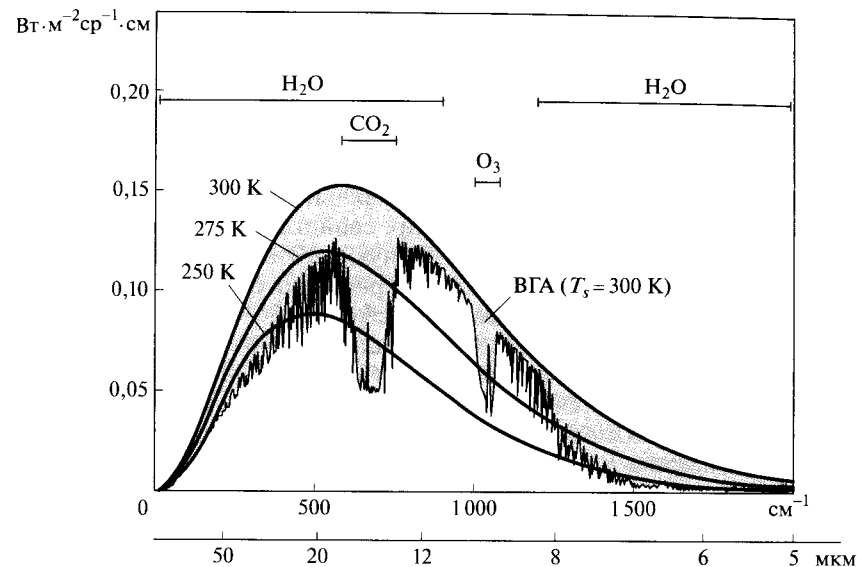


Рис. 2.6. Восходящая длинноволновая радиация на уровне мезопаузы и планковские кривые. Отрезками, параллельными оси абсцисс, отмечены полосы поглощения

планковской кривой при той же температуре, то отчетливо видно, на каких длинах волн атмосферные газы «выедают» излучение, вошедшее в атмосферу от поверхности. В диапазоне $8 \dots 12\text{ мкм}$ поглощение обеспечивает только озон, а на остальных длинах волн внутри этого интервала оно практически отсутствует — это так называемое *окно прозрачности атмосферы*. Подчеркнем, что рассматривается спектр длинноволновой радиации выше стратосферы. Если бы это был, например, уровень тропопаузы, где поглощение озоном еще практически не сказывается, то во всем диапазоне $8 \dots 12\text{ мкм}$ наблюдалась бы однородная высокая прозрачность. Существуют и другие окна, однако важность указанного атмосферного окна объясняется тем, что оно располагается вблизи максимума спектральной кривой излучения.

Воздух нагревается за счет различных источников: поглощение солнечного излучения (не очень эффективный процесс — не более 20% солнечной радиации, входящей в атмосферу, поглощается в ней, в основном, газами), поглощение собственного земного излучения, приток тепла от поверхности за счет процессов нерадикационного теплообмена (см. подразд. 4.1). Нагретая атмосфера сама испускает излучение, и из каждого слоя оно распространяется вверх (присоединяясь к восходящему излучению от земной поверхности и от нижележащих слоев) и вниз, образуя нисходящее излучение атмосферы.

Разумеется, происходит излучение и в горизонтальном направлении. Однако надо иметь в виду, что изменения температуры, содержания водяного пара, по горизонтали гораздо меньше, чем в вертикальном направлении. Соседствующие в данном слое массы воздуха излучают навстречу друг другу одинаковые порции энергии в одном и том же спектральном интервале, которые компенсируют друг друга, и их поэтому можно не учитывать. Это правильно только в случае крупномасштабного описания оптических свойств атмосферы и не так, если рассматривать детально трехмерную картину облачности, когда поток радиации из облачной массы не равен потоку радиации внутрь облака из соседней безоблачной атмосферы.

Учитывая температуру воздуха и радиационные свойства поглощающих (и вновь излучающих) веществ, можно считать, что спектр излучения располагается в том же диапазоне длин волн, что и спектр излучения земной поверхности. Поэтому эти два вида излучения можно рассматривать совместно, вводя понятие баланса земного и атмосферного излучения, или баланса длинноволновой радиации E_e . У земной поверхности баланс длинноволновой радиации определяется по формуле

$$E_e = E_a - E_s, \quad (2.15)$$

где E_a — *встречное (нисходящее) излучение атмосферы* у земной поверхности.

Значение E_e как правило, отрицательно, хотя может быть близко к нулю внутри облаков и у земной поверхности при мощной десятибалльной облачности нижнего яруса (в очень редких случаях, в условиях кучево-дождевой облачности тропической атмосферы, наблюдались случаи $E_e > 0$). С высотой нисходящая компонента в соотношении баланса убывает, потому что уменьшается расположенный выше излучающий слой воздуха. Так, выше стратосферы встречное излучение уже почти отсутствует, поэтому наблюдаемое распределение восходящей длинноволновой радиации (см. рис. 2.6) есть и баланс длинноволновой радиации, и, практически, это уходящая в космос от планеты длинноволновая радиация (УДР).

Введенные представления важны при описании процесса теплообмена земной поверхности и атмосферы. Рассмотрим в качестве примера широко распространенный (особенно в континентальном типе климата) феномен резких снижений температуры в ясные, безоблачные и безветренные ночи. В таких условиях земная поверхность теряет тепло за счет E_e , поскольку нисходящее излучение при отсутствии облаков сильно уменьшается. Приток солнечной радиации ночью равен нулю, а нерадикационные механизмы малоэффективны при отсутствии турбулентного перемешивания (это задается вводимым условием безветренной погоды). Потери тепла происходят настолько быстро, что приток тепла из глубины почвы, обусловленный молекулярной теплопроводностью, не успевает их скомпенсировать.

Наиболее эффективно это явление происходит, когда воздушная масса содержит мало водяного пара (например, в горах или на равнине в случае воздуха, пришедшего из Арктики). В результате температура в течение ночи падает, достигая минимума в утренние часы. Летом в таких условиях могут даже наблюдаться заморозки.

На цв. вкл. рис. 2 показано географическое распределение среднегодовых значений E_e у земной поверхности. Отметим две особенности:

- значения повсеместно отрицательны — это значит, что поверхность теряет тепло за счет длинноволнового излучения;
- абсолютные значения меняются не очень сильно, по крайней мере, существенно меньше, чем у коротковолновой составляющей радиационного баланса (см. цв. вкл. рис. 1).

Максимальные потери тепла наблюдаются там, где высокие температуры поверхности сочетаются с пониженным влагосодержанием атмосферы. Это регионы тропических и субтропических пустынь Северного и Южного полушарий. В тропиках хорошо выделяются регионы с минимальными значениями E_e , которые отмечаются в областях с мощной облачностью ВЗК, причем экстремумы оказались приурочены к регионам влажных тропических лесов экваториального типа климата (Конго, Амазонка, Индонезия). В соседствующих с ними малооблачных зонах пассатов значения E_e немного больше по модулю, поскольку при отсутствии облачности нисходящее излучение атмосферы здесь несколько меньше, чем в зоне облачности ВЗК.

В умеренных широтах над океанами видна область пониженных значений E_e , обусловленная тем, что здесь велика облачность, активно развивающаяся вследствие циклогенеза на полярном атмосферном фронте (см. подразд. 3.3 и 5.2). Особенно хорошо она выражена в виде непрерывной полосы в Южном океане. В Антарктиде значения E_e несколько увеличиваются по модулю. Здесь, несмотря на очень низкие температуры поверхности и, следовательно, небольшие значения E_s , нисходящее излучение очень мало из-за крайне малого содержания водяного пара и количества облаков. В Арктике, напротив, температура поверхности гораздо выше, чем в Антарктиде, что обеспечивает рост E_s , однако облачность существенна, и возрастание E_a создает в итоге картину не очень больших потерь тепла.

Алгебраическое суммирование плотностей всех радиационных потоков (коротковолновых и длинноволновых), выполненное для некоторого уровня, называется **радиационный баланс** (или бюджет).

Радиационный баланс земной поверхности выглядит следующим образом:

$$B \equiv Q - R + E_a - E_s. \quad (2.16)$$

Положительными, в соответствии с принятой традицией, считаются потоки, приносящие энергию к земной поверхности. Поэтому

днем $B > 0$, поскольку днем приток солнечного тепла превосходит потери за счет отражения и излучения, а в ночные часы баланс отрицателен.

Сопоставив цв. вкл. рис. 1 и рис. 2, можно получить представление о географическом распределении полного радиационного баланса. В среднем за год он всюду положителен, кроме Гренландии и Антарктиды. Этот постоянный избыток радиационного тепла компенсируется нерадиационными механизмами теплообмена. Наибольшие значения наблюдаются в низких широтах над океанами, в малооблачных пассатных районах. Здесь велика суммарная радиация, мала отраженная, и в условиях влажной атмосферы большая часть уходящего от поверхности длинноволнового излучения компенсируется встречным излучением атмосферы. В районах постоянного господства мощной облачности ВЗК над океанами значения радиационного баланса меньше. Здесь, конечно, E_e мало, однако более существенно уменьшение поступления суммарной солнечной радиации. Также снижены значения B над тропическими пустынями. Здесь велико альbedo, приводящее к большим значениям отраженной от поверхности солнечной радиации, и одновременно велики по модулю E_s и E_e из-за высокой температуры поверхности. В умеренной зоне значения B убывают с широтой. В декабре и июле отмеченные закономерности также проявляются, однако максимум смещен в летнее полушарие.

Рассмотрим бюджет радиации в масштабах всей планеты в целом. Приход солнечной радиации к единице поверхности планеты на ВГА в среднем за год равен $0,25I_0$ (см. подразд. 2.2). Часть солнечной радиации отражается от планеты облачностью, безоблачной частью атмосферы (при молекулярном и аэрозольном рассеянии) и земной поверхностью. Введя для интегральной характеристики этого эффекта планетарное альbedo (для Земли $\alpha \approx 0,3$), запишем коротковолновый баланс на ВГА в виде: $0,25I_0(1 - \alpha)$. Следовательно, планетой усваивается примерно 240 Вт/м^2 . Эта величина представлена в табл. 2.2. Практически вся эта энергия идет на нагревание суши, океана и атмосферы, таяние, испарение и т.д. (за вычетом небольшой доли, расходуемой на фотосинтез и на формирование кинетической энергии циркуляции атмосферы и океана).

Вторым компонентом на ВГА должен быть баланс длинноволновой радиации, который представлен только уходящей радиацией. Поставим ей в соответствие плотность потока, вычисляемую в соответствии с законом Стефана — Больцмана σT_e^4 , для которого подберем соответствующую температуру (она имеет смысл радиационной равновесной температуры). Поскольку не может быть устойчивого нагревания/охлаждения планеты, то в среднем естественно считать, что баланс равен нулю, т.е. существует равенство усваиваемой планетой солнечной радиации и испускаемой планетой длинноволновой радиацией:

$$\sigma T_e^4 = 0,25I_0(1 - \alpha). \quad (2.17)$$

Отметим, что данное условие не выполняется для планет-гигантов Солнечной системы. Они отдают в космическое пространство примерно в 2 раза больше энергии в виде собственного излучения, чем получают от Солнца. Это означает наличие у этих планет внутренних источников энергии.

Используя I_0 и α , вычислим значение равновесной температуры: $T_e = 255 \text{ К}$ или -18°С . Если сравнить ее со средней температурой воздуха в приповерхностном слое (среднегодовой и средней по всему земному шару), которая составляет $T_s \approx 14^\circ\text{С}$, то возникает вопрос о природе столь больших различий: $T_s - T_e = 32^\circ\text{С}$. Нагрев земной поверхности определяется притоком солнечной радиации. Атмосфера нагревается от поверхности радиационным и нерадиационным путем (см. подразд. 4.1). Проследим за длинноволновой радиацией. В атмосфере она почти вся поглощается, только та часть,

Таблица 2.2. Сопоставление различных притоков энергии в климатическую систему Земли

| Плотность потока энергии на горизонтальную площадку (в среднем за год, глобально осредненного земному шару) | Значение, Вт/м ² |
|---|-----------------------------|
| Поступление солнечной энергии через внешнюю границу атмосферы внутрь атмосферы | 240 |
| Вариации солнечной энергии на внешней границе атмосферы при 11-летних колебаниях солнечной активности | 0,5 |
| Различия величин притока солнечной энергии в современных условиях и в эпоху минимума Маундера | 1 |
| Плотность потока солнечной радиации, отраженной от полной Луны | 0,01 |
| Геотермальный поток тепла на поверхности Земли | 0,06 |
| Океанские приливы | 0,01 |
| Мировое производство энергии | 0,02 |
| Плотность потока энергии за счет действия космических лучей | 10^{-5} |
| Затраты энергии на фотосинтез | 0,1 |
| Выделение тепла при дыхании и разложении биомассы | 0,1 |
| Превращение потенциальной энергии в кинетическую энергию общей циркуляции атмосферы | 2,0 |

которая относится к окну прозрачности, проходит сквозь атмосферу. К ней добавляется компонента идущего верх излучения атмосферы, что и создает в итоге УДР, которая характеризуется температурой T_e . Поскольку $T_s > T_e$, получается, что часть тепла, уходящего от поверхности, задерживается атмосферой. Это свойство называется **парниковым эффектом атмосферы**. Он создается в первую очередь за счет больших различий в пропускании атмосферой солнечной и длинноволновой радиации.

Отметим, что рост CO_2 в атмосфере Земли, четко диагностированный в последние десятилетия по данным измерений (см. подразд. 8.3), способствует усилению парникового эффекта, так как, будучи практически полностью прозрачным для солнечной радиации (см. рис. 2.2), углекислый газ является сильным поглотителем инфракрасного излучения в полосе 15 мкм (см. рис. 2.6). Задержка некоторой доли излучения, идущего от поверхности и нижней тропосферы, приводит к росту температуры и становится первым шагом в инициации глобального потепления (см. подразд. 9.4).

Отметим, что повышение температуры за счет роста концентрации углекислого газа усиливается положительной обратной связью. В более теплом воздухе увеличивается содержание водяного пара (см. подразд. 1.1), который, являясь сильнейшим парниковым газом, усиливает парниковый эффект. При этом температура возрастает и т.д. Начальное повышение температуры за счет роста CO_2 фактически только инициирует дальнейшее потепление.

Более общая по сравнению с условием (2.17) форма записи выражения радиационного баланса земного шара, учитывающая зависимость от широты и долготы, а также времени (сезонных особенностей — τ) прихода-расхода энергии выглядит следующим образом:

$$R_{\infty}(\varphi, \lambda, \tau) \equiv I'_0(\varphi, \tau)[1 - \alpha(\varphi, \lambda, \tau)] - I^{\uparrow}(\varphi, \lambda, \tau). \quad (2.18)$$

Здесь первый член в правой части равенства представляет собой разность плотностей потоков инсоляции и отраженной радиации, а последнее слагаемое — это УДР.

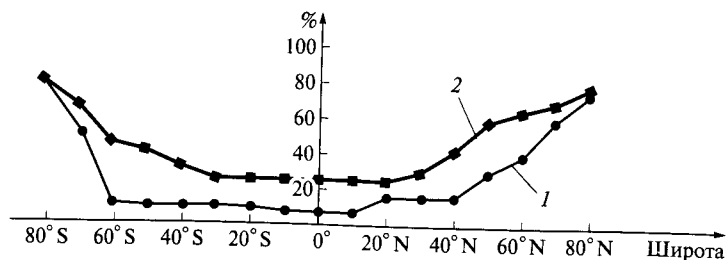


Рис. 2.7. Зонально осредненные значения альбедо поверхности Земли (1) и планетарного альбедо (2), осредненные за год

Рассмотрим распределение альбедо (рис. 2.7), которое представлено в виде значений, осредненных вдоль каждого круга широты земного шара. Для альбедо поверхности наиболее контрастны поверхность океана и снежно-ледовый покров. Промежуточные значения типичны для ландшафтов суши. Отражательные свойства атмосферы в сильной степени зависят от облачности, причем существенную роль играет то, под каким углом происходит падение солнечного луча на облако (см. подразд. 2.3).

Планетарное альбедо в главных чертах следует за альбедо подстилающей поверхности. Самые маленькие значения характерны для малооблачных зон океанов в низких широтах. Некоторая асимметрия значений в тропиках Северного и Южного полушарий объясняется различием распределения суши и моря. С ростом широты альбедо поверхности резко увеличивается в тех широтах, где поверхность может покрываться снегом или льдом. Рост планетарного альбедо более гладкий — он определяется также и ростом (с увеличением широты) угла падения солнечных лучей на протяженную по горизонтали облачность, создающую эффект возрастания ее альбедо.

Географическое распределение среднего за год потока отраженной планетой солнечной радиацией таково (цв. вкл. рис. 3), что наименьшие потери наблюдаются в малооблачных пассатных областях. Растут значения там, где формируется мощная облачность ВЗК (бассейны рек Амазонки и Конго, Индонезия и др.). Увеличивается поток отраженной радиации в сухих регионах континентов, в тропиках и над ледяными щитами Антарктиды и Гренландии. Последние, хотя и освещены Солнцем только половину года, отражают много из-за больших значений альбедо. Характерно увеличение отраженной радиации в средних широтах над океанами, особенно хорошо заметное в Южном океане, а также в северной части Тихого и Атлантического океанов. Это влияние облачности, сопровождающей циклогенез на полярных фронтах каждого полушария. Также характерен рост отраженной радиации у западных побережий материков в тропиках и субтропиках, особенно заметный у побережий Перу, Анголы, Калифорнии. Здесь отражение солнечной радиации создается протяженными, хотя и довольно тонкими полями слоистых и слоисто-кучевых облаков, стабильно существующих над сравнительно холодными водами под слоем пассатной инверсии.

Географическое распределение УДР (цв. вкл. рис. 4) определяется в главных чертах характером распределения температуры на земном шаре. Так, среднегодовые значения УДР в полярных широтах составляют примерно 150...190 Вт/м², а с убыванием широты значения УДР закономерно увеличиваются (причем в средних широтах расположение изолиний данной величины близко к широтным кругам), достигая в отдельных областях тропиков значений 270...300 Вт/м². В низких широтах зонально-симметричный характер поля нарушается. Здесь, на примерно однородном фоне температур, простран-

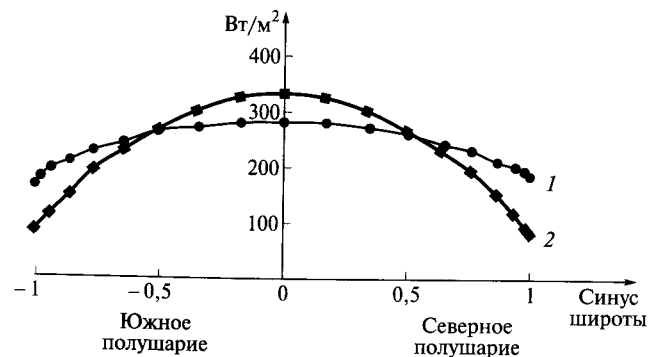


Рис. 2.8. Составляющие радиационного бюджета на внешней границе атмосферы, осредненные за год и усредненные вдоль кругов широты:

1 — уходящая длинноволновая радиация; 2 — баланс солнечной энергии

ственно-временные закономерности распределения I^{\uparrow} определяются облачностью. Максимальные значения отмечаются в малооблачных районах с высокими значениями температуры поверхности. Это тропические пустыни на суше и пассатные области океанов. Резко уменьшается УДР там, где в условиях мощной облачности уровень формирования уходящего излучения расположен в верхней тропосфере. Так, в регионах тропических муссонов I^{\uparrow} снижается до 200...230 Вт/м².

Радиационный баланс (цв. вкл. рис. 5) положителен в низких широтах и отрицателен в средних и высоких широтах. Отметим, что в область отрицательных значений попадают некоторые тропические регионы: в частности, северная Африка, Аравийский полуостров, Индостан и др. Здесь, как было отмечено при анализе составляющих радиационного бюджета, сочетаются высокое альbedo и высокая температура поверхности, что при малооблачной погоде приводит к большим потерям тепла за счет уходящей радиации.

На рис. 2.8 сопоставлены солнечная и длинноволновая зонально осредненные и усредненные за год составляющие радиационного баланса. Видно, что в низких широтах поглощенное системой солнечное тепло превосходит потери за счет излучения. В высоких широтах имеет место обратная картина: здесь потери тепла превышают количество поглощенной солнечной радиации, причем они таковы, что уравнивают приток тепла в тропиках (ср. площадь между кривыми на рис. 2.8).

В ситуации, когда источники и оттоки энергии разнесены в пространстве, существующая стабильность климатического распределения температуры на Земле может поддерживаться только за счет межширотного переноса энергии. Эту функцию выполняют системы циркуляции атмосферы и Мирового океана.

КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Какие законы излучения вам известны?
2. Что такое солнечная активность, светимость Солнца и солнечная постоянная?
3. Как происходит рассеивание и поглощение солнечной радиации в атмосфере?
4. Объясните уравнение Бугера — Ламберта — Бера.
5. Объясните уравнение Шварцшильда.
6. Охарактеризуйте географическое распределение суммарной солнечной радиации.
7. Какова структура радиационного баланса земной поверхности?
8. Охарактеризуйте географическое распределение альbedo системы «поверхность Земли — атмосфера».
9. Охарактеризуйте географическое распределение уходящей длинноволновой радиации.
10. Охарактеризуйте географическое распределение радиационного баланса на верхней границе атмосферы.

ФАЗОВЫЕ ПЕРЕХОДЫ ВОДЯНОГО ПАРА, ОБЛАКА И ОСАДКИ

3.1. Фазовые переходы водяного пара и сопутствующие атмосферные явления

Любое вещество может находиться в газообразном, твердом или жидком состоянии — различных фазовых состояниях. В земной атмосфере только вода осуществляет фазовые превращения. Благодаря этому на Земле есть водяной пар, гидросфера и криосфера, а также происходит глобальный круговорот воды. Фазовые переходы отображаются в системе координат температура — парциальное давление на так называемой фазовой диаграмме, у которой каждая точка плоскости соответствует конкретному состоянию вещества (рис. 3.1). Характерной особенностью фазовых диаграмм является *тройная точка*, которая лежит на пересечении трех кривых, определяющих условия равновесия двух фаз: твердой и жидкой, жидкой и газо-

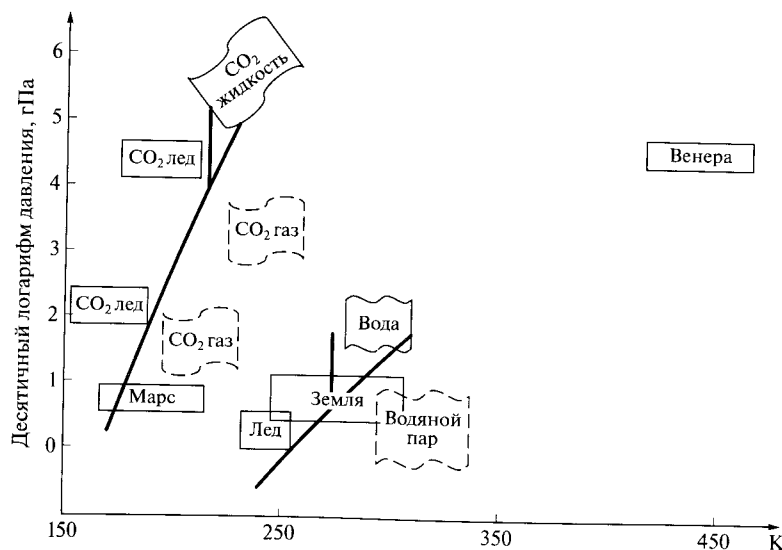


Рис. 3.1. Фрагменты фазовых диаграмм воды и углекислого газа. Прямоугольники с названиями планет характеризуют диапазоны атмосферных условий на Марсе, Венере и Земле

образной и, наконец, твердой и газообразной. Для воды координаты этой точки 6,1 гПа и 0 °С. Отметим, что у льда имеются разные модификации, однако в реальных природных условиях Земли весь лед относится практически к одному типу, поэтому фазовая диаграмма делит плоскость только на три области. Слева от кривых сублимации и плавления лежит область твердой фазы, между кривыми *плавления-конденсации* и *конденсации-испарения* заключена область жидких состояний и, наконец, справа от кривых испарения и сублимации простирается область газообразных состояний вещества. Это справедливо в условиях термодинамического равновесия. Реальная атмосфера зачастую очень далеко от такого состояния, поэтому, в частности, возможно одновременное существование, например, льда и переохлажденной воды.

На рис. 3.1 изображена еще и фазовая диаграмма для углекислого газа, позволяющая глубже понять суть фазовых переходов и заодно в качестве примера обсудить атмосферные условия на Венере и Марсе, атмосфера которых на 95 % состоит из CO₂. Видно, что CO₂ в земных условиях может быть только газом. В тонкой (с малым давлением) и холодной углекислотной атмосфере Марса углекислый газ может переходить из твердого в газообразное состояние (и обратно), минуя жидкую фазу, а вода может быть только в форме льда. В жаркой и очень мощной атмосфере Венеры углекислый газ (как и вода), как видно из рис. 3.1, может быть только в газообразной форме.

Фазовая диаграмма показывает, в частности, пределы, которых может достигать концентрация тех или иных веществ. Так, в земных условиях (при неизменной температуре) накопление водяного пара в атмосфере, например, при испарении скоро приведет к состоянию насыщения, затем дальнейшее накопление пара станет уже невозможно. Это утверждение известно как *закон Дальтона*, согласно которому скорость испарения пропорциональна разности между давлением насыщенного водяного пара при температуре испаряющей поверхности и парциальным давлением водяного пара в воздухе.

Для CO₂ в земной атмосфере такие ограничения не существуют, поскольку (см. рис. 3.1) тройная точка и фазовые кривые расположены в совершенно иных, «внеземных» диапазонах температуры и давления. Поэтому ограничения концентрации углекислого газа в земной атмосфере не связаны с фазовыми условиями. Они обусловлены процессами газообмена атмосферы с океаном и биотой в рамках глобального углеродного цикла (см. подразд. 1.3).

Как уже отмечалось, конденсация наступает, когда воздух достигает состояния насыщения. В атмосфере это чаще всего происходит при понижении температуры. В некоторых случаях наблюдается сублимация, когда на холодной поверхности откладывается лед. Это явление изморози и инея.

Процесс конденсации на самом деле очень сложен, поскольку комплексы молекул воды, соединившись вместе на какое-то время,

оказываются неустойчивыми и распадаются, поэтому таким способом капли, слагающие облака, получить невозможно. В атмосфере конденсация осуществляется на мельчайших частичках, которые играют роль ядер конденсации, т. е. субмикронных аэрозолях, вокруг которых устойчиво образуется капля воды. Предыдущие рассуждения, касающиеся конденсации, были справедливы постольку, поскольку в атмосфере всегда присутствует достаточное количество частиц такого типа.

С явлением конденсации в атмосфере наглядно связано, кроме облачности, образование *дымки*. Это явление ухудшения видимости, когда удаленные объекты теряют контрастность, их контуры становятся трудно различимыми, «тонут» в серо-голубом мареве. Ее особенностью является то, что она может возникнуть очень быстро, т. е. за 10...20 мин. Быстрота процесса исключает возможность интерпретации явления за счет возрастания в атмосфере концентрации частиц при их переносе атмосферными течениями. Главную роль играет увеличение относительной влажности воздуха — при переходе некоторого порогового значения водяной пар начинает интенсивно оседать на частицах, обволакивающая их пленка растет, размеры увеличиваются, что приводит к эффекту уменьшения прозрачности воздуха. Дымка — продукт конденсации — принципиально отличается от так называемой мглы, которая своим возникновением обязана не столько процессам конденсации, сколько подъему в воздух большого количества частиц (в результате пыльных бурь или лесных пожаров). Также отличается от дымки, как чисто конденсационного процесса, так называемый *смог*. Это комплексное явление загрязнения воздуха больших городов, которое может, в том числе, приводить и к ухудшению видимости, а также имеет сильно негативные экологические последствия.

Когда горизонтальная дальность видимости становится менее 1 км, рассматриваемое явление называют *туман*. При очень сильном тумане видимость может снижаться до нескольких метров. Между облаками и туманом нет принципиальной разницы.

В результате конденсации образуются не только облачные капли, но и кристаллы. По этому принципу облака подразделяются на капельные облака (могут состоять из переохлажденных капель при отрицательных температурах), ледяные кристаллические облака (при температуре ниже примерно -30°C) и смешанные облака. Размеры облачных капель варьируют от долей микрона до долей миллиметра. Концентрация составляет примерно 100...800 капель в 1 см^3 . Содержание кристаллов обычно на два порядка меньше.

Осадки возникают, когда капли или кристаллы, слагающие облака, укрупняются настолько, что больше не могут удерживаться во взвешенном состоянии и их масса настолько велика, что они способны пролетать, не полностью испарившись, сквозь слой ненасыщенного воздуха между облаком и земной поверхностью.

Основным процессом, вызывающим требуемое укрупнение капель в облаках, является *механизм Берджерона — Финдейзена* (Т. Bergeron — W. Findeisen). Он реализуется тогда, когда существуют смешанные облака, в облачной среде которых сосуществуют все формы: водяной пар, капли и кристаллы льда. Такие облака обязательно развиты по вертикали: в нижней их части преобладают капли, а в вершинной — кристаллы, причем в результате перемешивания воздуха в облаке существует и обширная зона смешения. В ней состояние насыщения между паром — каплями и паром — кристаллами различно: при одних и тех же условиях для капель равновесие фаз сдвинуто так, что происходит испарение, а на кристаллах льда, наоборот, происходит сублимация, т. е. фактически, вода, составляющая капли, через газовую фазу перегоняется на кристаллы. Укрупнившиеся кристаллы начинают выпадать, причем поскольку они преимущественно расположены в верхней половине облака, то часть пути они проделывают внутри облачной массы, продолжая разрастаться за счет сублимации. Кроме того, они увеличиваются и просто из-за столкновений с каплями, которые при этом примораживаются к ним.

Если в нижней части облака или в подоблачном слое температура положительная, то кристаллы могут успеть растаять и осадки выпадают в виде дождя. Если же температура отрицательная до самой поверхности земли, то осадки выпадают в виде снега или крупы.

Образование града происходит в начальной стадии сходным образом, затем, однако, сформировавшаяся частица может несколько раз подниматься и опускаться в диапазоне нескольких километров высоты мощными вертикальными потоками, свойственными кучево-дождевому облаку. При этом она неоднократно замерзает и оттаивает, набирает по дороге массу и, наконец, выпадает на поверхность, причем зачастую не только под влиянием силы тяжести, но также за счет мощного потока нисходящих движений.

Для явления ледяного дождя требуется, чтобы над холодной земной поверхностью располагалась теплая линза влажного воздуха, из которой выпадает дождь. У самой земли капли попадают в зону отрицательных температур и выпадают в переохлажденном виде, покрывая все мгновенно замерзающим слоем.

Другие механизмы укрупнения капель могут реализовываться в некоторых специальных случаях. Так, в тропиках, в условиях очень большого влагосодержания, осадки могут формироваться в «теплых» облаках, т. е. лишенных ледяной фазы, за счет процесса слияния капель при соударениях.

Понимание механизмов осадкообразования послужило основой развития активных воздействий на облака. Общая идеология методов — искусственно дать толчок лавинообразно развивающемуся естественному процессу. Один из конкретных подходов заключается в том, что в облачную среду доставляется реагент (например, твердая углекислота), стимулирующий состояние оледенения в капельно-жидком

облаке. Близкий способ заключается в том, чтобы доставить в облако иной реагент, например йодистое серебро, сам создающий центры кристаллизации. Это вызывает замерзание некоторых капель и этим запускается цепная реакция механизма Бержерона — Финдайзена. Такими методами стимулируют развитие осадков, для того, чтобы заставить облако отдавать воду в нужном месте, или для того, чтобы облако, сбросив запас воды, потеряло способность сформировать град.

3.2. Испарение и влажность воздуха

Водяной пар поступает в атмосферу вследствие испарения воды водоемов и с поверхности суши (это так называемое физическое испарение) и в процессе жизнедеятельности растений, когда совместно с фотосинтезом, т.е. поглощением углекислого газа и выделением кислорода, осуществляется *транспирация* — выделение растением водяного пара.

Этот последний процесс происходит следующим образом. На зеленом листе при освещении его солнечным светом (важна так называемая фотосинтетически активная радиация от 0,38 до 0,71 мкм) открываются устьица. Это поры на поверхности листа, крохотные «роты» (размером в сотые доли миллиметра). Их внутренняя влажная поверхность вступает в контакт с воздухом, т.е. через них лист отправляет в атмосферу воду в виде водяного пара, которая поступает в лист через ветки, ствол дерева и корневую систему. Устьица обычно открыты днем и закрыты ночью, однако они могут закрываться и в середине дня как реакция на некомфортные условия: высокую температуру, сухость воздуха, сверхбольшую концентрацию CO_2 . Испарение и транспирация вместе называются *эвапотранспирация*, или суммарное испарение, иногда они вместе обозначаются термином «испарение».

При испарении с поверхности водоемов запас воды, доступной для испарения, неограничен. При испарении с поверхности суши такие ограничения существуют всегда: испарение лимитируется влажностью почвы. Если иметь в виду только подвижную часть воды, содержащуюся в почвенных порах и доступную для капиллярного подъема, транспирации, фильтрации, то ее количество зависит от гранулометрического, минералогического и химического состава почвы, ее плотности и пористости. В максимальных условиях насыщения заполнены почти все поры. Так происходит, например, после схода снежного покрова в умеренной зоне. В это время в метровом слое почвогрунтов содержится 100...150 мм воды. Поскольку 1 мм слоя воды, налитой на площадку в 1 м^2 , весит 1 кг, то получается, что в 1 м^3 почвы в условиях насыщения содержится 100...150 кг воды.

Испарение в атмосферу происходит только в том случае, если воздух, примыкающий к поверхности, не насыщен. В противном случае

водяной пар просто «не вмещается» в воздух. Обратим внимание, что сложный молекулярно-кинетический процесс испарения не рассматривается. Дело в том, что речь идет не о «испарении» как физическом явлении, а о «испарении в атмосферу» — геофизическом процессе. При этом на передний план выносятся ситуации, когда уже сработали сложные процессы, заставляющие молекулы покидать водную среду или полость устьиц. Эти молекулы переместились в среду, где развита турбулентность (см. подразд. 5.1), т.е. сформировался вертикальный поток, создаваемый не движением молекул, а движением сплошной среды, переносимой водяной пар. Вертикальный перенос будет зависеть от различия величин удельных влажностей δq на расстоянии δz , т.е. от величины градиента, который запишем в дифференциальной форме как $\delta q / \delta z$ (размерность — $[1/\text{м}]$). Движение, осуществляющее обмен между слоями, будем характеризовать коэффициентом турбулентности (k , $\text{м}^2/\text{с}$). Теперь, если по правилам теории размерностей перемножить эти величины, а также умножить на плотность воздуха, то получится величина с размерностью $[\text{кг}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})]$, характеризующая плотность потока водяного пара в вертикальном направлении, т.е. какая масса, кг, водяного пара переносится через горизонтальную единичную площадку 1 м^2 за единицу времени 1 с. У поверхности это и будет скорость испарения E . Следовательно,

$$E = -\rho k \frac{dq}{dz}. \quad (3.1)$$

Знак «минус» появляется исходя из следующих соображений. По определению поток любой субстанции считается положительным, если направлен вдоль соответствующей оси координат. Поскольку с ростом высоты удельная влажность (при испарении) убывает, то, следовательно, производная $dq/dz < 0$, и чтобы при этом получилось $E > 0$, необходим знак «минус».

Размерность скорости испарения можно записать по-другому: $[E] = [\text{мм}/\text{с}]$ (учитывая, что слой воды весом в 1 кг, равномерно налитый на 1 м^2 , имеет толщину в 1 мм). В таких же единицах (миллиметр слоя в единицу времени) измеряются и атмосферные осадки, так что эти величины можно удобно сравнивать между собой, оценивая, например баланс влаги какой-либо территории.

Испарение происходит только при затратах энергии. В свою очередь водяной пар, если перейдет в воду, обеспечит высвобождение этой, скрытой до какого-то времени, энергии. Оценить величину плотности потока скрытой энергии можно очень просто: поток E умножается на удельную величину скрытого тепла конденсации L , которая показывает, сколько тепла выделяется при конденсации 1 кг водяного пара: LE , где $L = 2,5 \times 10^6 \text{ Дж}/\text{кг}$, и это значение в диапазоне атмосферных изменений температуры может быть принято константой.

Рассмотрим географическое распределение потока скрытого тепла (цв. вкл. рис. 6), представляющего собой, фактически, скорость

испарения с точностью до постоянного множителя L . Прежде всего отметим, что практически на всем земном шаре поток водяного пара направлен от поверхности в атмосферу, т. е. происходит именно испарение. Исключения составляют области, покрытые льдами, — здесь существует очень слабый поток водяного пара из атмосферы к поверхности — *сублимация*. Другая, вполне ожидаемая закономерность заключается в том, что испарение больше над океанами, чем над материками. Этому способствует как неисчерпаемость воды, так и то, что скорость ветра и, следовательно, коэффициент турбулентности больше над водой. Испарение над океанами велико в тропиках и убывает по направлению к высоким широтам, причем значения между внутритропическими и полярными районами различаются больше, чем на порядок. Главная причина этих отличий заключается в величине притока солнечной энергии, обеспечивающей затраты тепла на испарение, и в температуре воздуха: теплый воздух способен «вместить» гораздо больше водяного пара, чем холодный. Низкие температуры фактически лимитируют количество испаряющейся влаги, поскольку достаточно небольшого поступления пара в воздух, чтобы его относительная влажность приблизилась к 100 % и дальнейшее испарение стало невозможным.

Поток водяного пара вниз, к поверхности земли, приводит к выделению росы или образованию инея (при отрицательной температуре). В случае высокой влажности в сочетании с сильными морозами происходит сублимация водяного пара и замерзание переохлажденных капель на проводах, ветках деревьев и др. Так возникает изморозь. Эти явления, несмотря на широкую распространенность, не являются эффективным средством удаления водяного пара из атмосферы. Главную роль играют процессы конденсации в атмосфере и формирование осадков, за счет которых влага возвращается к поверхности земли.

Отметим еще одно важное явление — *гололед*, когда слой льда образуется за счет замерзания переохлажденных капель. Это явление обычно сопровождается моросью или туманом при отрицательных температурах поверхности земли. Аналогичное в целом явление в авиации называется *обледенением самолетов*. Оно происходит в переохлажденных облаках (слоисто-дождевых) или под облаками в зоне переохлажденного дождя. Обледенение самолетов изменяет аэродинамические качества воздушных судов и может явиться причиной аварии.

Относительная влажность воздуха f в ясные солнечные дни имеет суточный ход, полностью обратный суточному циклу изменений температуры: ее максимальные значения наблюдаются ночью, а минимальные соответствуют максимуму температуры. Причина заключается в том, что изменения парциального давления пара малы и динамикой f управляет зависящее от температуры значение давления насыщенного пара. Даже в дни с осадками ход f , обратный ходу температуры, все равно прослеживается.

Комплексной характеристикой влагосодержания воздуха служит влагосодержание вертикального столба атмосферы (см. формулу (1.12)). В столбе экваториальной атмосферы (в ВЗК) содержится приблизительно 50 кг/м^2 водяного пара, в тропической атмосфере примерно 30 кг/м^2 , в атмосфере умеренной зоны около 20 кг/м^2 , в полярных широтах $5 \dots 10 \text{ кг/м}^2$.

3.3. Облака

Внешний вид облаков очень разнообразен. Для систематизации, описания и распознавания облаков Всемирной метеорологической организацией принята классификация, согласно которой все облака делятся на 10 основных форм, наблюдающихся в определенном интервале высот. По этому признаку в тропосфере выделяют три яруса: нижний, средний и верхний.

Облака *нижнего яруса* располагаются на высотах до 2 км. Это слоистые (Stratus, St) и слоисто-кучевые (Stratocumulus, Sc) облака.

Средний ярус расположен в полярных широтах на высотах $2 \dots 4$ км, в умеренных и тропических широтах — $2 \dots 8$ км. К облакам этого яруса относятся высококучевые (Altostratus, As), высокослоистые (Altostratus, As) и слоисто-дождевые (Nimbostratus, Ns) облака.

Верхний ярус расположен в полярных широтах на высотах $3 \dots 8$ км, в умеренных — $5 \dots 13$ км, а в тропических — $6 \dots 18$ км. К облакам этого яруса относятся перистые (Cirrus, Ci), перисто-кучевые (Cirrostratus, Cs) и перисто-слоистые (Cirrostratus, Cs) облака.

Кучевые (Cumulus, Cu) и кучево-дождевые (Cumulonimbus, Cb) облака относятся к облакам вертикального развития. Их основания обычно находятся в нижнем ярусе, а вершины, в случае мощного вертикального развития, могут достигать верхнего яруса. В результате их растекания на разных уровнях могут образовываться слоистые облака соответствующих форм.

Каждая форма (кроме Ns) имеет вид и разновидность, которые дополнительно характеризуют степень вертикального развития, регулярную или хаотическую структуру поля облаков, степень просвечивания солнца. Количество облаков измеряется баллами покрытия неба от 1 до 10 (или долями единицы). Выделяется балл общей облачности, представляющий собой степень покрытости небосвода всеми облаками, и балл нижней облачности, характеризующий облака нижнего яруса.

Если не рассматривать сложные детали микрофизики образования капель и кристаллов, то образование облаков связано главным образом с процессом адиабатического охлаждения поднимающегося воздуха в различных системах циркуляции: от конвективных явлений, орографических движений и мезомасштабных вихрей до систем восходящих движений в тропических возмущениях и на фрон-

тах внетропических циклонов. Это разделение во многом условно, поскольку конвективные и мезомасштабные явления сами нередко происходят на фронтах.

Основной причиной формирования кучевообразных облаков являются восходящие движения при *конвекции* — подъеме отдельных масс воздуха в относительно спокойной окружающей атмосфере. Форма и размеры облаков зависят от интенсивности влажно-адиабатического процесса. В ряду генетически связанных кучевых облаков наиболее мощными являются кучево-дождевые облака. Верхняя часть такого облака, где находятся ледяные кристаллы, нередко принимает характерную форму наковальни, возникающую в том случае, когда облачная масса в своем подъеме достигла предельной высоты (запирающего конвекцию слоя) и растекается под ним. Эти облака дают осадки ливневого характера. Чем мощнее облако, тем интенсивнее садки, вероятнее образование града, грозовых явлений, шквалистых усилений ветра и, наконец, развития смерчей.

Другой механизм активизации восходящих течений — это движение воздуха в гребнях волн, движущихся на горизонтальной границе раздела двух воздушных масс, разделенных устойчивой границей — инверсионным слоем (холодный воздух располагается ниже слоя теплого воздуха). В гребнях волн воздух поднимается и адиабатически охлаждается, что приводит к развитию влажно-адиабатического процесса. Однако, как правило, интенсивного конвективного развития не наблюдается, так как инверсия эффективно «запирает» конвекцию. Поэтому формируются слаборазвитые по вертикали облака. В ложбинах волн воздух опускается, расширяется и адиабатически нагревается, удаляясь от состояния насыщения. В результате структура облачности имеет вид чередующихся полос или ячеек. Так, в нижнем ярусе выглядят слоисто-кучевые облака, в среднем — высококучевые, а в верхнем — перисто-кучевые. Подобный процесс происходит и на фронтах (которые также представляют собой, фактически, квазигоризонтально простирающиеся инверсии). Однако здесь его сложно наблюдать, поскольку главную роль играют другие облачные системы.

Кроме свободных волн, в атмосфере могут возникать вынужденные волновые движения, амплитуда и длина которых зависят от размера препятствий, например при обтекании горных хребтов. В гребнях таких волн, которые прослеживаются над препятствием и ниже по течению, могут образовываться слоисто-кучевые чечевицеобразные облака, высококучевые и перисто-кучевые облака.

В нижнем слое тропосферы нередко возникают условия, препятствующие развитию конвекции. В этом случае перенос водяного пара вверх осуществляют мелкомасштабные турбулентные движения. Они могут доставить пар только в нижние несколько сотен метров, однако если здесь располагается задерживающий слой, то под ним пар будет накапливаться. Охлаждение слоя и конденсация могут начаться при слабых вертикальных движениях или из-за ночного

охлаждения. Если ветер слабый, то при таком процессе образуются слоистообразные облака, а если процесс происходит вблизи поверхности — туман. В ветреную погоду таким образом могут образовываться слоисто-кучевые облака.

В области *атмосферного фронта* масса теплого воздуха при горизонтальном движении натекает на массу холодного воздуха. При этом развиваются вертикальные движения. Они могут носить конвективный характер, если атмосфера стратифицирована неустойчиво. Тогда образуются конвективные облака. В ином случае подъем носит вынужденный характер, тогда возникает фронтальная система слоистообразных облаков восходящего развития, включающая в себя слоисто-дождевые, высокослоистые и перисто-слоистые облака (Ns — As — Cs). Наиболее протяженные облачные системы развиваются на теплом фронте, который диагностируется так по принципу активного продвижения теплого воздуха, натекающего на холодный. Если происходит адвекция холода, то в месте контакта с теплой воздушной массой образуется холодный фронт.

Сами фронты, как комплексное метеорологическое явление, будут рассмотрены далее (см. подразд. 5.2). На рис. 3.2 даны разрезы фронтальной облачности. Облачная система теплого фронта располагается перед приземной линией фронта, отмечающей на земной поверхности смену холодной воздушной массы на теплую массу воздуха. В реальности, конечно, это не линия, а зона шириной порядка 50 км. Однако, сопоставив эту цифру с протяженностью фронтальной облачной системы, достигающей нескольких сотен километров, можно принять допустимой терминологию скачкообразности перехода, отраженную понятием «фронт». Это имеет, в частности, чисто практическое значение: на синоптических картах фронт изображается линией, часто вытягиваемой на тысячи км.

Система облаков протяженная и квазигоризонтальная. Действительно, вертикальная ось на рис. 3.2, а заканчивается на 10 км (средняя высота тропосферы), а горизонтальная ось простирается почти на 1 000 км, поэтому угол наклона фронта к земной поверхности очень мал ($\sim 5^\circ$). Наибольшего развития облачность достигает вблизи центра циклона, а по мере удаления от центра восходящие движения ослабевают и осадки постепенно прекращаются. При приближении теплого фронта наблюдатель сперва отмечает (см. рис. 3.2, а) появление облаков верхнего яруса, причем типичны перистые когтевидные облака. Затем облачность уплотняется, появляются Cs (нередко сопровождаемые явлением гало), затем As. На расстоянии 300...400 км перед фронтом уже появляются Ns и начинается выпадение осадков. Отметим, что основная масса облачности и все осадки формируются в теплом воздухе. В зоне выпадения осадков наблюдаются слоистые разорванные и кучевые разорванные облака.

Изложенная последовательность событий представляет собой классическую «модель» явления. Она была в главных чертах создана

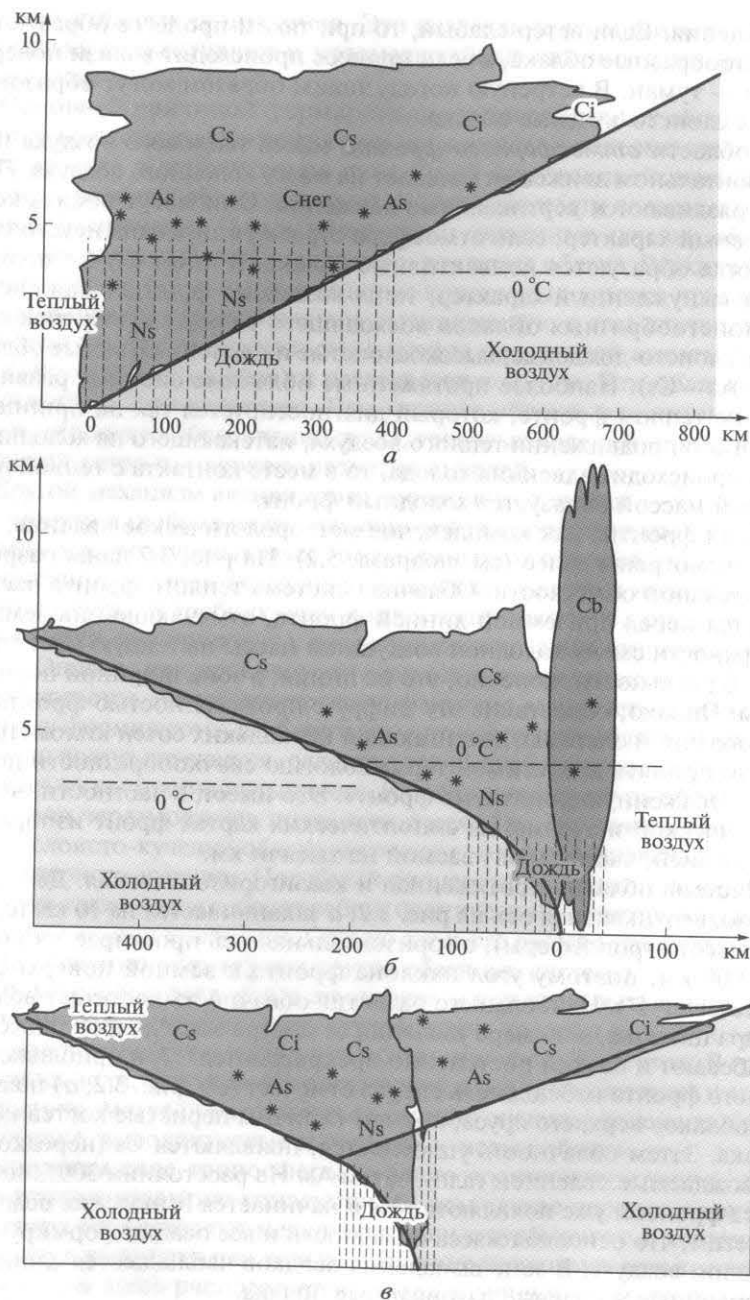


Рис. 3.2. Схема облачности теплового фронта (а), холодного фронта (б) и фронта окклюзии (в)

в 30-х гг. XX в., когда еще не было радиозондирования, радиолокации, спутниковых данных и результатов математического моделирования. Новые данные показывают, что эта схема реализуется не всегда. Так, перистые и перисто-слоистые облака могут отрываться от материнской структуры и переноситься отдельным слоем на огромные расстояния. Другим событием, отличающимся от типичной схемы, является ситуация, когда на теплом фронте вместе с слоистыми облаками образуются кучевые и кучево-дождевые облака и могут возникать грозные явления. Так чаще происходит летом, когда теплая воздушная масса обладает большим влагосодержанием и ее стратификация близка к неустойчивой, что обеспечивает развитие влажноадиабатического процесса. Наконец, известны события, когда фронт представляет собой две параллельно перемещающиеся зоны и др. Несмотря на эти отличия от классической схемы от нее не отказываются, поскольку она отражает важные черты реально наблюдающегося явления. Кроме того, нового обобщения пока не существует.

Холодный фронт — это ситуация активного наступления холодного воздуха на теплый воздух. Холодный воздух более плотный, поэтому он движется вдоль земной поверхности, а теплый воздух вновь перекрывает его сверху. Перед валом холодного воздуха восходящие движения в теплой воздушной массе интенсивны, и здесь могут возникать мощные кучевые облака и кучево-дождевые облака (рис. 3.2, б), выстроенные перед линией фронта. Они обычно более мощные, чем те, которые развиваются в внутримассовых условиях, поэтому нередко сопровождаются шквалистым ветром, грозными и градовыми явлениями. За полосой Сб начинаются слоистообразные облака, структура которых зеркальна облачности теплового фронта. Здесь характер осадков сменяется с ливневого на обложной. Как правило, это более «спокойный» дождь (не такой интенсивный и не сопровождающийся сильными порывами ветра). По этому признаку изменения характера осадков наблюдатель может понять степень продвижения фронтальной облачной системы. В зоне выпадения осадков наблюдаются слоистые разорванные и кучевые разорванные облака. Горизонтальная протяженность облачной системы холодного фронта меньше, чем у теплового фронта.

Рассмотренная система облачности типична для так называемых холодных фронтов 1-го рода. Облачная система холодных фронтов 2-го рода состоит, фактически, только из вала кучево-дождевых облаков, расположенного перед линией фронта. Его ширина составляет несколько десятков километров, в то время как протянуться он может на сотни километров. Холодные фронты 2-го рода чаще образуются в теплое время года. Они нередко сопровождаются грозами и шквалами, а после прохождения фронта дождь прекращается.

В процессе эволюции теплые и холодные фронты обычно объединяются. При этом теплый воздух выжимается вверх, а внизу все

пространство занимают сливающиеся холодные воздушные массы, между которыми также может сформироваться фронтальный раздел. Так образуется фронт окклюзии, схема облачности которого показана на рис. 3.2, в. Здесь вновь преобладающим является тип слоистой облачности, но в них могут быть «вмонтированы» кучево-дождевые облака.

Атмосферные фронты всегда связаны с внетропическими циклонами и эволюционируют вместе с ними (см. подразд. 5.2). При этом структура облачности не всегда отличается строго определенной четкостью, хотя можно говорить о том, что облачность обычно преобладает в центральной части вихря и вытянута вдоль атмосферных фронтов.

В тропических циклонах и ураганах структурного «порядка» несколько больше (рис. 3.3). В центре располагается глаз циклона (в диаметре это 30...60 км), где преобладающее нисходящее движение создает условия отсутствия облачности. Глаз окружен мощной стеной облаков: здесь скорости подъема воздуха самые большие на всей территории урагана, а облака достигают наивысшей высоты. Далее облака организованы в концентрические полосы, сходящиеся к центру и сливающиеся со стеной (полосы дождя и гроз). Внутри них происходит подъем воздуха, между ними — опускание. Сверху тропический циклон перекрыт мощным щитом перистых облаков, возникающих в результате растекания влажного воздуха, выброшенного конвективными движениями в верхнюю часть тропосферы.

Рассмотрим особенности глобального поля облачности. Для Земли в целом балл облаков немного превышает 5 баллов, над всей сушей он 4, а над океанами — почти 7 баллов. В распределении облачности имеются устойчивые области максимумов и минимумов, мало подверженные годовым изменениям. Стабильно много облаков над Индонезией и бассейнами рек Амазонки и Конго. Постоянно вблизи экватора протягивается через центральную и восточную часть Тихого

океана полоса (шириной порядка 100 км) облачности ВЗК. Малооблачно над тропическими пустынями и полупустынями (Сахара, Намиб, Аравийский полуостров), а также над обширными океанскими территориями, находящимися под влиянием субтропических антициклонов. В некоторых регионах условия облачности резко контрастируют по сезонам. Это зоны муссонов (как тропических, так и внетропических). Например, на большей части полуострова Индостан с июня по октябрь типична облачность 5...10 баллов, а примерно с января по май облачность незначительна. На Дальнем Востоке России и Корейском полуострове облачные условия летних месяцев сменяются малооблачной зимой.

Отметим, что глобальное поле облачности определяется по данным различных спутниковых систем, однако существуют расхождения между различными базами данных. В пределах такой точности оказывается, что средние по времени значения облаков (средние оценки баллов) остаются стабильными несмотря на диагностируемые изменения климата (см. подразд. 10.4).

Кроме информации об облачности важную роль играют климатические обобщения информации о некоторых явлениях, происходящих совместно с динамикой облачного покрова. Поле осадков и их климатическое распределение будет рассмотрено далее (см. подразд. 3.4). Кратко остановимся на грозовой деятельности. Как уже отмечалось, воздух представляет собой нейтральную среду. Это приводит к тому, что заряды могут накапливаться и при критических напряжениях электрического поля разность потенциалов выравнивается посредством искровых разрядов — молний. Сопровождающие их звуки — это гром.

Электрическая деятельность связана с развитием кучево-дождевых облаков, когда возникают электрические разряды в облаках или между облаками и поверхностью земли. Естественно ожидать их наибольшую повторяемость там, где на протяжении всего года преобладают кучево-дождевые облака. Используя для характеристики грозовой деятельности показатель «количество дней с грозой», получено, что наиболее часты грозы — в долине р. Конго (100 и более дней с грозой в год). Над океанами количество гроз несколько меньше. Практически отсутствуют грозы в высоких широтах, поскольку мощные кучево-дождевые облака наблюдаются здесь крайне редко.

3.4. Осадки, снежный покров и глобальный водный баланс

Количество осадков измеряют в миллиметрах слоя выпавшей воды (что эквивалентно количеству килограммов воды, поступающих на площадь 1 м²). Твердые осадки (снег) также выражают в единицах водного эквивалента, т.е. толщиной слоя воды, который они образо-

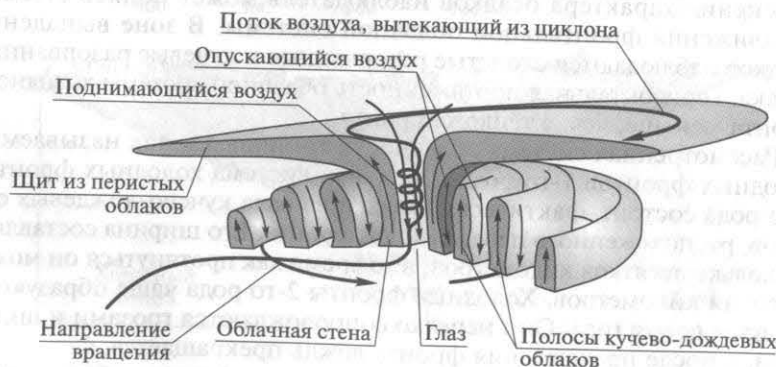


Рис. 3.3. Схема тропического урагана (облака и линии тока)

вали бы при таянии. Для характеристики осадков применяют понятие интенсивности или используют различные суммы: за 6 ч, за сутки, за месяц, за сезон и за год. При климатической характеристике территории используют такие показатели, как среднее число дней с осадками определенной интенсивности, суммы осадков за теплый период года, число дней с осадками за теплый период года и др.

Рассмотрим географическое распределение осадков в различные сезоны (цв. вкл. рис. 7). Отметим, что в условиях недостаточной густоты сети метеорологических станций существуют разные подходы к восстановлению осадков (с использованием спутниковой информации, результатов моделирования), поэтому в различных архивах некоторые региональные детали представлены по-разному.

Большие значения осадков внутри тропиков генетически связаны с облачностью ВЗК. В западной части Тихого океана, в Южном полушарии, ВЗК раздваивается: одна ветвь простирается в зональном направлении, другая ветвь направлена с северо-запада на юго-восток. В западных частях океанов летом (соответствующего полушария) также наблюдаются области экстремумов осадков, протягивающиеся, захватывая побережья, из тропиков в умеренную зону. Это отражение муссонной деятельности, в том числе проявляющееся за счет перемещающихся в средние широты тропических депрессий, штормов и ураганов (тайфунов), создающих осадки на пути своего следования вдоль восточных побережий материков.

В регионах тропиков и субтропиков, не связанных с ВЗК и деятельностью штормов, количество осадков экстремально мало. Именно так обстоит дело в тропических пустынях и «морских пустынях» (областях пассатной циркуляции господства субтропических антициклонов).

В умеренной зоне осадки максимальны в области полярных фронтов (Северного и Южного полушарий), вдоль которых перемещаются серии циклонов. Наиболее интенсивны они в зимний период и над океанами.

Увлажнение материков создается осадками, водяной пар для образования которых транспортируется с океанов. Осадки внутреннего влагооборота (испарившиеся в некотором регионе и опять выпавшие здесь же) играют меньшую роль. Для умеренной зоны Евразии преобладающую роль играет Атлантический океан; роль Тихого океана состоит в увлажнении восточного побережья Азии в период летнего муссона, сравнительно неглубоко проникающего внутрь материка. В Северную Америку влагу приносят как тихоокеанские, так и атлантические циклоны.

Осадки в целом уменьшаются при продвижении в глубь материков. Эта общая закономерность нарушается региональными особенностями, способствующими как усилению осадков, так и их резкому ослаблению. Усиление осадков происходит при активизации фронтов на наветренных склонах гор (например, западный Урал, плато Путо-

рана), из-за интенсификации ветвей полярного фронта зимой вблизи Каспийского моря, и др. Ослабление происходит за счет блокирования горными системами воздушных потоков. Это хорошо прослеживается, например, на подветренном восточном Урале, на равнинах Аргентины, блокированных Андами от переноса водяного пара с Тихого океана, в отдельных горных системах Восточной Сибири, в пустыне Гоби, закрытой внутри Тибетского плато от влагонесущих потоков с юга.

Осадки закономерно уменьшаются с широтой. Главная причина заключается в том, что при низких температурах насыщающее значение парциального давления водяного пара становится мало, так что уменьшается и количество водяного пара, потенциально способного скоонденсироваться и превратиться в осадки. В глубине материка Антарктиды осадки измеряются всего несколькими десятками миллиметров в год.

Осадки, выпавшие при отрицательных температурах, остаются на поверхности в виде снежного покрова. Испарение с поверхности снега невелико, поэтому снег способен накапливаться в течение холодного сезона, если этот процесс не прервет оттепель. В высокоширотных районах и на высоких горах снежный покров сохраняется круглый год.

На распределение снежного покрова внутри горной страны сильное влияние оказывают местные факторы: ориентация и наклон склонов, их изолированность и др. С высотой продолжительность залегания снежного покрова увеличивается. Для характеристики этого явления используется понятие **снеговой линии** — границы в горах, выше которой сохраняется (в среднем за год) снежный покров. Снеговая линия определяется термическим режимом, количеством осадков и физико-географическими особенностями горной страны. В полярных странах она расположена низко: например, на севере земли Франца-Иосифа ее высота 50 ... 100 м, в тропиках высота снеговой линии увеличивается до 4 500 ... 6 000 м. Для снеговой линии характерно повышение при росте континентальности климата. Так, продвигаясь на восток от Альп до Кавказа и дальше, до Памира и Каракорума, значения высот последовательно составляют 2 500 ... 3 200, 2 700 ... 3 900, 4 500 ... 5 000 и 5 600 ... 5 900 м. В пределах одной горной страны существуют свои региональные закономерности. Так, на Кавказе снеговая линия быстро поднимается с запада (от Черного моря) на восток. В затененных местах (цирках на др.) снег может располагаться существенно ниже средней снеговой линии. На наветренных склонах высота снеговой линии ниже, чем на подветренных.

Граница снежного покрова не совпадает с границей возможных снегопадов. Например, один раз за несколько лет снегопад отмечается даже в Северной Африке, но снежный покров там не образуется никогда.

В таянии снежного покрова главная роль принадлежит приходу теплых воздушных масс и радиационному прогреву. Таяние особен-

но усиливается, когда образуются бесснежные участки, на которых температура в солнечные дни может достигать положительных значений и откуда тепло переносится на соседние территории, ускоряя процесс таяния.

На рис. 3.4 представлен вычисленный по данным наблюдений за влажностью воздуха и скоростью ветра средний межширотный перенос водяного пара в атмосфере (на единицу круга широты). Видно, что во внетропических широтах во все сезоны года наблюдается вынос пара из низких широт в высокие. Максимум переноса приходится на 40—50° широты и связан с циклонической деятельностью на полярном фронте. В тропиках существенно выражен сезонный характер переноса: летом Северного полушария водяной пар выносится из Южного полушария в Северное, а в декабре—феврале — наоборот, из Северного полушария в Южное. Это интегральный результат сезонности муссонной циркуляции (см. подразд. 5.4).

Сопоставим географическое распределение осадков и испарения. Так, в тропиках, над обширными частями океанов $E - P > 0$. Здесь воздушные массы пассатов, проходя огромные расстояния над океаном, накапливают влагу благодаря испарению. В ВЗК $E - P < 0$ и здесь же содержание водяного пара в столбе атмосферы максимально на земном шаре. Такое соотношение осадков, испарения и влагосодержания в ВЗК возможно только за счет переноса сюда водяного пара, собранного с акватории океана атмосферными пассатными течениями.

Избыток влаги идет на формирование *речного стока* — наиболее полноводны те реки, бассейны (или, по крайней мере, истоки) которых находятся там, где $E - P < 0$. Характерными примерами являются Амазонка, Конго, Ганг и Брахмапутра и др.

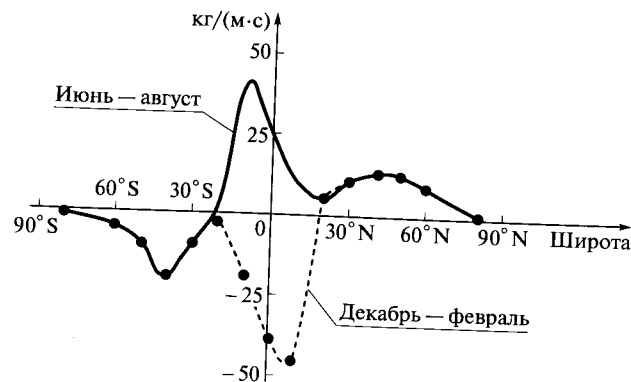


Рис. 3.4. Зонально осредненные и средние для сезонов значения потоков водяного пара в атмосфере (положительные значения соответствуют переносу на север)

Для океана атмосферный баланс влаги «испарение минус осадки» представляет собой баланс «пресной воды». Он определяет в главных чертах пространственную неоднородность *солености вод*.

На земном шаре поддерживается статистический баланс между количеством осадков, выпадающих на всей планете и глобальным испарением. Если для удобства отнести эти средние цифры к суточным значениям, то и та, и другая величины оцениваются, по имеющимся данным, как 2...3 мм/сут. Для генерализации информации можно указать следующие средние цифры. Отдельно на сушу (занимающую ~30 % земного шара) выпадает 750 мм за год, а испаряется 480 мм. Разница представляет собой 270 мм речного стока. На поверхность океана выпадает 1070 мм, испаряется 1180 мм. 270 мм речного стока с суши распределяется по поверхности океана как 110 мм (учитывая различия доли суши/океана). Такое же количество влаги будет перенесено с океана на континенты.

Употребление термина «статистический баланс» подразумевает, что точного равенства между P и E нет, о чем свидетельствуют колебания уровня Мирового океана — прекрасного индикатора нестациональности баланса. Кроме того, следует иметь в виду, что в бюджет влаги могут происходить некоторые дополнительные вливания или, наоборот, вода может изыматься из круговорота на длительное время. Например, в современную эпоху часть воды законсервирована в ледниковых щитах Антарктиды и Гренландии, а также в меньших количествах в горных ледниках и многолетнемерзлых грунтах. В холодные эпохи плейстоцена (см. подразд. 8.2), когда формировались другие, дополнительные к ныне существующим, ледниковые щиты, уровень океана опускался по сравнению с современным на ~100 м.

Существует важный вопрос о том, стабильно ли вообще количество воды в системе «океан — атмосфера — криосфера», нет ли источников или стоков, удаляющих воду из оборота или, наоборот, приносящих ее извне. Существуют оценки, согласно которым вода выделяется из мантии со скоростью, которая для всей Земли оценивается (очень приблизительно) 2×10^{-4} мм/г. В то же время часть воды регулярно теряется планетой. Это происходит из-за того, что водяной пар в верхних слоях тропосферы и стратосферы подвергается фотодиссоциации за счет действия ультрафиолетовой радиации. При этом часть атомов не воссоединяется при рекомбинации, и те некоторые из атомов водорода, движущиеся со скоростями, превышающими первую космическую скорость, безвозвратно покидают планету. У кислорода этого не происходит, так как он тяжелее и доля атомов, превышающих первую космическую скорость, очень мала.

В современной климатической ситуации верхняя тропосфера и тропопауза холодны, поэтому водяной пар слабо диффундирует в стратосферу; а в тропосфере мала энергия ультрафиолетовой радиации. Тем не менее процесс потерь воды в современных условиях происходит: Земля, по некоторым оценкам, теряет ежегодно около

$\sim 2 \times 10^{-4}$ мм/г воды. Эта цифра совпала с предыдущей, причем обязательно следует подчеркнуть, что они получены совершенно независимо. Отметим, что эти величины очень малы по сравнению со скоростью испарения и выпадения осадков, поэтому эти внешние источники/стоки можно принимать во внимание только на длительных масштабах времени.

КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Укажите основные характеристики влажности и запишите формулы, их выражающие.
2. Что такое конденсация в атмосфере? Какова роль ядер конденсации в образовании облаков, механизм образования осадков?
3. Охарактеризуйте классификацию облаков и их микрофизическое строение.
4. Какова облачность атмосферных фронтов?
5. Что такое дымка, туман, мгла, смог?
6. Каковы особенности географического распределения осадков?
7. Каковы особенности географического распределения испарения?
8. Что такое глобальный водный баланс?
9. Что вы знаете о переносе водяного пара атмосферной циркуляцией?

Глава 4

ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ АТМОСФЕРЫ

4.1. Тепловой режим и энергетика атмосферы

Распределение температуры воздуха и термический режим верхних слоев суши и водных объектов определяется балансом энергии.

Поскольку атмосфера получает тепло снизу, от подстилающей поверхности, в воздухе постоянно воспроизводятся условия неустойчивости, а теплый, более легкий воздух способен всплывать вверх под действием силы Архимеда. Данный процесс — *конвекция* — есть механизм перемешивания, связывающий в единое целое атмосферные слои разных высот. Океан (море, озеро, водохранилище) в отличие от атмосферы нагревается сверху, поэтому вода у поверхности теплее и «легче», чем в нижележащих слоях. Такая система устойчива и перемешивание по вертикали возможно только там, где оно вызывается динамически (влиянием ветра) или специфическими условиями формирования плотности воды под совместным воздействием изменений температуры и солёности. По этой причине различные слои водных объектов могут существовать изолированно друг от друга, по крайней мере, в течение довольно длительного времени.

Энергообмен на границе с атмосферой определяется радиационными и нерadiационными потоками тепла и выражается величиной переносимой энергии, отнесенной к единице площади горизонтальной поверхности за единицу времени — $[\text{Дж} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}]$. Суммарным показателем радиационного обмена служит радиационный баланс (см. подразд. 2.4). Кроме того, земная поверхность получает тепло при конденсации на ней водяного пара или теряет тепло при испарении воды в атмосферу (см. подразд. 3.2). Это так называемый перенос скрытого тепла (LE). Наконец, существует перенос явного тепла между поверхностью и воздухом за счет перемещения по вертикали расположенных у поверхности масс воздуха с различной температурой.

Формула для его расчета может быть построена из соображений размерности аналогично тому, как это было сделано для случая переноса водяного пара (см. подразд. 3.2). Будем считать, что плотность потока тепла пропорциональна градиенту температуры в нижнем слое атмосферы вблизи поверхности. Кроме того, необходимо включить в рассмотрение механизм перемешивания воздуха, за счет которого и происходит перенос тепла. Будем характеризовать его коэффициентом

том турбулентности. Перемножая эти величины и умножая, из соотношений размерности, на удельную теплоемкость воздуха c_p и плотность воздуха ρ , получим выражение для плотности турбулентного потока явного тепла:

$$H = -c_p \rho k \frac{\partial T}{\partial z}. \quad (4.1)$$

Понятие «турбулентный» подчеркивает, что перенос происходит при хаотическом движении воздуха. Сравнивая формулы (4.1) и (3.1), отметим, что в них использована одна и та же величина k . Действительно, коэффициент турбулентности приблизительно одинаков независимо от того, перенос какой субстанции рассматривается: тепла $c_p T$ или водяного пара q .

На цв. вкл. рис. 8 представлено географическое распределение H . Над океанами перенос усилен в областях теплых течений. Над сушей повышенные значения приурочены к расположенным в тропиках и субтропиках регионам с небольшой увлажненностью, в которых затраты на испарение малы и большой приток солнечной радиации затрачивается на нагревание.

Ниже зоны контакта с атмосферой, внутри слоя почвы, теплообмен осуществляется молекулярной теплопроводностью, при которой перенос энергии пропорционален вертикальному градиенту температуры почвы. На некоторой глубине h температура не меняется (по крайней мере, в пределах точности измерений). Это означает, что поток тепла здесь равен нулю. Такой слой называется *деятельным слоем*. В масштабе суточных колебаний температуры летом $h_1 \approx 20 \dots 30$ см. Естественно, что если сравнивать, например, суточные и годовые колебания температуры, то условие постоянства температуры будет осуществлено на разных глубинах (h_1 и h_{365}), причем отношение $h_{365}/h_1 \sim \sqrt{365/1}$.

Рассмотрим изменение во времени теплосодержания ($c_p h T$) этого слоя, т.е. $\frac{\partial(c_p h T)}{\partial t}$. Использование оператора частной производной подчеркивает, что дифференцирование происходит по одному конкретному аргументу — времени, скобки $\langle \rangle$ означают, что берутся средние значения по толщине всего слоя, c — удельная теплоемкость грунта (с учетом содержания воды) на единицу массы, ρ — плотность грунта, $c_p \sim 2 \cdot 10^6 \text{ Дж} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{К}^{-1}$ — объемная теплоемкость.

Изменение теплосодержания происходит из-за переноса энергии через границу слоя. Выражением этого условия служит уравнение теплового баланса деятельного слоя земной поверхности:

$$\frac{\partial(c_p h T)}{\partial t} \equiv \Psi = B - H - LE. \quad (4.2)$$

Разные знаки у слагаемых в правой части объясняются традицией, согласно которой радиационный баланс считается положительным,

когда энергия поступает к поверхности. Турбулентные потоки явного и скрытого тепла считаются положительными, когда они направлены вверх. Обратим внимание на то, что баланс потоков на поверхности почвенного слоя должен компенсироваться движением тепла или из почвы (например, ночью, когда почва остывает с поверхности), или внутрь почвы (при прогреве почвы днем). Это означает, что изменение теплосодержания выражает поток тепла Ψ , идущий в почву (или из почвы).

Отметим роль растительного покрова. Он активно участвует в теплообмене за счет транспирации, формирования альбедо поверхности и ее излучательных свойств. Однако в величине теплоемкости прева-лирует вклад минерального вещества почвы и почвенная влага.

Уравнение (4.2) определяет изменение во времени средней по профилю температуры. Температура поверхности T_s отсюда не может быть получена непосредственно, но изменения T_s пропорциональны изменениям $\langle T \rangle$, поэтому можно понять, как происходит изменение T_s при изменениях компонентов теплового баланса. В свою очередь изменение температуры воздуха в приповерхностном слое пропорционально изменению температуре поверхности.

Рассмотрим суточный ход температуры воздуха на конкретном примере результатов измерений (рис. 4.1). Минимум температуры в суточном ходе наблюдается на 2...3 ч позже истинной полуночи, перед тем моментом, когда долина уже освещается выходящим из-за гор солнцем. Затем температура растет, достигая максимума через несколько часов после момента истинного полудня (наблюдающегося около 14.00 по местному времени). На рис. 4.1 видно, что

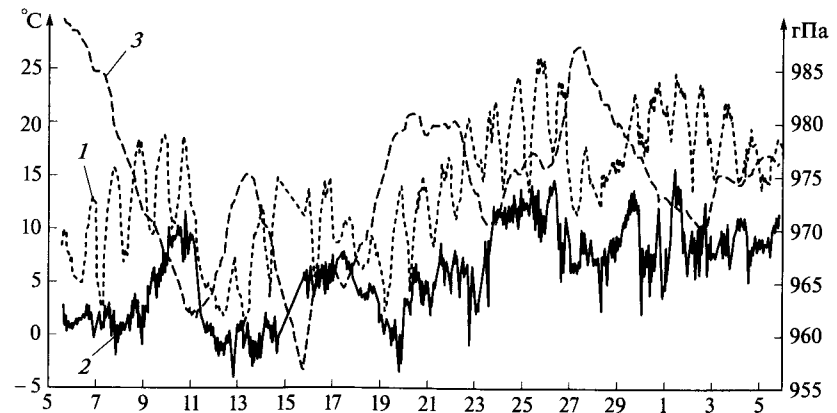


Рис. 4.1. Изменение температуры воздуха (1), температуры точки росы (2) и атмосферного давления (3) на высоте 2 м по данным измерений AMC Davis Vantage Pro 2 на Хибинской учебно-научной базе МГУ (Кольский п-в, г. Кировск) с 5 июня по 5 июля 2013 г., время местное

с 5 по 11 июня, а затем с 19 по 25 июня наблюдалось увеличение как ночных минимумов, так и дневных максимумов, связанное с тем, что в этот период происходило постепенное прогревание (трансформация) морского арктического воздуха, проникшего на сушу в начале каждого рассматриваемого периода. При переменной в течение суток облачности, адвекции тепла или холода, осадках (т.е. циклонической погоде — см. подразд. 5.2) суточный ход температуры может быть смазан или даже вообще не выражен (на графике рис. 4.1 это 11 и 28 июня).

Изложенная теория, казалось бы, может быть применена и к верхним слоям водных бассейнов. Действительно, поскольку нагрев осуществляется сверху, естественно предположить, что распределение температуры воды с глубиной представляет собой убывающую функцию, причем градиент температуры постепенно уменьшается с глубиной. Реальное распределение температуры имеет нечто общее с этим гипотетическим распределением, однако сильно отличается в деталях. В умеренной зоне и в тропиках у поверхности океана находится слой теплой воды с квазиоднородным распределением температуры с глубиной (рис. 4.2) — *верхний квазиоднородный слой* (ВКС). Ниже температура сначала быстро убывает (*слой термоклина*), а затем переходит в квазипостоянное распределение с глубиной. В полярных районах у поверхности располагается холодный и распресненный слой воды, а с глубиной значения температуры, солености и плотности сначала несколько возрастают (в слое галоклина и пикноклина), а затем профили практически не изменяются с глубиной.

Верхний квазиоднородный слой создается за счет турбулентного перемешивания, энергию для которого поставляет напряжение ветра на поверхность воды, создаваемое воздушным потоком. В некоторых случаях важную роль в формировании ВКС могут играть

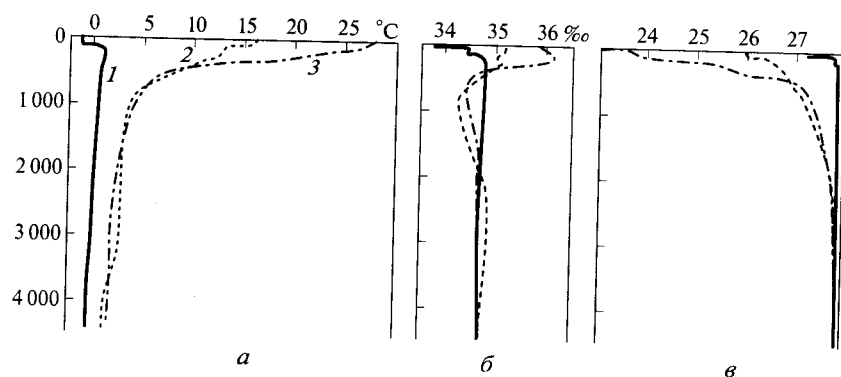


Рис. 4.2. Температура (а, °С), соленость (б, ‰) и плотность воды (в, кг/м³) как функция глубины в полярной (1), умеренной (2) и тропической (3) зонах Мирового океана

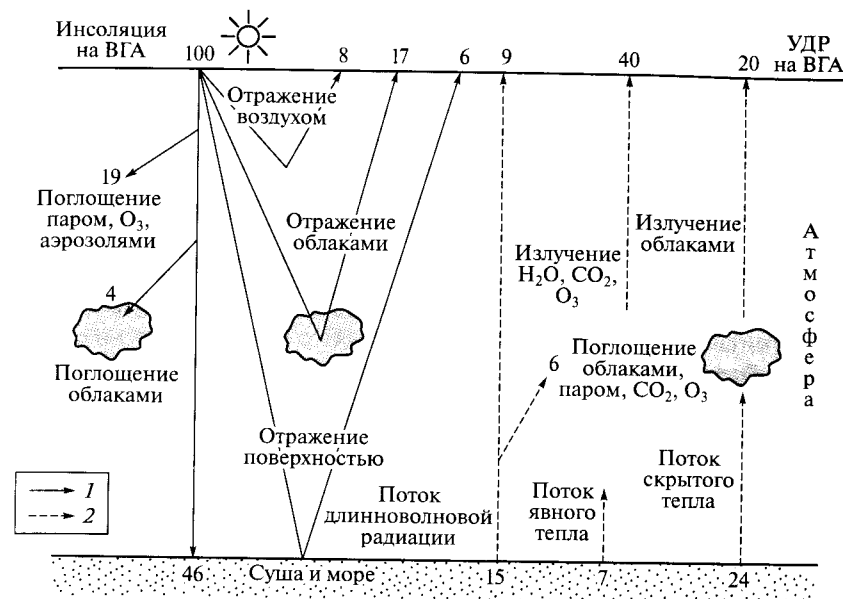


Рис. 4.3. Глобально осредненные составляющие бюджета энергии системы «атмосфера — поверхность», %:

1 — солнечная радиация; 2 — земная длинноволновая радиация

и упорядоченные движения — так называемая *циркуляция Ленгмюра* (I. Langmuir).

Рассмотрим глобально — осредненный бюджет энергии (рис. 4.3). Представленная информация характеризует бюджет энергии поверхности, атмосферы и всей системы. Из 100 единиц (%) солнечной энергии, поступающей на ВГА, воздушная среда (включая облачность) отражает 25%, 6% составляет поток, дошедший на ВГА при отражении от поверхности. Итого отражается 31% — это есть характеристика планетарного альбедо. Земной поверхности достигает 46% (потери за счет коротковолновой радиации — 6% — уже учтены). Эта энергия в стационарных условиях отсутствия нагрева или охлаждения распределяется между компонентами теплового баланса деятельного слоя следующим образом: потери за счет длинноволнового излучения составляют 15%, перенос в атмосферу явного и скрытого тепла составляет 7 и 24% соответственно. В результате до ВГА непосредственно от поверхности доходит 9% энергии (это излучение в окне прозрачности 8...12 мкм). Главный вклад в уходящую длинноволновую радиацию на ВГА (УДР) создает атмосфера (60%: оно на 40% складывается из излучения, обусловленного водяным паром, углекислым газом, озоном и другими парниковыми газами и на 20% из излучения, за которые ответственны капли и кристаллы облаков).

Таким образом, уходящее излучение на ВГА составляет 69 %, что вместе с отраженной радиацией дает 100 %.

Баланс тепла атмосферы устроен следующим образом. Его расходная часть — это формируемые в атмосфере 60 % из 69 % уходящей длинноволновой радиации. Приходная часть баланса складывается из поглощения солнечной радиации водяным паром, озоном, аэрозолями (19 %) и облаками (всего 4 %, отметим, что облака очень сильно рассеивают и отражают солнечную радиацию, но почти не поглощают ее); поглощения в атмосфере длинноволновой идущей от поверхности радиации (6 %) и нерадационных притоков тепла (31 %).

4.2. Географическое распределение температуры и воздушные массы

Географическое распределение температуры по земному шару: на материках (цв. вкл. рис. 9, 10) и поверхности Мирового океана (цв. вкл. рис. 11) определяется, прежде всего, пространственно-временным распределением солнечной энергии и теплофизическими свойствами деятельного слоя. Несмотря на то что солнечные лучи освещают только часть планеты, можно считать, что в среднем нагревается вся широтная полоса, а не только солярная (подсолнечная) область. Поступление солнечного тепла определяет широтный характер распределения температуры, проявляющийся как основная климатическая закономерность — **климатическая зональность**.

Изотермы не следуют строго широтным кругам. Особенно сильно отклонение от зонального распределения в Северном полушарии, создаваемое вариациями суши и моря.

Кроме того, на распределение температуры влияют горные системы, области теплых и холодных океанических течений, ледниковые щиты Антарктиды и Гренландии.

Роль циркуляции атмосферы и океана в формировании географических особенностей поля температуры проявляется в целом ряде аспектов. Прежде всего движение воздуха и вод обеспечивает перенос энергии из низких широт в высокие, обеспечивая сглаживание термических различий между широтными зонами. Другая особенность связана с преобладанием западного переноса в динамике воздушных масс (см. подразд. 5.1), что приводит к тому, что западные части континентов стабильно находятся под воздействием морских воздушных масс и их климат имеет *морской* характер. Этот вывод делается, разумеется, с оговоркой на влияние рельефа: так, Европа открыта вторжениям воздушных масс, но в Северной Америке перенос блокируют Скалистые горы, а в Южной Америке — Анды. С удалением от побережья в глубь материка воздействие океана ослабевает, усиливается *континентальность* климата. В холодное время года это проявляется как усиление морозов при удалении во внутренние

районы материков и наглядно отражено незональной ориентацией изотерм, особенно заметной на азиатском и североамериканском материках. Географическое распределение холодных аномалий неравномерно в горных странах. Так, очаги (полюса) холода Восточной Сибири, выделяемые, в частности, количественно по признаку наблюдений температуры воздуха ниже -70°C (Верхоянск, Оймякон и Оленек, главный спор о приоритете идет между первыми двумя пунктами), создаются во многом за счет изолированности горными цепями от океанов, а также за счет застаивания и выхолаживания воздуха в межгорных котловинах. Вторым полюсом холода Северного полушария является Гренландия. Однако самый холодный район мира это высокое плато Восточной Антарктиды, где средние годовые температуры составляют около -55°C , а зимой температуры достигали -90°C .

Ярким примером влияния циркуляции океана на температуру является асимметрия температурного поля, проявляющаяся в каждом океане и в каждом полушарии (см. цв. вкл. рис. 11). В западной части океанов изотермы вытянуты к полюсам — здесь проходят теплые течения (Гольфстрим, Куроисио и др.). На тех же широтах в восточных частях океанов существенно холоднее — это районы апвеллинга. Кроме того, здесь наблюдается адвекция холодных вод такими течениями, как Перуанское, Бенгельское, Канарское и др.

Летом конфигурация изотерм в умеренных широтах материков иная — поверхность океанов несколько холоднее суши, и теперь западный перенос приводит к тому, что морские климаты отличаются более низкими температурами по сравнению с внутриконтинентальными областями. Во внетропических широтах изотермы менее отклоняются от широтных кругов, особенно это наглядно в Южном полушарии, в условиях однородной подстилающей поверхности.

Самые теплые места на Земле располагаются в Северной Африке, Аравийском полуострове, пустыне Тар в Западной части Индостана (где среднегодовые температуры достигают $\sim 30^{\circ}\text{C}$).

Амплитуда сезонного хода температуры в целом увеличивается с широтой. Более точно утверждение, что сезонный ход наилучшим образом выражен в областях с ярко выраженной континентальностью. В экваториальных широтах амплитуда годового хода мала, в некоторых регионах различия между средними температурами различных месяцев не превышает нескольких десятых долей градусов.

Поскольку температура воздуха зависит от температуры поверхности, то можно говорить, что они подстраиваются друг к другу. С точки зрения изменений свойств воздуха этот процесс называется *трансформацией*. Он эффективно протекает в том случае, если масса воздуха застаивается (на определенное время, достаточное для осуществления трансформации) над однородным протяженным (на тысячи километров) районом Земли. При этом образуются горизонтально квазиоднородные так называемые *воздушные массы*.

Их свойства (температура, влагосодержание, прозрачность) имеют отпечаток очага формирования. Перемещаясь при изменении циркуляции в другие районы, воздушные массы, сохраняя некоторое время свою индивидуальность, обеспечивают в этих районах адвективные изменения свойств атмосферы. Затем происходит новая трансформация воздуха, превращение его в другую воздушную массу и т.д.

Воздушные массы могут быть теплыми и холодными. Это их качество определяется не столько по абсолютным значениям температуры воздуха, а в зависимости от того, происходит потепление или похолодание в связи с приходом данной массы. Так, зимой воздушная масса, сформировавшаяся в северной Атлантике (морской умеренный воздух), приходя в Европу, вызывает потепление — это теплая воздушная масса. Вторгаясь в Северную Африку, она вызывает похолодание — это холодная воздушная масса.

Смежные воздушные массы разделены переходными зонами атмосферных фронтов, в которых происходит взаимопроникновение воздуха и горизонтальные градиенты гораздо больше, чем внутри самих контактирующих воздушных масс.

Воздушные массы выделяют по географическому положению очага формирования. Тропикам, холодным приполярным областям и широкой переходной зоне между ними соответствует (в каждом полушарии) своя воздушная масса: тропическая (дополнительно выделяется масса экваториального воздуха, приуроченная к ВЗК), арктическая (антарктическая) и умеренная. Воздушные массы подразделяются на континентальные и морские. Только экваториальный воздух не подлежит этому делению.

Соответственные названия получили и фронты. Так, фронт между арктическим воздухом и умеренным называется *арктическим фронтом* (антарктическим в Южном полушарии). Фронт между умеренным воздухом и тропическим называется *полярным фронтом*. Однако зонально-правильное чередование воздушных масс и фронтов существует далеко не во всех регионах и не во все сезоны года. Его можно обнаружить (с некоторыми оговорками) над Атлантическим, Индийским и Тихим океанами. Фронты и воздушные массы здесь закономерно сменяют друг друга, сдвигаясь в сезонном цикле, по широте. Причина такого правильного поведения заключается, конечно, в однородности подстилающей поверхности.

Зона контакта тропического и экваториального воздуха редко имеет характер фронта, потому что взаимодействующие массы мало отличаются по температуре, поэтому используется термин «внутри-тропическая зона конвергенции». Исключением является регион Западной Африки — Гвинейского залива, где взаимодействует влажный теплый воздух муссона с горячим сухим *харматаном* — воздушной массой пустыни Сахара. У этих масс термические различия существенны, и ВЗК здесь имеют фронтальные особенности (тропический фронт).

Рассмотрим распределение температуры воздуха с высотой. В приземном (приводном) слое температура в очень сильной степени зависит от температуры поверхности, т.е. от потока явного тепла. Температура может как уменьшаться с высотой (обычно в дневное время при прогреве поверхности), так и увеличиваться (обычно в ночные часы, если поверхность охлаждена).

Трехмерную картину трудно наглядно изобразить, поэтому рассмотрим зонально осредненные (вдоль кругов широты) значения температуры в координатах «вертикальная координата — широта» (рис. 4.4). В качестве вертикальной координаты, кроме высоты над уровнем моря (z), полезно использовать атмосферное давление. Переход от z к p выполняется на основе уравнения статики (см. формулу (1.7)). На верхней границе атмосферы ставится условие $p = 0$,

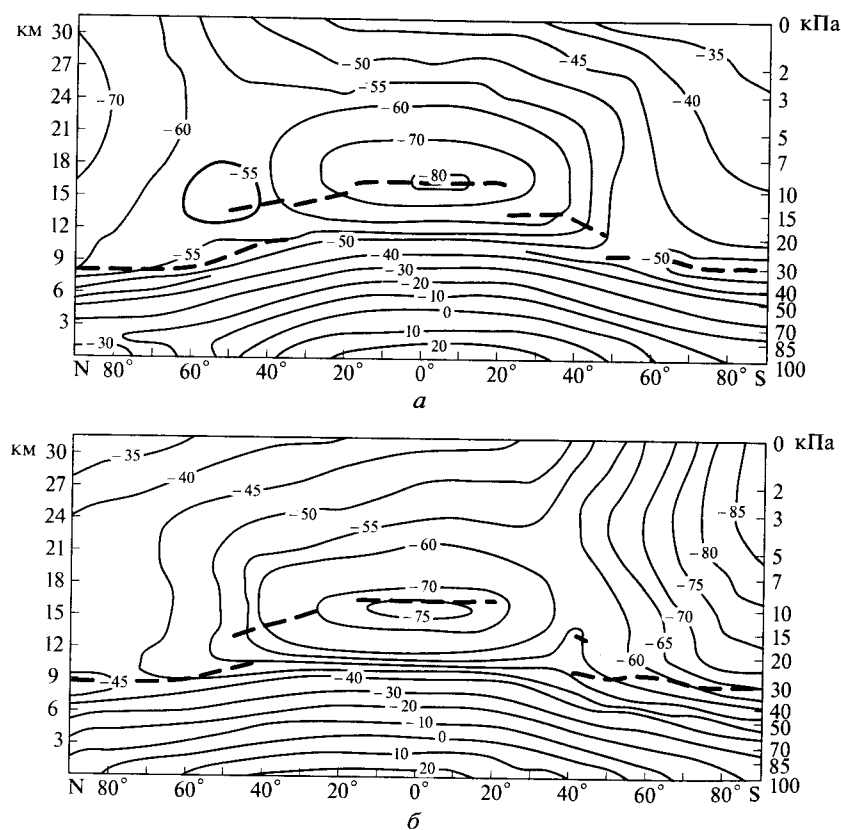


Рис. 4.4. Широтно-вертикальный разрез поля температуры, °С, в декабре — январе (а) и июне — августе (б). Вертикальная координата: высота (км) и давление (кПа). Штриховая линия — тропопауза

а на нижней границе атмосферы используется давление у поверхности или стандартное значение — 1 000 гПа.

На рис. 4.4 видно, что при удалении от земной поверхности температура, как правило, уменьшается (вертикальный градиент в среднем составляет $-0,5 \dots -0,7^\circ\text{C}/100 \text{ м}$). Только в высокоширотных областях зимой выражено инверсионное распределение вблизи поверхности. Высота, где прекращается уменьшение температуры, служит границей тропосферы. Затем следует область изотермии (тропопауза), в которой вертикальный градиент уменьшается до $0 \dots -0,2^\circ\text{C}/100 \text{ м}$. Далее простирается стратосфера, в которой наблюдается слабый рост температуры с высотой. В тропиках падение температуры происходит до больших высот, поэтому верхняя часть тропосферы и тропопауза гораздо холоднее ($-75 \dots -80^\circ\text{C}$), чем в умеренной зоне (около -50°C). В полярных областях температура тропопаузы еще выше. Летом аналогично ведет себя и распределение температуры нижней стратосферы — полярная стратосфера теплее, чем стратосфера в тропиках. В областях полярной ночи температура убывает с высотой во всем диапазоне высот, рассматриваемых на рис. 4.4, поскольку «отключение на зиму» солнечного освещения лишает стратосферу притока энергии за счет поглощения озоном ультрафиолетовой радиации.

КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Каковы особенности географического распределения потока явного тепла?
2. Каковы особенности географического распределения потока скрытого тепла?
3. Что такое тепловой баланс земной поверхности?
4. Охарактеризуйте особенности распределения температуры в верхних слоях почвы и глубокого водоема.
5. Как происходит распределение температуры с высотой в атмосфере в разных широтных зонах?
6. Охарактеризуйте основные воздушные массы.
7. Какие основные атмосферные фронты вы знаете?

Глава 5

ЦИРКУЛЯЦИОННЫЕ СИСТЕМЫ АТМОСФЕРЫ

5.1. Барическое поле, ветер и турбулентность

Атмосфера всегда находится в движении. Скорость движения воздуха — скорость ветра — это трехмерный вектор, однако вертикальная составляющая сопоставима с горизонтальными только на небольших пространственных масштабах или в специальных случаях: внутри кучево-дождевых облаков, или например, когда в горах ветер дует вдоль склонов. Ветер в горизонтальной плоскости характеризуется направлением («откуда дует ветер» — так принято в метеорологии) и модулем скорости. Для наглядности поле движения изображают, например, в виде *линий тока*, на которые накладывают *изотакхи*, характеризующие скорость ветра. Для описания средних закономерностей ветрового режима в одном пункте применяют прием построения «*роз ветров*».

Изменения скорости ветра во времени представляют собой сложную картину *одновременно* существующих флуктуаций различных частот μ , среди которых нет «дыр» или «пропусков», хотя, с другой стороны, кинетическая энергия K , относящаяся к тому или иному временному масштабу, различна. График $K = K(\mu)$ (так называемый энергетический спектр) демонстрирует важность вклада различных периодичностей в общую изменчивость модуля скорости ветра (рис. 5.1). С математической точки зрения, возможность такого рода представления базируется на том, что сложная кривая пульсаций может быть представлена в виде суммы синусов (косинусов) с соответствующим образом подобранными амплитудами. Интуитивно ясно, что таким способом можно одновременно отобразить и долговременные вариации и наложенную на них мелкую рябь. Строгая математическая теория (теория *рядов Фурье*) подтверждает этот вывод.

На графике $K = K(\mu)$ максимумы соответствуют преобладающим периодичностям. Это суточные колебания (суточный ход скорости ветра, с максимумом в дневные часы и минимумом, иногда и штилем, ночью), а также периодичности около 1 мин и 4 сут. Первая особенность создается движениями *микромасштабных вихрей* с характерными размерами порядка первых сотен-десятков метров. Периодичность порядка нескольких суток отражает так называемый *синоптический масштаб* движений — она типична для атмосферных вихрей — циклонов и антициклонов (см. подразд. 5.2).

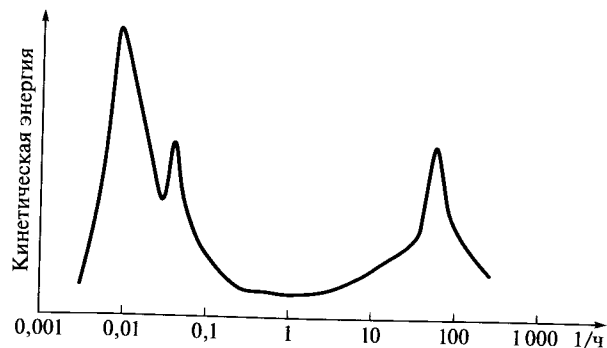


Рис. 5.1. Распределение по частотам колебаний кинетической энергии пульсаций скорости ветра на высоте 2 м по данным измерений AMC Davis Vantage Pro 2 на Хибинской учебно-научной базе МГУ (Кольский п-в, г. Кировск) с 16 июня по 16 июля 2013 г.

Дискретность отбора информации в данном конкретном случае не позволила отобразить на рис. 5.1 более высокочастотные колебания, однако этот вопрос исследован достаточно подробно: кинетическая энергия мелких пульсаций уменьшается. Ограниченность длины рассматриваемого ряда не позволяет изучить и более длительные ритмы. К ним относятся колебания, создаваемые планетарными атмосферными волнами, а также еще более длительными колебаниями годового хода, квазидвухлетней циркуляцией, вариациями Южного колебания и др.

На рис. 5.2 показана соответствующая рассматриваемым циркуляционным системам кинетическая энергия. Подчеркнем, что в представленных данных учитывается размер объекта. Поэтому, например, несмотря на то что скорости в тропическом урагане очень велики, суммарная энергия выше у более протяженного по горизонтали вне-тропического циклона вихря.

Отметим для сравнения, что энергия, выделенная при взрыве американской атомной бомбы над Хиросимой, составила $\sim 60 \cdot 10^{12}$ Дж. Это сопоставление полезно с точки зрения понимания того, можно ли управлять погодными системами. Ясно, что для прямого воздействия на циркуляционную систему требуется энергия, близкая к содержащейся в самой системе. Следовательно, чтобы справиться только с отдельным грозовым облаком, требуется использовать мощь атомного взрыва. Управление погодными системами получилось бы эффективным, если бы удалось запустить в системе необратимый лавинообразный процесс ее саморазрушения. Применительно к погодным циркуляционным системам подобные подходы неизвестны, а эффективные методы применяют только в активных воздействиях на конвективные облака (см. подразд. 3.1).

Явления разных масштабов существуют не только одновременно, они существуют *вместе*. Последнее подтверждается фундаменталь-

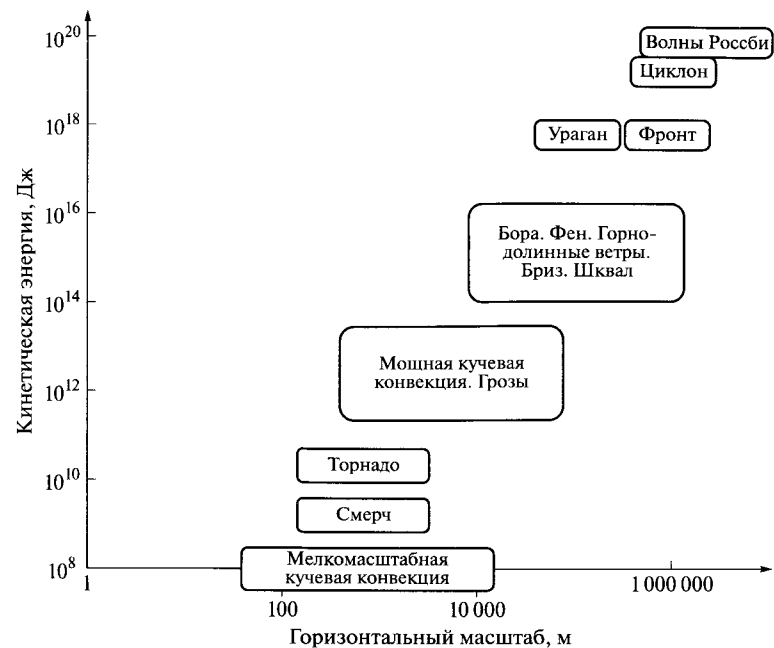


Рис. 5.2. Циркуляционные системы атмосферы: масштабы и кинетическая энергия

ными теоретическими исследованиями, но, кроме того, можно непосредственно наблюдать иерархию взаимодействующих процессов разных масштабов, когда внутри, например интенсивного циклона, прослеживаются мезовихри, состоящие, в свою очередь, из скопленных кучево-дождевых облаков, внутри и вокруг которых формируются зоны мелкомасштабных флуктуаций, связанные как с гравитационными волнами, так и с мелкомасштабной турбулентностью. Причем «иерархичность» не следует понимать как обязательную подчиненность мелких процессов более крупным. Речь идет именно о «взаимодействии», когда разномасштабные движения влияют друг на друга.

Перенос энергии от крупных флуктуаций к менее крупным наблюдается в высокочастотной области спектра. Это значит, что циркуляционные объекты при завершении эволюционного пути не рассыпаются на фрагменты, а последовательно порождают возмущения все меньшего и меньшего масштаба. Наконец, на малых масштабах движений роль вязкости становится существенной, и здесь каскад заканчивается диссипацией кинетической энергии в тепло. В результате совместного существования многочисленных разномасштабных вихрей создается сложное, запутанное движение, называемое тур-

булентным. Распад вихрей есть так называемый прямой *каскад Ричардсона* (L. Richardson) — *Колмогорова*. В качестве поэтического аналога Г. С. Голицын приводит четверостишие Дж. Свифта, перевод которого сделан с гидродинамической интерпретацией:

«В поток бурлящий бросив взгляд,
Вихрей увидишь там каскад:
Меньшой энергию у большего берет,
Пока мельчайших вязкость не сотрет».

Вязкость важна не «сама по себе». Ее влияние оценивается путем сопоставления с другими силами: оно оказывается несущественно, если велико число Рейнольдса: $Re = vL/\nu$, зависящее от сочетания масштаба движения L , скорости v и молекулярной константы — коэффициента кинематической вязкости ν . Для воздуха $\nu = 1,4 \cdot 10^{-5} \text{ м}^2/\text{с}$, поэтому практически на любых «метеорологических значимых» масштабах движения $\ln(Re) \gg 1$, т. е. атмосфера ведет себя как идеальная жидкость. И только на малых масштабах, в том числе внутри микрошероховатостей земной поверхности, воздух движется с очень малыми скоростями, так что здесь Re мало, в результате эффекты вязкости становятся заметными.

Каскадный процесс является одним из факторов турбулизованности воздушных потоков. Другим механизмом служит гидродинамическая неустойчивость такого потока, в котором скорость ветра растет с высотой. Такие условия типичны для пограничного слоя атмосферы (из-за трения о поверхность), а также сдвиг скорости нередко наблюдается в струйных течениях, где возникающая турбулентность ощущается как *болтанка самолета*.

Еще одним источником хаотичности служат всплывающие над нагретой поверхностью земли частицы воздуха, в окружении которых происходит опускание воздуха.

Однако у хаотических движений атмосферных движений иногда возникает обратный каскад, когда в результате переноса энергии от меньших масштабов к большим происходит самоорганизация движения в форме долгоживущих структур, сосуществующих с мелкомасштабным турбулентным движением. Возникновение такой регулярной структуры легко наблюдать в виде «облачных улиц», когда конвективные облака распределены по небу не хаотично, а вытянуты по ветру в параллельные полосы. Эти существующие наряду с обычной турбулентностью хаотические движения, при которых из хаоса рождается «квазипорядок», названы, по предложению С. С. Зилитинкевича, «анархической турбулентностью», обыгравшему здесь известный парадоксальный лозунг анархистов: «Анархия — мать порядка!».

Движение воздуха создается балансом нескольких сил, но первичными являются силы, связанные с различиями по пространству поля плотности, порождающими различия атмосферного давления. **Поле давления** (или барическое поле) имеет определенную структуру

и эволюционирует во времени. Эти особенности характеризуются у земной поверхности конфигурацией линий равных значений — *системой изобар* (рис. 5.3). Область высокого давления обозначена В, а низкого давления — Н. У иностранных метеорологических служб карты такие же, только обозначения другие. Так, на английских картах это соответственно Н (High) и L (Low). Область низкого давления при этом обозначает *циклон*, а высокого — *антициклон*. Здесь находит отражение тот факт, что в циклонах воздух движется вдоль изобар против часовой стрелки вокруг центра, а в антициклонах — наоборот, по часовой стрелке (в Южном полушарии — наоборот). Общее при этом — при движении область низкого давления остается слева (в Южном полушарии — справа!). От областей высокого давления простираются так называемые *гребни* высокого давления. Изобары в них имеют антициклоническую кривизну. От циклонов вытягиваются *ложбины*, в которых изобары выгнуты с циклонической кривизной.

При подъеме от поверхности барическое поле принято характеризовать картиной барического рельефа, которая изображается линиями равных высот — *изогипсами*. Изобарические поверхности можно с достаточно высокой точностью считать локально параллельными

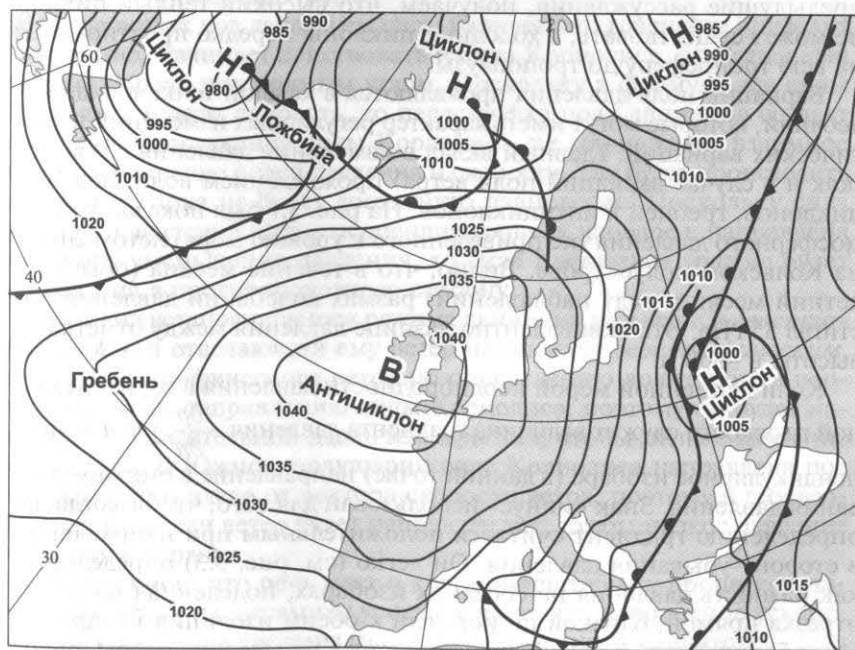


Рис. 5.3. Барическое поле и атмосферные фронты (теплые, холодные и фронты окклюзии) 26 ноября 2013 г.

поверхности земли. При этом области низкого давления, например, на 850 или 700 гПа будут иметь вид блюдца, поскольку в центре их высота ниже, чем на периферии. У антициклонов, наоборот, изобарические поверхности примут форму плоских куполов.

Распространенность барических систем с высотой зависит от температуры воздушных масс. Представим, что центральная часть расположенного у поверхности антициклона заполнена холодным (по сравнению с периферией) воздухом. Поскольку высота изобарической поверхности зависит от температуры слоя (см. формулу (1.10)), то получается, что приращение высоты, более значительное в теплом воздухе, будет больше на периферии, чем в центре. Так что при достаточно большой разности температур куполообразный характер изобарических поверхностей скоро заменится плоскостью. Это означает, что холодного *высокого* антициклона просто не существует — он не способен простираться высоко в тропосферу. Примером служит зимний холодный сибирский антициклон (цв. вкл. рис. 12), который при всей его стабильности является низким барическим образованием: уже на высотах примерно 2 км он не прослеживается. Теплые антициклоны могут быть высокими. Примером служат перманентные субтропические антициклоны. Если перейти к анализу циклонов, то опять базировавшись на формуле (1.10) и повторяя предыдущие рассуждения, получаем, что высокий теплый циклон не может существовать, а холодные циклоны нередко простираются на всю тропосферу до тропопаузы.

Вариации поля давления проявляются в каждой точке в виде колебаний, которые могут иметь характер регулярных изменений и хаотических вариаций. Главный вклад в изменения давления создается (как и в случае вариаций поля ветра) прохождением волн, ложбин, циклонов, гребней и антициклонов. На рис. 5.1 был показан ход атмосферного давления (не приведенного к уровню моря) летом 2013 г. на Кольском полуострове. Видно, что в течение месяца (обычный летний месяц в ряду наблюдений) размах колебаний давления достигал 35 гПа. Это эквивалентно разнице давления между отметками высоты в ~300 м.

Количественной мерой неоднородности давления в горизонтальной плоскости служит величина градиента давления $-\frac{\partial p}{\partial n}$, где n — перпендикулярное изобаре (в данной точке) направление в сторону убывания давления. Знак «минус» использован для того, чтобы согласно определению градиент считался положительным при направлении в сторону убывания давления. Он легко (см. рис. 5.3) определяется как разность давления на соседних изобарах, поделенная на длину отрезка прямой, близкой по нормали к обеим изолиниям $(-\Delta p / \Delta n)$. Сила барического градиента, действующая на единицу массы, равна $-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n}$, ее размерность — [Н/кг].

Когда частица воздуха начинает двигаться, необходимо учесть факт вращения Земли. Это чисто математическая задача, в результате решения которой оказывается, что дополнительно к ускорению, определенному относительно вращающейся системы, имеются два других эффекта ускорения относительно неподвижной системы координат. Один из них, связанный с центробежной силой, оказывается возможным объединить в единую величину с силой тяжести, введя в нее небольшую поправку, другой вызывается силой Кориолиса, горизонтальная составляющая которой на широте φ описывается выражением

$$K = 2\omega \sin \varphi V \equiv fV,$$

где V — скорость ветра; f — параметр Кориолиса.

Размерность величины $[K] = [m] \cdot [c^{-2}] = [kg] \cdot [m] \cdot [c^{-2} \cdot kg^{-1}] = [H/kg]$. Направлена она всегда под прямым углом к скорости ветра вправо в Северном полушарии и влево — в Южном.

Согласно второму закону Ньютона, скорость изменения импульса (ускорение) материального элемента равна совокупности действующих на него сил. Движение всегда стремится к стационарному режиму, т.е. старается «устроиться» таким образом, чтобы силы уравновешивали друг друга. Поэтому велик интерес к стационарным режимам (см. подразд. 9.1).

Когда воздух под действием силы барического градиента приходит в движение, начинает действовать и сила Кориолиса, отклоняющая частицу вправо под прямым углом. Поскольку в формулу для силы Кориолиса входит скорость, то перестройка поля движения создает изменение приложения силы Кориолиса, т.е. происходит взаимное приспособление полей давления и скорости. Так будет происходить до тех пор, пока не будет достигнуто равновесие. Поскольку сила градиента давления всегда перпендикулярна к изобаре и направлена в сторону уменьшения давления, то сила Кориолиса должна будет направлена в противоположную сторону,

Этот вид установившегося режима движения называется **геострофическим**, а отвечающий ему ветер называется **геострофическим**. Вектор геострофического ветра по определению должен быть перпендикулярен направлению силы Кориолиса, поэтому он будет направлен по касательной вдоль изобары так, чтобы низкое давление было слева. В Южном полушарии сила Кориолиса направлена под прямым углом влево от вектора скорости ветра, поэтому в геострофической модели ветер будет направлен так, чтобы низкое давление оставалось справа.

Подчеркнем, что речь идет о крупномасштабных процессах, таких, у которых на динамику успевает повлиять поворотное ускорение (на небольшие системы (например, сквозняк в комнате)) — сила Кориолиса не влияет, поскольку движение осуществляется быстро и на сравнительно короткие расстояния, так что земная поверх-

ность не успевает сместиться относительно движущегося над ней воздуха). Поэтому сила Кориолиса эффективна для горизонтально протяженных систем движения, таких как циклоны, антициклоны, ложбины и гребни.

Применяя соображения размерности, скомбинируем важный показатель, имеющий размерность длины. Используя толщину тропосферы D — область, в которой существует движение, характеристику стратификации (N — частота Брента — Вайсала по формуле (1.21)) и вращения (f — параметр Кориолиса), получим $L_R = ND/f$. Оценим численное значение, используя типичное значение температуры 270 К, разность вертикальных градиентов $\sim 0,01$ К/м, $D \sim 10$ км и $f \sim 1,5 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$. Получим, что $L_R \sim 1000$ км. Это близко (по порядку величины) к горизонтальным масштабам волн и вихрей в тропосфере. Оказывается, что введенный на основе теории размерности показатель L_R — *радиус деформации Россби* — может служить оценкой размеров возмущений, возникающих в геофизических течениях. Проведя аналогичный расчет для океана (который отличается только величиной N и D), получим: $L_R = 100$ км. Это означает, что вихри того же происхождения в океане имеют на порядок меньшие размеры. Мониторинг «рингов» Гольфстрима и других аналогичных систем подтверждает этот вывод.

Условие баланса сил барического градиента и Кориолиса запишем в декартовых координатах x и y , которые направим на восток и север, а зональную и меридиональную компоненты вектора скорости (положительные в направлении осей) обозначим, соответственно, как u и v . Тогда

$$u = -\frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial y}; \quad v = \frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial x}. \quad (5.1)$$

На экваторе $f = 0$ и в знаменателе формул (5.1) появляется ноль. Это означает, что геострофическое приближение неприменимо в низких широтах. Сопоставления данных измерений скорости ветра и геострофических значений, рассчитанных по формулам (5.1), показало, что нарушения согласия начинаются уже на границе тропиков и усиливаются при погружении в низкие широты.

Внутри пограничного слоя кроме сил барического градиента и Кориолиса приходится учитывать силу трения. Она направлена в сторону, противоположную вектору ветра, и пропорциональна его модулю. Будем искать такую конфигурацию, при которой все силы уравновешивают друг друга. При этом надо иметь в виду, что по-прежнему сила барического градиента перпендикулярна к изобаре, а отклоняющая сила направлена под углом 90° вправо (в Северном полушарии) от вектора скорости. Тогда в циклоне (рис. 5.4) равнодействующая всех сил окажется равной нулю при таком движении, когда ветер по-прежнему направлен против часовой стрелки, но имеет составляющую в сторону центра низкого давления. В этом случае

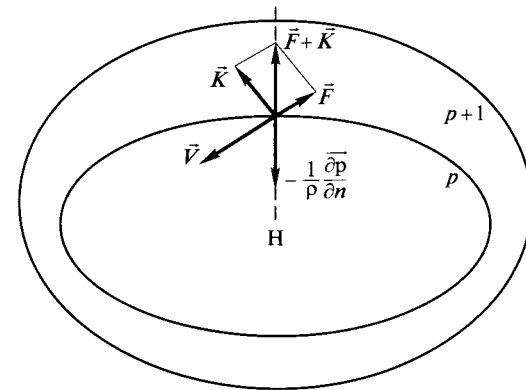


Рис. 5.4. Силы, действующие на воздушную частицу в пограничном слое атмосферы в барической системе с низким давлением в центре:

\vec{V} , \vec{K} , \vec{F} — векторы скорости ветра, силы Кориолиса и силы трения соответственно; p и $p+1$ — изобары

центр циклона (а также ось ложбины) становится областью сходимости (конвергенции) воздушных потоков.

Это очень важный результат, поскольку сходимость течений в горизонтальной плоскости «хочет» создать накопление массы воздуха, однако крупномасштабные движения практически *несжимаемы*, поэтому сходимость (конвергенция) вызывает восходящие движения. В них происходит адиабатическое охлаждение воздуха, возможно достижение насыщения водяного пара и формирование облачности.

В антициклоне (гребне) ветер направлен по часовой стрелке, и к нему в пограничном слое присоединяется компонента, направленная в сторону понижения давления, от центра к периферии вихря. Поэтому в антициклоне создается расходимость (дивергенция) воздушных течений и зона нисходящих движений, а с ними связан адиабатический нагрев воздуха.

Поскольку термодинамические характеристики воздуха связаны между собой уравнением состояния (1.1), то градиент давления, входящий в формулы геострофического ветра, функционально связан с градиентом температуры. Поэтому можно искать связь режима скорости и структуры поля температуры. Простые выкладки показывают, что рост скорости геострофического ветра с высотой происходит там, где в нижней и средней тропосфере велики градиенты температуры. Эта *теорема термического ветра* объясняет известный факт пространственного совпадения зоны атмосферного фронта и струйного течения в верхней тропосфере — узкого, сравнительно небольшого сечения потока (шириной порядка 100—200 км, вертикальной протяженности порядка нескольких километров), с большими скоростями ветра, прослеживаемого, как и фронт, на тысячах

километров. Максимальные скорости ветра на оси могут достигать 100 м/с; за нижний предел, с которого выделяют струйное течение, условно принимается 30 м/с.

Введенная ранее сила трения возникает благодаря тому, что воздух обладает вязкостью, т.е. частицы воздуха «прилипают» к поверхности, движение вблизи поверхности замедляется. С увеличением высоты скорости ветра увеличивается, и, наконец, на некоторой высоте влияние трения о поверхность перестает ощущаться. Это так называемая *свободная атмосфера*, а ниже — слой трения или *пограничный слой*.

5.2. Циклоническая деятельность

Рассмотрим циркуляцию атмосферы в умеренных и высоких широтах. Ее особенности, отличающие ее от циркуляции в тропиках, заключаются в следующем. Во-первых, это квазигеострофичность (см. подразд. 5.1). Во-вторых, во внетропических широтах велики межширотные различия радиационного баланса (см. подразд. 2.4), и это создает предпосылки для формирования больших горизонтальных градиентов температуры и, следовательно, фронтальных зон в атмосфере и квазизональных струйных течений (см. подразд. 5.1).

Рассмотрим основные особенности поля ветра. Обозначим компоненты вектора скорости как u, v, w — скорости, направленные вдоль широтных кругов, вдоль меридианов и в вертикальном направлении соответственно. Сначала изучим зональное движение $u = (\varphi, \lambda, z, t)$, где φ — широта; λ — долгота; z — высота, $u > 0$, означает западный (дующий с запада) ветер. На рис. 5.5 представлено зонально осредненное (осредненное по φ , характеризуемое квадратными скобками) и среднее по времени (характеризуемое чертой сверху) распределение зональной скорости ветра $[u]$ — это функция долготы и высоты. В тропосфере умеренной зоны во все сезоны года наблюдается в среднем преобладание западных ветров (западный перенос), с максимальными скоростями на верхних уровнях. Более интенсивны потоки в зимний период (соответствующего полушария). Кроме того, зимой экстремумы смещаются несколько ближе к экватору. В стратосфере происходит сезонная смена направлений переноса: летняя стратосфера движется на восток, зимняя — на запад.

Значения $[u]$ на рис. 5.5, относящиеся к низким широтам, дают неверные представления о типичных особенностях ветрового режима. Дело в том, что u в нижней части тропосферы тропиков имеет различный знак в разных регионах: скорость отрицательная в пассатах (восточный перенос) и положительна в зоне экваториальных западных ветров — муссонах. В верхней тропосфере пассатным районам соответствуют западные верхнетропосферные течения, а муссонам — восточные. Площадь охвата территории разными

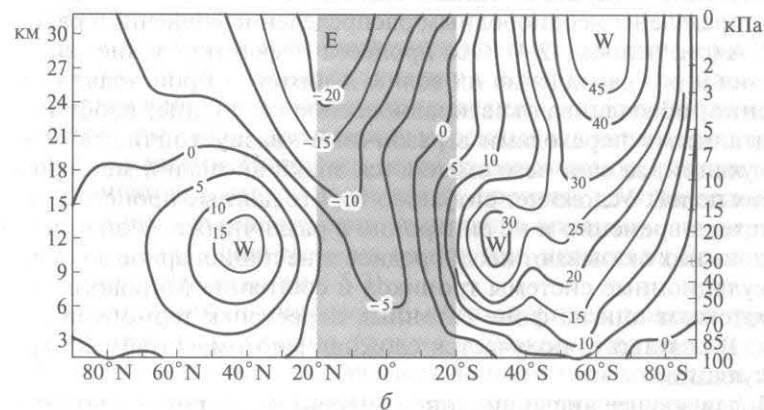
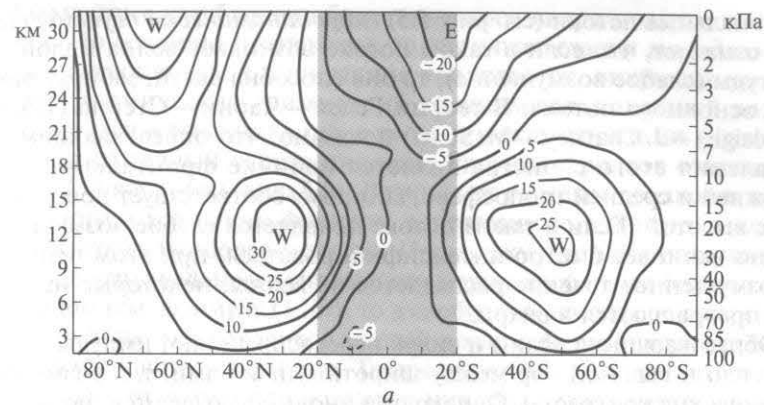


Рис. 5.5. Зонально осредненное среднее (для сезонов: *a* — декабрь, январь и февраль, *б* — июнь, июль и август) распределение зональной скорости ветра (м/с):

W и E — максимумы скоростей ветров западного и восточного направлений. Заливкой выделена область, в которой средние значения $[u]$ не репрезентативны

циркуляциями и модуль скоростей таковы, что результат осреднения вдоль кругов широты оказывается близким к нулю, что создает (см. рис. 5.5) ложное впечатление о тропиках как о некоторой «зоне затишья».

В тропической стратосфере нерепрезентативность информации, представляемой картиной $[u]$, объясняется другими причинами. Дело в том, что здесь существует *квазидвухлетняя цикличность* циркуляции, выраженная в периодическом, т.е. происходящем практически каждые два года, изменении направления зональных потоков (западные меняются на восточные, и наоборот). Поэтому среднее по времени значение не является характерным.

Зональные потоки (см. рис. 5.5) *гидродинамически неустойчивы*. Это означает, что если в таком потоке возникает волна малой амплитуды (слабое возмущение), то она способна расти, забирая энергию основного потока. В теории Релея — Чарни — Стерна (J. Strutt (Rayleigh) — J. Charney — M. Stern) показано, что определяющим для появления этого свойства является наличие фронтальной зоны в нижней и средней тропосфере, которому соответствует поворот ветра с высотой. Если в таком потоке появляется слабое возмущение, то оно начинает быстро интенсифицироваться, при этом первично невозмущенное течение распадается на волны, некоторые из которых превращаются в вихри.

Образовавшиеся волны и вихри перераспределяют импульс, а также тепло и водяной пар между широтными зонами, т.е. размывают термические контрасты. Однако они вновь воссоздаются, поскольку предопределены неоднородным распределением солнечной радиации на ВГА (см. подразд. 2.4). Оба процесса — формирование западного течения и его распада на волны и вихри — происходят одновременно, обеспечивая квазиравновесное состояние, изобилующее спонтанными переходами в различные квазиустойчивые режимы циркуляции, за счет чего сменяются знаки аномалий метеорологических полей. Усложняет ситуацию то, что данные процессы происходят одновременно и не синхронно в различных регионах земного шара, на них оказывают неоднородное и нестационарное воздействие циркуляционные системы тропиков и состояние Мирового океана, и протекают они на фоне сезонных перестроек термобарического поля. В результате получается сложная многомасштабная картина циркуляции.

Подавляющее число циклонов умеренных широт возникает либо на полярном фронте, либо на арктическом (антарктическом) фронте. Существуют и нефронтальные циклоны, которые обычно называют *термическими депрессиями* — это более слабые возмущения, формирующиеся в дневное время над перегретыми участками земной поверхности в пустынях и полупустынях, где встречаются наряду с фронтальными циклонами. Поскольку они теплые в центральной части, то не могут распространяться высоко в тропосферу, а прослеживаются не выше 1...1,5 км.

Начальная стадия фронтального циклона — *стадия волны*, когда вдоль фронта возникает волна (длиной ~1000 км) в поле давления, т.е. появляются ложбины, чередующиеся с гребнями. В передней части ложбины теплый воздух перемещается в сторону холодного воздуха и вместе с этим изгибается и фронтальная поверхность, а в тылу ложбины холодный воздух наступает на теплый воздух. Таким образом, единый фронтальный раздел приобретает в разных своих участках характер теплого фронта и холодного фронта. Давление понижается на несколько гектопаскалей, и на синоптической карте может появиться одна замкнутая изобара.

Дальнейшее углубление образовавшегося вихря может и не произойти. Но если оно происходит, то наступает стадия *молодого циклона*: циклоническая циркуляция усиливается, вихрь становится больше, термическая асимметрия усиливается: холодный воздух располагается в тылу циклона, а теплый между фронтами — это так называемый теплый сектор циклона. Рисунок фронтов становится похож на букву Λ (см. рис. 5.3). Возникают системы облаков и осадков теплового и холодного фронтов, сопряженные в центре циклона, где облачность наиболее мощная. Поскольку в теплом воздухе расстояние в вертикальном направлении между изобарами больше, чем в холодном (см. формулу (1.10)), то в свободной атмосфере в передней части циклона, где находится теплый воздух, формируется гребень, а в тыловой части — ложбина. Таким образом, исходная волна, послужившая «толчком» для развития циклона, усиливается по мере развития самого вихря.

Отметим, что фронты располагаются преимущественно зонально. Однако зимой и в переходные сезоны они в некоторых регионах могут располагаться в меридиональном направлении, когда главный перепад температуры наблюдается между морскими и континентальными воздушными массами. Например, когда средиземноморские циклоны распространяются к северу вдоль таких фронтов, то «треугольник» высоких температур теплого сектора циклона ориентирован вершиной на запад, а основанием — на восток (см. циклон на Восточно-Европейской равнине на рис. 5.3).

Холодный фронт в циклоне обычно догоняет теплый фронт и объединяется с ним в форме *фронта окклюзии*. Это означает, что циклон на нижних уровнях начинает заполняться холодным воздухом. Теплый воздух всплывает поверх холодного (см. рис. 3.2, в) и оттесняется на восточную (в Северном полушарии) периферию вихря. Облачность напоминает спираль с центром в районе центра циклона. Это явление, называемое *окклюдированием*, знаменует стадию *максимального развития циклона*. Давление понижается до максимальных значений, циклон занимает наибольшую площадь, усиливается ветер, замкнутые изогипсы отмечаются уже во всей нижней тропосфере (до 500 гПа). На рис. 5.3 видны три циклона, находящиеся в стадии окклюзии (два на севере это фрагменты серии циклонов, находящиеся внутри единой депрессии, и еще один в центре Восточно-Европейской равнины). В каждом случае видны точка окклюзии, где сходятся линии теплого, холодного и фронта окклюзии, а также теплый сектор.

Продолжение процесса окклюзии приводит к тому, что холодный воздух заполняет весь циклон, а теплый воздух полностью вытесняется на периферию и в средние слои тропосферы. Движение воздуха в циклоне остается прежним, и он как единая система вступает в *заключительную стадию* эволюции — это холодный высокий (с циклоническими движениями, охватывающими часто всю тропосферу)

малоподвижный вихрь с вертикальной осью. На синоптической карте (см. рис. 5.3) такой циклон виден в районе Карского моря — это обширный вихрь, внутри которого уже нет фронтов, поскольку он заполнен однородным холодным воздухом.

Затем давление постепенно растет. В конце своего существования циклон у поверхности земли представляет область низкого давления, оконтуренную одной изобарой. Однако в тропосфере он еще находится в виде активного вихря и может существовать в течение нескольких суток после полного исчезновения у поверхности.

Весь жизненный цикл внетропического циклона продолжается пять — семь дней. Эволюционируя, он обычно перемещается в зональном направлении с запада на восток вместе со средним западным переносом умеренных широт. До тех пор пока циклон не прорастает в среднюю тропосферу на стадии окклюзии, можно образно представить его небольшим водоворотом, перемещающимся вниз по течению могучей реки атмосферного западного потока. Однако на заключительной стадии происходит то, чего не может быть в реках: вихрь искривляет поток, частично поворачивая его вспять, т.е. сам создает циркуляцию.

Отметим, что циклон не смерч и не торнадо (см. подразд. 5.3), в котором частица воздуха успевает сделать много оборотов вокруг оси за время существования воронки низкого давления. Поэтому в процессе движения циклон в передней части тащит с собой в теплом секторе теплый воздух (который постепенно смещается к северу), а в тыловой области он увлекает с собой холодный воздух (затекающий с севера).

Погода в циклоне может быть обозначена на бытовом уровне как «плохая погода»: облачно, дождь (или снегопад в холодное время года), ухудшение видимости, усиление ветра и его порывистость, в облаках болтанка и обледенение летательных аппаратов.

Если проходит серия циклонов — цуг волн в поле давления, то вместе с ними возникают подвижные антициклоны. После последнего циклона серии *заключительный антициклон* обычно усиливается и расширяется по площади, в нем постепенно происходит трансформация содержащегося холодного воздуха. Такой антициклон, с центром около Ирландии, представлен на синоптической карте (см. рис. 5.3).

Над материками в зимнее время воздух в антициклоне благодаря оседанию устойчиво стратифицирован и далек от состояния насыщения. Погода типично малооблачная с сильным ночным выхолаживанием, хотя иногда в нижних холодных слоях под инверсией могут возникать слоистые облака и (или) туманы, которые могут устойчиво сохраняться длительное время. Слабые градиенты давления и устойчивая стратификация обеспечивают штилевую погоду.

Географическое распределение циклонов и антициклонов удобно изучать, рассматривая поле давления (см. цв. вкл. рис. 12). Области

с типично пониженным давлением называются «*центры действия атмосферы*», здесь постоянно происходит циклогенез. В Северном полушарии это районы около Исландии и Алеутских островов, которые называют «Исландский минимум» и «Алеутский минимум» (или «Исландская депрессия» и «Алеутская депрессия»). Их интенсивность гораздо больше в холодный сезон, в сезонном ходе они смещаются на север летом и на юг — зимой. На тех же широтах над материками Северной Америки и Азии зимой возникают холодные антициклоны (гораздо более интенсивный — в Азии, так называемый Сибирский антициклон). Области высокого давления в субтропиках над океанами существуют длительное время, поскольку постоянно подпитываются входящими в их циркуляцию антициклонами, «спускающимися» в эти широты при прохождении циклонических серий.

В Южном полушарии также отчетливо выражены субтропические центры действия: южно-тихоокеанский антициклон, южно-атлантический антициклон и маскаренский антициклон в Индийском океане. Более высокие широты Южного полушария — это зоны активного циклогенеза, однако вихри не формируются в определенных географических регионах (нет центров действия), а непрерывно перемещаются. Поэтому давление снижено во всей широтной зоне в целом.

В тропиках синоптический масштаб движений представлен эволюционной последовательностью: *восточная волна*, депрессия, *тропический шторм*, тропический *ураган* (тайфун), *суперураган* (супертайфун).

Имеется два механизма формирования восточных волн. Над Центральной и Западной Африкой они формируются благодаря гидродинамической неустойчивости восточного струйного течения тропиков («африканские волны», см. подразд. 4.2). Это фактически тот же механизм, который реализуется при формировании возмущений на полярном и арктическом фронте.

Восточные волны (длиной около 2 000 км и периодом примерно в 4 суток, хорошо выражены в нижней тропосфере) перемещаются с востока на запад. В них активно развиты процессы кучевой конвекции, причем выделение скрытой теплоты в башнях кучево-дождевых облаков идет на поддержание крупномасштабной структуры волны. В Карибском регионе в ложбинах некоторых волн могут возникать замкнутые циркуляции — это уже депрессии с теплым ядром, и далее может происходить их активизация до стадии шторма и урагана. Остальные волны (если не затухают) переходят в Тихий океан и, продолжая движение на запад, диссипируют приблизительно в районе смены дат.

Здесь также активно возникают волны, однако их происхождение иное — они рождаются путем объединения и структурирования конвективных ячеек в крупномасштабные структуры.

Для развития шторма (а затем и урагана) требуется соблюдение нескольких условий. Во-первых, необходимо, чтобы уже существовала депрессия. Во-вторых, это уже упоминавшееся требование к развитию

влажной конвекции, поставляющей в циклон энергию скрытого тепла, т.е. необходимы высокие температуры морской поверхности, устойчивая стратификация атмосферы, большое влагосодержание воздуха. В-третьих, необходима удаленность от экватора приблизительно на 500 км (это связано с важной ролью силы Кориолиса в образовании вихревой циркуляции). В-четвертых, в атмосфере не должно быть сдвига ветра с высотой. Последнее требование обусловлено тем, что сильные ветры способны «оторвать» теплое ядро от процессов на поверхности. При этом вертикальная целостность вихря ослабевает, т.е. выделяющееся скрытое тепло стимулирует развитие циклонической циркуляции уже не над депрессией, а на ее периферии. Отметим, что в фоновых циркуляционных условиях тропической Атлантики и Западной части Тихого океана средний сдвиг ветра допускает развитие штормов, а в Бенгальском заливе он велик, так что превращение депрессий в штормы возможно, но дальнейшее развитие до стадии урагана происходит редко. Тропический шторм классифицируется так, когда скорость ветра (средняя за 1 мин на высоте 10 м) больше 17 м/с и меньше 33 м/с. При больших скоростях это уже ураган. В соответствии со шкалой Сафира — Симпсона (Saffir-Simpson Hurricane Scale — SSHS) выделяют пять категорий ураганов (табл. 5.1).

Тропический ураган представляет собой округлую область пониженного давления. Ее размеры могут быть очень разными: от сотни до тысячи километров. Основные структурные особенности урагана — это глаз циклона, стена облаков, окружающая глаз и спиральные полосы кучево-дождевых облаков (см. рис. 3.3).

Ураганы существуют преимущественно летом и в первой половине осени соответствующего полушария. В секторе Северной Атлантики (рис. 5.6) сезон ураганов «официально» длится с 1 июня по 30 ноября, пик активности обычно приходится на начало сентября. Здесь (как и в западной части Тихого океана) возникает наибольшее количество ураганов и штормов. Некоторые атлантические циклоны «перепрыгивают» Панамский перешеек и вновь активизируются над теплыми водами Тихого океана. Здесь они наиболее часты в начале лета и в середине осени. В тропиках южной Атлантики за всю историю наблюдений было всего два вихря, по интенсивности напоминающих тропический ураган.

В северо-западной части Тихого океана сезон ураганов почти круглогодичен (с минимумом в феврале — марте и максимумом в конце августа — начале сентября). В северной части Индийского океана имеется двойной максимум повторяемости штормов и ураганов: с апреля по июнь, и с конца сентября по начало декабря. В юго-западной и юго-восточной частях Индийского океана сезон ураганов длится с конца октября по май, с максимумами в январе и феврале. В юго-западном секторе Тихого океана сезон начинается в конце октября, достигает максимума в конце февраля — начале марта и завершается в начале мая.

Таблица 5.1. Классификация тропических ураганов

| Категория | Обозначение интенсивности урагана | Скорость ветра, м/с | Ущерб |
|-----------|-----------------------------------|---------------------|--|
| 1 | Минимальный | 33 ... 42 | У зданий серьезных повреждений нет. Повреждены деревья, кустарники, мобильные строения, рекламные щиты и дорожные указатели |
| 2 | Умеренный | 43 ... 49 | В домах повреждены кровли, двери и окна. Значительные повреждения кустарников и деревьев, некоторые деревья повалены. Значительно повреждены мобильные строения, рекламные щиты, дорожные указатели, пирсы |
| 3 | Интенсивный | 50 ... 58 | Серьезные повреждения небольших зданий. Серьезное повреждение кустарников и деревьев, с деревьев сорвана листва, много больших деревьев повалены. Мобильные сооружения и плохо прикрепленные рекламные щиты, дорожные указатели уничтожены |
| 4 | Экстремальный | 59 ... 69 | Разрушение крыш у небольших зданий. Обширные повреждения дверей и окон. Кусты, деревья, щиты повалены. Полное разрушение мобильных построек |
| 5 | Катастрофический | Более 70 м/с | Полное разрушение крыш у многих домов. Обширные повреждения окон и дверей. Полное разрушение некоторых небольших домов и мобильных построек |

Ураганы разрушаются выходя на сушу или оказываясь на более холодной морской поверхности. Причем в последнем случае они иногда не деградируют полностью, а, втягивая в свою циркуляцию холодный воздух, перестраиваются во внетропические циклоны. Они обычно интенсивнее «коренных» представителей, поскольку в них содержится фрагмент воздуха тропической зоны с высоким содержанием водяного пара, реализуемого в виде осадков.

В среднем за год во всем мире возникает около 90 тропических штормов. Из них половина достигает стадии урагана (или тайфуна),

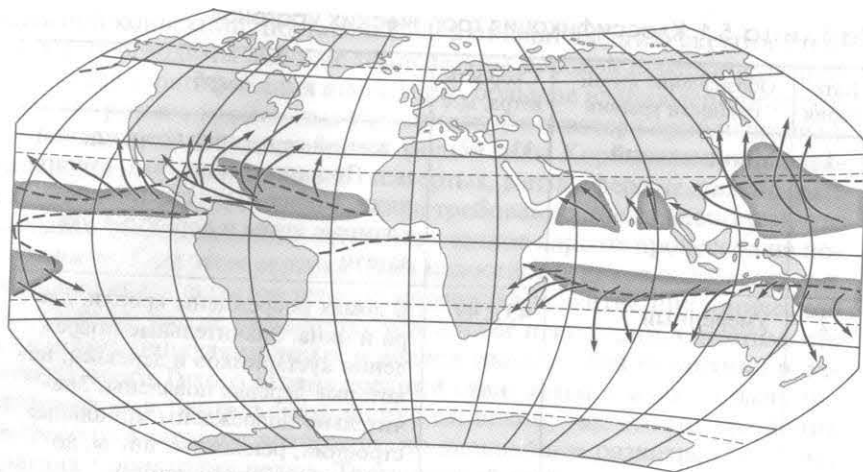


Рис. 5.6. Регионы возникновения и перемещения тропических ураганов (пунктир — изотерма 27°C температуры воды)

причем около 20 интенсифицируются до третьей или более высокой категории. Для идентификации штормам (и ураганам) присваивают имена. В Атлантическом секторе, в Австралийской зоне и области Индийского океана заранее готовится список имен (по алфавиту), которые последовательно присваиваются возникающим штормам. Списки повторяются через 6 лет: например, в 2012 г. названия ураганов те же, что были в 2006 г.

В западной части Тихого океана практика присвоения названий похожая, но здесь считается недопустимым присваивать человеческие имена разрушительным вихрям, опустошающим страны и губящим людей. Поэтому иногда используют названия животных, иногда — цветов.

В заключение данного подраздела хочется обратить внимание на то, что внетропический циклон обязательно проходит процедуру окклюдирования, которая, в конечном счете, и приводит его к деградации из-за исчезновения горизонтальных термических контрастов. Тропический циклон не имеет внутреннего механизма, обрекающего его на разрушение. Он мог бы в идеальных условиях существовать вечно, до тех пор пока способен собирать с поверхности необходимое количество «топлива» — водяной пар.

5.3. Локальные циркуляции

В атмосфере наряду с крупномасштабными вихрями и волнами существуют циркуляции меньших масштабов. Их происхождение различно. Некоторые связаны с конвективной деятельностью.

Другие формируются из-за прямого воздействия особенностей поверхности земли, но также, как правило, с участием конвективных явлений.

Рассмотрим жизненный цикл кучевого и кучево-дождевого облака. Первая стадия — это подъем вершины кучевого облака выше нулевой изотермы (рис. 5.7). Внутри облака вода находится во всех фазовых состояниях: капли воды и переохлажденной воды, пар и кристаллы льда. Процессы перемешивания приводят к тому, что в объеме облачного воздуха присутствуют представители всех фаз. Теперь возможны быстрый и эффективный рост кристаллов (см. подразд. 3.1) и выпадение осадков.

Вторая стадия — это стадия максимального развития. Облако достигает большой высоты — в тропиках, при большом влагосодержании, — до 18 км. Внутри него сосуществуют области восходящих и нисходящих движений и изотермы соответствующим образом изогнуты. В верхней части находится слой, где изотермы выравниваются, и еще несколько выше образуется растекающийся щит перистых облаков — наковальня. В это время идут интенсивные осадки, возможен град, ветер усиливается и становится порывистым. Градины образуются из дождевых капель, которые восходящими движениями заносятся в высокие холодные слои облака. Они растут за счет столкновений с каплями переохлажденной воды, которая слоями намерзает вокруг исходного ядра.

У поверхности формируется очаг холода. Он связан с тем, что каплями дождя увлекается к поверхности холодный воздух; кроме того, охлаждению способствует испарение капель в подоблачном слое. В финальной стадии преобладает оседание, облако разруша-

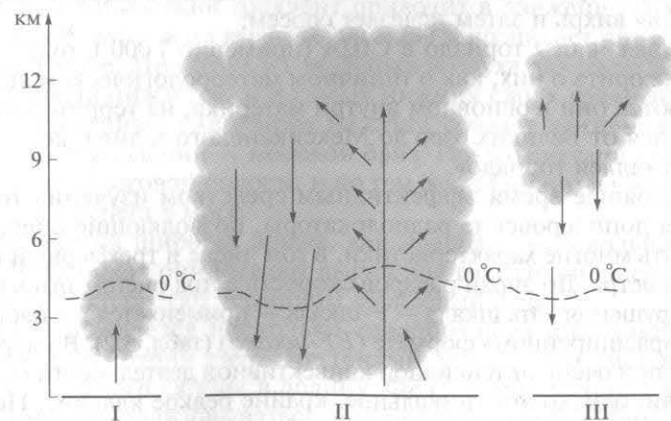


Рис. 5.7. Стадии (I, II, III) развития кучевого и кучево-дождевого облака (стрелками изображены движения воздуха)

ется, нередко растекаясь несколькими слоями. Осадки ослабевают, ветер успокаивается.

Рассмотренный эволюционный путь относился к одному отдельному облаку. Однако зачастую конвективные ячейки сосуществуют, образуя кластер, в котором перемешаны кучевые и кучево-дождевые облака, находящиеся на разной стадии развития, погруженные в пелену слоистых облаков, образующихся при их растекании. Кластер может занимать десятки километров в диаметре и существовать в течение нескольких часов. Явления такого типа известны в разных регионах тропиков и субтропиков как «системы сильных гроз», «облачные скопления», «линии шквалов» (когда облака выстраиваются в линию), «грозовые суперячейки» и др. Это не совсем синонимы, поскольку в разных регионах конвективные кластеры обладают различными свойствами.

При суперячейках нередко возникают *торнадо*. Этот процесс выглядит как образование в облаках вращающейся воздушной воронки, которая опускается к поверхности. Получается крутящийся (обычно против часовой стрелки в северном полушарии, но бывают исключения) с огромной скоростью столб воздуха, имеющий в ширину несколько сотен метров и несколько первых сотен метров высотой. Из-за движения воздуха в вихревое вращение вовлекаются частицы грунта, листья, различные обломки, своеобразно маркирующие вихрь. Наблюдаются черные и красные торнадо, а если торнадо задевает склоны, занесенные снегом, то получается снежно-белый торнадо. Торнадо продвигается по территории несколько километров, принося огромные разрушения встреченным на пути сооружениям и угрожая смертью людям. Обычно торнадо существует несколько минут, но иногда их можно наблюдать и в течение часа. Затем торнадо быстро теряет интенсивность, превращаясь в тонкий «веревкоподобный» вихрь и затем исчезает совсем.

Наиболее часты торнадо в США (примерно 1 000 в год) — здесь можно говорить о них, как о типичном метеорологическом явлении. Встречаются они в основном внутри материка, на территории, протянувшейся от Великих озер до Мексиканского залива, которая называется «аллея торнадо».

В настоящее время эффективным средством изучения торнадо являются доплеровские радиолокаторы, позволяющие оперативно определять многие характеристики, в том числе и трехмерный вектор скорости ветра. До эпохи радаров скорость ветра оценивалась по степени разрушения. Эта шкала — F-шкала — применяется и в настоящее время в «расширенном» формате (*EF-шкала*) (табл. 5.2). В умеренных широтах при очень интенсивной конвективной деятельности возникают смерчи, однако это уникальное, крайне редкое явление. Поэтому серьезного сопоставления с торнадо сделать трудно. Более часты так называемые водяные смерчи, возникающие в теплое время года над морями, однако они далеко не так интенсивны, как торнадо.

Таблица 5.2. Классы торнадо

| EF-шкала | Класс торнадо | Скорость ветра, м/с | Описание ветра |
|----------|---------------|---------------------|------------------|
| F0 | Слабый | 29...38 | Штормовой ветер |
| F1 | Слабый | 38...49 | Умеренно-сильный |
| F2 | Сильный | 49...60 | Сильный |
| F3 | Сильный | 60...74 | Суровый |
| F4 | Неистовый | 74...90 | Разрушительный |
| F5 | Неистовый | Более 90 | Немыслимый |

Переходим к рассмотрению локальных циркуляций, которые инициируются особенностями подстилающей поверхности. Здесь будут рассмотрены бризы, фёны, горный и долинный ветер, бора.

Бризами называется ветер у береговой линии морей или озер, в нижнем слое атмосферы, испытывающий регулярную смену направлений 2 раза в сутки. Днем у земной поверхности дует с моря морской бриз; ночью — береговой бриз, с суши. Бризы связаны с суточным ходом температуры, который на суше и на море имеет свои особенности. Днем суша (при прочих равных условиях) прогревается сильнее, чем соседствующая морская (или озерная) поверхность. Поэтому геопотенциальные поверхности над сушей расположены выше (см. формулу (1.10)), чем над морем. В результате на определенной высоте давление выше над сушей, чем на той же высоте над морем. Возникший барический градиент приводит в движение воздушные массы, в результате и на высотах 100...200 м возникает поток воздуха с суши на море. При этом из-за оттока воздуха давление у поверхности суши понижается, и в самых нижних слоях градиент давления, направленный уже с моря на сушу, создает движение воздуха в этом же направлении — морской бриз. Ночью ситуация обратная: море теплее береговой полосы, и по тем же причинам в нижнем слое дует ветер с берега в море.

В умеренных широтах бризы, как правило, — довольно слабые ветры. В тропиках они бывают выражены гораздо сильнее, их иногда даже характеризуют термином «бризовый фронт».

В горах рождается несколько своеобразных циркуляционных режимов. Рассмотрим *фён*. Это теплый, сухой, порывистый ветер, дующий с горного склона в долину. Фён — нерегулярное явление, которое может реализовываться далеко не в каждой долине. Происхождение этого метеорологического явления тесно связано с теорией адиабатических изменений температуры в атмосфере (см. подразд. 1.2).

Предположим, что в некоторой горной стране господствовала однородная воздушная масса. Пусть воздушный поток поднимается вдоль горного склона (рис. 5.8). При этом происходит сухадиабатическое понижение температуры, которое, начиная с уровня конденсации, сменяется влажноадиабатическим понижением. Продукты конденсации выпадают из облаков, т. е. на наветренном склоне идет дождь. Поток, перевалив хребет, начинает спускаться вниз. Адиабатический нагрев сразу удаляет воздух от состояния насыщения, облака на подветренном склоне исчезают. Над вершиной остается слой облаков, который выглядит неизменным («фёновый воротник»), однако на самом деле он каждое мгновение обновляется, воспроизводится за счет перетекающих хребет новых порций воздуха.

При сухадиабатическом опускании воздушная частица, возвращаясь на тот высотный уровень, с которого ранее стартовала вверх, становится теплее, причем одновременно снижается и относительная влажность. Пусть, например, высота хребта 2000 м. При подъеме на эту высоту температура понижается: $2000 \text{ м} \times 6,5 \cdot 10^{-3} \text{ }^{\circ}\text{C/м} = 13 \text{ }^{\circ}\text{C}$. При опускании воздуха по другую сторону хребта приrost температуры составит: $2000 \text{ м} \times 9,8 \cdot 10^{-3} \text{ }^{\circ}\text{C/м} = 20 \text{ }^{\circ}\text{C}$. Таким образом, из-за различий градиентов приращение температуры составит $7 \text{ }^{\circ}\text{C}$.

Фёновое потепление особенно эффективно, если переваливающий хребет воздух относился к другой, более теплой воздушной массе. В качестве примера можно назвать ветер с местным названием Чинук, вызывающий кратковременное потепление во внутренних районах Тихоокеанского северо-запада США (Британская Колумбия). Он особенно эффектен зимой, когда тихоокеанский морской воздух с положительными температурами, отгороженный от выхолаженной континентальной воздушной массы горами, перетекает через горную цепь. При его последующем опускании вдоль склона может произойти потепление на $20 \dots 40 \text{ }^{\circ}\text{C}$, а иногда и более чем на $50 \text{ }^{\circ}\text{C}$. При этом нередко тает или испаряется снежный покров.

Другой пример касается генезиса экстремальных потеплений летом в Центральной Азии. Имеются в виду рекордные максимальные

температуры, доходившие, например в Ташкенте (Узбекистан), до $+45 \text{ }^{\circ}\text{C}$. Для достижения таких значений обычно требуется сочетание адвекции тропического воздуха и фёновой циркуляции.

Если прорывается в горы и начинает спускаться по склонам очень холодный воздух, то адиабатический нагрев может оказаться недостаточным для компенсации адвективного охлаждения, особенно если высота склона сравнительно невелика. Так, на Черном море, в районе Новороссийска, море отгорожено от суши невысоким, достигающим примерно 600 м в высоту горным хребтом. Зимой сюда иногда распространяется холодный континентальный воздух с температурой у поверхности, например, $-26 \text{ }^{\circ}\text{C}$. Если этот холодный (а значит, плотный и «тяжелый») воздух начнет переваливать хребет к морю, то температура в нем адиабатически поднимется на $6 \text{ }^{\circ}\text{C}$, однако все равно при этом на теплое побережье обрушится 20-градусный мороз, сопровождающийся сильным ветром (типично превышающим 20 м/с), с интенсивными порывами. Это вызывает шторм на море, причем брызги волн мгновенно замерзают при таких температурах, и из-за намерзания льда может происходить опрокидывание кораблей. Это явление называется *бора*. Ее продолжительность составляет в среднем 1...3 сут, поскольку она связана с циркуляциями синоптического масштаба. Сходные явления боры обнаружены на Новой Земле (новоземельская бора), на Байкале у Ольхонских ворот, на средиземноморском побережье Франции (мистраль), в Каталонии у Пиренеев (трамонтан) и др.

Фён и бора относятся к классу «падающих циркуляций». К ним принадлежит также горный ветер и ледниковый ветер. Причины образования этих циркуляций заключаются в том, что вниз (с гор, с ледников) спускается холодный «тяжелый» воздух. Для такой воздушной массы характерна сравнительно небольшая мощность (несколько десятков, редко сотни, метров) и устойчивая стратификация. Последнее обстоятельство определяет режим движения воздуха, текущего, как вода, вниз по склону.

Ледниковый ветер не имеет суточной периодичности. Горный ветер «включается» вечером. Иногда это играет положительную роль. Так, ночные потоки горного ветра с Заилийского Алатау (горный хребет на северо-западе Тянь-Шаня) частично вычищают воздух в Алматы (Казахстан) от антропогенных загрязнений и пыли, накопившихся в большом городе за день. В некоторых случаях это явление имеет отрицательное значение: в Алуште (Крым) горный ветер в сочетании с ночным бризом создает несколько некомфортные условия для ночного морского отдыха, что отличает этот город от более благоприятных Ялты, Алупки и др.

К понятию ледникового ветра примыкают *катабатические ветры* ледяных щитов Гренландии и Антарктиды. Особенно впечатляют ветры Антарктиды. Здесь в формировании потока, ориентированного от центра плато к побережью, играет роль не только сила тяжести,

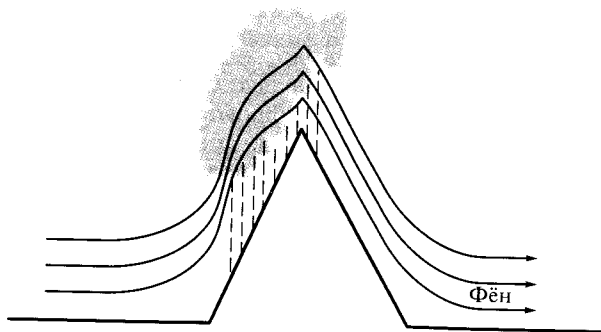


Рис. 5.8. Схема возникновения фёна

но и сила горизонтального барического градиента, а также, учитывая большой масштаб движений, и сила Кориолиса.

Воздушные потоки в горах могут не только опускаться. Пример с фёном включает описание поднимающегося по наветренному склону воздуха — это подъем, обусловленный крупномасштабной циркуляционной системой. Кроме того, возможно всплывание воздуха из-за неустойчивости, в том числе вдоль склонов (так называемый склоновый ветер) и днем вдоль долин (горно-долинный ветер). Однако динамика неустойчиво стратифицированной воздушной массы такова, что поток воздуха не обязан следовать прижимаясь к склону, воздушные частицы могут просто всплывать вверх. Поэтому дневные горно-долинные циркуляции не настолько упорядочены, как ночные, и нет оснований рассматривать их как зеркальное отражение друг друга.

5.4. Общая циркуляция атмосферы

Планетарная система атмосферных движений называется **общей циркуляцией атмосферы** (ОЦА). Перечислим основные особенности (рис. 4.4, 5.5 и 5.9).

В экваториальной ложбине между субтропическими антициклонами Северного и Южного полушарий происходит конвергенция воздушных течений (пассатов) — это ВЗК. В ней развиваются восходящие движения воздуха, который затем оттекает (в форме антипассатов) в высокие широты. Воздушные частицы остывают, теряя тепло из-за длинноволнового излучения. За счет этого вдоль потока поддерживается температурный межширотный градиент между «прежним» и «свежим» воздухом. Поэтому (в силу уравнения термического ветра) происходит усиление ветра с высотой — образуется субтропическое струйное течение.

Охлажденный, более плотный воздух оседает в субтропиках каждого полушария, однако симметрии нет — оседание осуществляется главным образом в зимнем полушарии. Вся система циркуляции (с подъемом в экваториальной зоне и оседанием в субтропиках) называется **ячейкой Хедли**. Трехмерная картина циркуляции показывает, что кроме меридиональной ячейки существует зонально ориентированная циркуляция (**ячейка Уокера**). В ней наиболее отчетливо выражен подъем воздуха в районе Зондских островов с опусканием в западной части Индийского океана и восточной части Тихого океана. Таким образом, фактически, область восходящих движений — огромный, сезонно мигрирующий, воздушный фонтан. Летом Северного полушария он располагается в восточной части Индийского океана — Южной Азии — западной части Тихого океана — районе морского континента Индонезии; летом Южного полушария — в западной части Тихого океана — районе

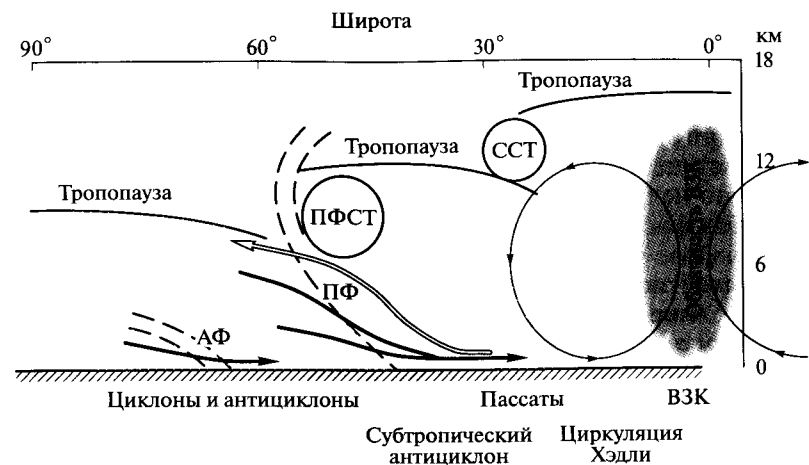


Рис. 5.9. Схема общей циркуляции атмосферы:

ПФ и АФ — полярный и арктический фронты; ПФСТ и ССТ — полярно-фронтовое и субтропическое струйные течения; ВЗК — внутритропическая зона конвергенции

Индонезии — Северной Австралии. Несколько менее выражена такая же система циркуляции с подъемом воздуха в регионе Атлантики и Южной Америки.

Тропическая воздушная масса взаимодействует с более холодным воздухом умеренной зоны на полярном фронте. Большой горизонтальный температурный градиент сопровождается ростом скорости ветра с высотой, приводящим к формированию в верхней тропосфере полярнофронтового струйного течения. Возвращаясь к рис. 5.5, отметим, что на нем области обоих струйных течений сливаются, хотя в реальности это генетически различные потоки, имеющие разную локализацию и сильно различающиеся с точки зрения стабильности.

ВЗК представляет собой в Атлантическом океане и в восточной части Тихого океана область сходимости пассатов Северного и Южного полушарий. Здесь это сравнительно узкая (две-три сотни километров вдоль меридиана) полоса, простирающаяся вдоль экватора на несколько тысяч километров. Выдающиеся капитаны парусного флота (Кук, Лаперуз, Ванкувер и др.), приближаясь к экватору, неоднократно отмечали в судовых журналах момент, называемый ими «потерей пассата» — фактически это была диагностика попадания в область неустойчивых по направлению ветров экваториальной ложбины. В тропиках Индийского океана и некоторых других регионах нет парно расположенных относительно экватора субтропических антициклонов, однако все равно можно говорить о существовании ВЗК (муссонной ВЗК).

Муссон определяется как устойчивый сезонный режим воздушных течений с резким изменением преобладающего направления ветра от зимы к лету и от лета к зиме (а также с сезонными изменениями атмосферной циркуляции и осадков). Само слово «муссон» происходит от арабского аналога, обозначающего сезон года. Муссоны генетически связаны с неодинаковым нагревом моря и суши, однако это не бриз, поскольку из-за различий в пространственных масштабах физика процессов и циркуляционные проявления различны.

Проанализируем развитие летнего муссона Индийского океана и Южной Азии — летний индийский муссон (муссон Южной Азии). Первопричиной служит сезонная перестройка радиационного режима. Весной вслед за радиационным прогревом к северу смещаются изотермы, а с ними и зоны атмосферного давления и циркуляции. При сдвиге к экватору субтропического антициклона южного полушария происходит перетекание юго-восточного пассата через экватор, после этого сила Кориолиса другого знака заставляет его поворачивать к востоку, и он превращается в юго-западный поток (рис. 5.10). Наиболее интенсивно перетекание экватора у побережья Сомали, где оно представлено интенсивным меридиональным нижеуровненным потоком (*течение Финдлейтера*, или *сомалийская струя*).

В особо прогреваемых регионах (Аравийский полуостров, пустыня Тар) в нижних слоях тропосферы (нижние 1...2 км) формируются термические депрессии (см. подразд. 5.2). Западный поток, сформировавшийся после пересечения экватора, проходит по их южной периферии (геострофический поток) и выходит на Индостан, принося сюда богатые водяным паром морские воздушные массы. В системе

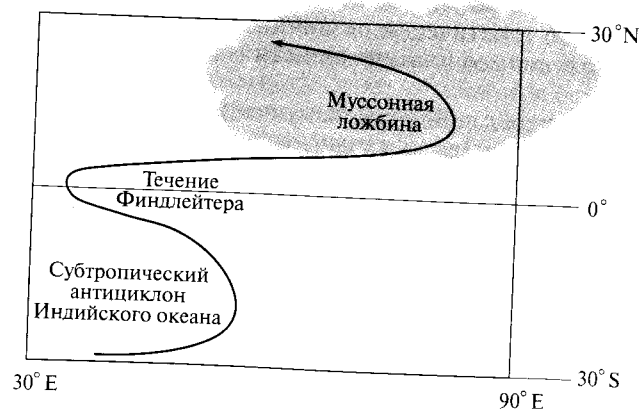


Рис. 5.10. Схема линий тока циркуляции нижней тропосферы во время летнего индийского муссона

циклонических циркуляций усиливается вертикальная составляющая скорости ветра. Развивающиеся влажноадиабатические процессы приводят к выпадению осадков, а выделившееся скрытое тепло конденсации идет, в частности, на интенсификацию самих циклонических вихрей. Поэтому слабые термические депрессии внезапно активизируются, осадки резко возрастают, что выглядит как внезапное, резкое начало муссона.

Над Индостаном подъем усиливается восхождением воздушного потока по южному склону Гималаев, где выпадает особенно много осадков. Так, на наветренном склоне Гималаев в Чаррапунджи (высота 1013 м над уровнем моря) годовая норма осадков — около 11 000 мм. В годы интенсивного муссона здесь выпадает до 20 000 мм в год.

Важную роль в развитии муссонных процессов Южной Азии играет *Тибетский антициклон*. Он формируется весной, в предмуссонный период, когда в результате прогрева этой огромной горной системы изобарические поверхности над ней образуют (как и следует из соображений уравнения статики) купол, т.е. создается теплый высотный (начинающийся не с поверхности) антициклон. На своей обращенной к полюсу периферии он ускоряет западное субтропическое струйное течение, заставляя его сместиться к северу, а с экваториальной стороны антициклона образуется интенсивный восточный поток (*восточное струйное течение*). Антициклон создает дивергирующее течение в верхней тропосфере, что вместе с системой конвергирующих потоков в нижней тропосфере определяет особенно благоприятные условия для восходящих движений воздуха во всей тропосфере.

Восточное струйное течение простирается от западных частей Тихого океана до Атлантического океана, т.е. охватывает половину полушария. Важной особенностью этого потока является то, что он имеет восточно-северо-восточное направление и перетекает в Южное полушарие. Так, воздухообмен осуществляет компенсацию между Южным и Северным полушарием: в муссонной циркуляции в нижних слоях воздух движется из Южного полушария в Северное, а в верхних слоях — в противоположном направлении. Отметим, что если по массе воздуха происходит компенсация, то водяной пар ощутимо переходит из зимнего полушария в летнее, питая осадки летнего муссона (см. подразд. 3.4).

Осенью происходит постепенная перестройка планетарного радиационного баланса. Отодвигается к югу субтропический антициклон южной части Индийского океана, над Азией начинает формироваться антициклон, ослабляется и исчезает Тибетский максимум давления, заменяясь циклоном над уже холодным горным плато. Восточное струйное течение исчезает. Все приводит к постепенному затуханию летнего муссона: над Индостаном устанавливается сухая погода с северо-восточными ветрами, а муссонные процессы

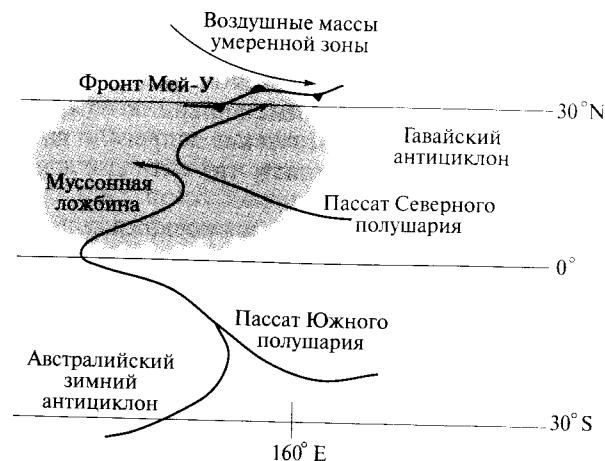


Рис. 5.11. Схема линий тока циркуляции нижней тропосферы во время летнего муссона Юго-Восточной Азии в западной части Тихого океана

Индийского океана теперь развиваются в Южном полушарии (Мадагаскарский муссон).

Чтобы проследить развитие муссона западной части Тихого океана, вновь обратим внимание на движение воздуха по восточной и северной периферии зимнего антициклона, расположенного над Австралией (рис. 5.11). Ветры пересекают экватор и меняют направление, приобретая циклоническую кривизну, причем здесь происходит конвергенция этих потоков с Тихоокеанским пассатом летнего Северного полушария. Продвигаясь далее в высокие широты, тропические воздушные массы конвергируют с умеренным воздухом, образуя ветвь полярного фронта, который называется фронтом мей-у, или чангма, или бай-у по терминологии китайских, корейских и японских метеорологов. В области конвергенции возникают синоптические вихри и системы кучево-дождевых облаков, формирующие муссонные осадки западной части Тихого океана.

В Атлантическом океане зимой Северного полушария ВЗК располагается в нескольких градусах севернее экватора. С приближением лета она постепенно отодвигается к северу, и пассат Южного полушария начинает перетекать экватор и, меняя направление, образовывать область экваториальных западных ветров (рис. 5.12). Навстречу этим движущимся с океана западно-юго-западным потокам движутся горячие воздушные массы пустыни Сахары (харматан). Их взаимодействие отличает, как уже отмечалось, не только сходимость течений, но и большой температурный контраст воздушных масс.

На африканском материке нет горной преграды, аналогичной Гималаям, поэтому интенсивность муссонных осадков Западной Африки и размеры территории, на которую они распространяются, за-

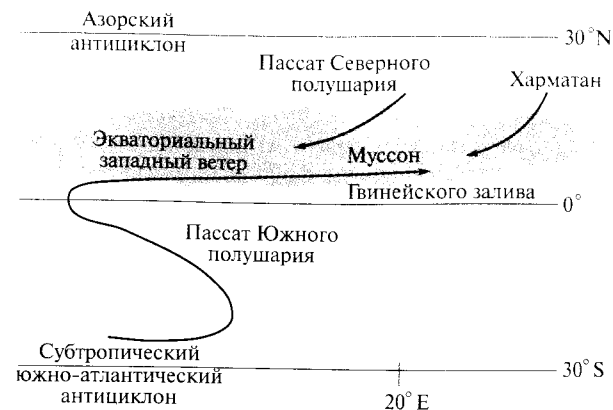


Рис. 5.12. Схема линий тока циркуляции нижней тропосферы во время летнего муссона Гвинейского залива

висят от интенсивности ВЗК и активности муссона. При присущей атмосферным процессам неустойчивости в данном регионе нерегулярно чередуются годы избыточного, нормального и недостаточного увлажнения. При повторяющемся несколько лет подряд ослаблении муссона граница пустыни Сахара распространяется на юг, надвигаясь на регион Сахеля (см. подразд. 8.3), что может приводить, в зависимости от масштаба засухи, к катастрофическим последствиям для сельскохозяйственного производства. И наоборот, во влажных этапах «зеленая волна» наступает на территорию пустыни.

5.5. Изменчивость общей циркуляции атмосферы и региональных циркуляций

Неотъемлемой чертой климатического режима является не только среднее состояние ОЦА, но и ее изменчивость, с которой связаны гидрометеорологические аномалии.

Остановимся, прежде всего, на явлении *блокирования* западного переноса умеренных широт. Оно выражается в том, что возникает долгоживущий блокирующий антициклон, который:

- препятствует распространению систем, несущих осадки с запада;
- в оседающем воздухе (см. подразд. 5.1) поддерживается устойчивая стратификация, в результате чего летом малооблачные условия способствуют прогреву поверхности солнечной радиацией, а зимой малооблачная погода способствует выхолаживанию;
- в системе движений антициклона происходит вынос теплого воздуха с юга.

Стабильность антициклона поддерживается квазирегулярно входящими в систему его циркуляции ядрами высокого давления. Это напоминает процесс формирования субтропических антициклонов (см. подразд. 5.2).

Наиболее ярким событием этого типа явилась погодная аномалия лета 2010 г. в центральной части Восточно-Европейской равнины, когда отклонение температуры от нормы за июнь — август превысило 4°C . Катастрофическая жара в сочетании с засухой привели к природным пожарам лесов и высохших торфяных болот и существенному снижению качества воздуха.

Рассмотрим межсезонные вариации. Наиболее важную роль играет *осцилляция Маддена — Джулиана (МЖО)*. Речь идет о том, что в Индийском океане и западной части Тихого океана квазипериодически (30...70 сут) образуется кластер конвективной облачности (продукт деятельности нескольких депрессий), который перемещается на этом долгом отрезке как целостный объект с запада на восток.

МЖО проявляется во всех метеорологических полях, но выделить его наиболее четко удастся именно по динамике облачности. Для этого удобно использовать спутниковую информацию об уходящей длинноволновой радиации (см. подразд. 2.4).

В явлении МЖО выделяют восемь фаз (на рис. 5.13 показаны нечетные фазы). Первая фаза — это ситуация, когда над «морским континентом» — Индонезией — конвективных облаков мало. Третья фаза — это уже ситуация, когда скопление над Индийским океаном активизировалось и подвинулось на 2000 км к востоку (на такое же расстояние сместился край сухой зоны), а над Тихим океаном скопление исчезло. Пятая фаза — над Индонезией имеется скопление конвективных облаков, постепенно сдвигающееся на восток и деградирующее. Наконец, в седьмую и восьмую фазы конвективный кластер уходит все дальше в Тихий океан и постепенно исчезает. Над Индонезией в это время облачность мала. Продолжительность каждой фазы составляет 7...8 сут. Конкретное МЖО никогда не выглядит так четко, как это показано на рис. 5.13. Дело в том, что рисунки представляют собой синтез многочисленных ситуаций (порядка 300).

МЖО сопровождается возмущениями поля геопотенциала в верхней тропосфере. Возмущения на границе тропиков создают воздействия на циркуляционный режим умеренной зоны, «откликаясь», в частности аномалиями Северо-Атлантического колебания.

Следующим важным примером изменчивости является квазидвухлетняя цикличность ветрового режима, существующая в экваториальной стратосфере. Это почти правильные двухлетние смены западных ветров на восточные и обратно. Иногда происходит нарушение «порядка» перехода, тогда конкретная фаза оказывается немного короче или длиннее. Выглядит явление как удвоенный годовой цикл, однако на самом деле это совпадение случайно.

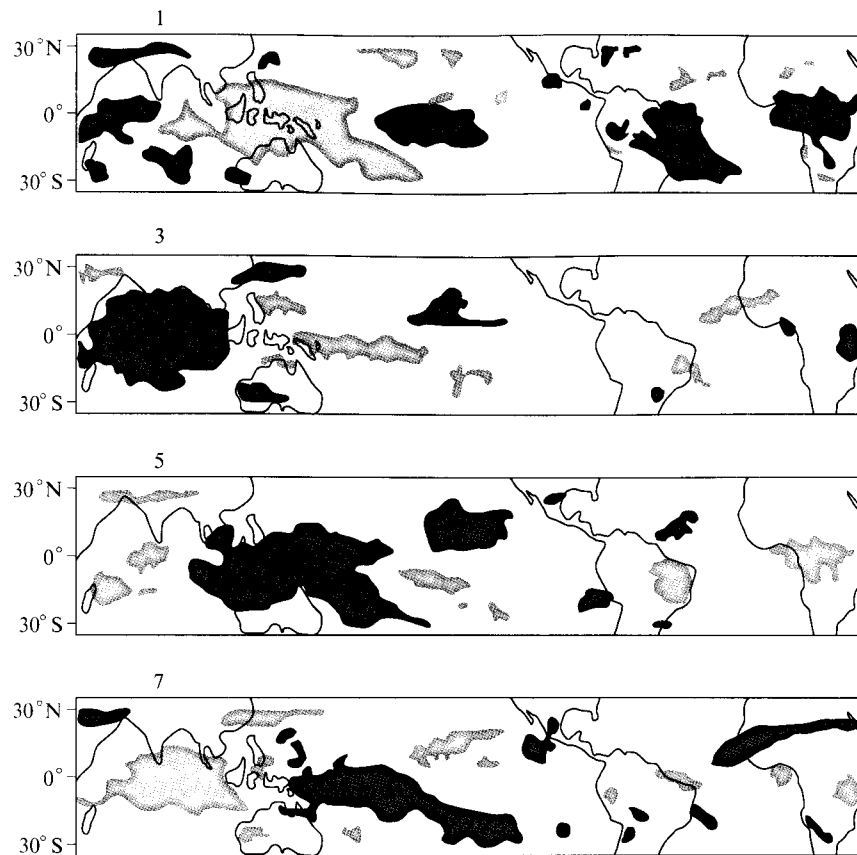


Рис. 5.13. Нечетные (1, 3, 5 и 7) фазы МЖО: композиционная картина УДР ($\text{Вт}/\text{м}^2$, цвет) за период наблюдений 1974 — 2007 гг.

Заметным проявлением изменчивости атмосферной циркуляции умеренных широт является *Северо-Атлантическое колебание* — NAO (North Atlantic Oscillation). Для диагностирования NAO используют специальный индекс, характеризующий согласованные осцилляции атмосферного давления в центрах действия Исландской депрессии и Азорского антициклона (см. подразд. 5.2).

В положительной фазе $I_{\text{NAO}} > 0$ одновременно наблюдается углубление исландской депрессии и усиление азорского антициклона. Рост барического градиента, а значит, и усиление западного переноса стимулирует активизацию серий циклонов, выходящих на территорию Западной и Северной Европы с дальнейшим продвижением в глубь евразийского континента. Отрицательная фаза $I_{\text{NAO}} < 0$ характеризуется ослаблением градиента. В результате траектории

циклонических серий смещаются на южную часть Европы и Средиземноморье. При этом Северная и Восточная Европа оказываются во власти континентальных умеренных и арктических воздушных масс, приходящих с востока и северо-востока. Отметим, что предложенная интерпретация имеет смысл, если отклонения достаточно велики (например, индекс по абсолютной величине превышает единицу).

Состояние NAO оказывает значительное влияние на географическое распределение аномалий температуры над обширными областями Северного полушария, в том числе и на территории России. При росте I_{NAO} зимы на Восточно-Европейской равнине приобретают вид «западноевропейской зимы»: температура около нуля, осадки в виде дождя и снега, резкие перемены погоды. Одновременно интенсификация исландской депрессии определяет (в силу геострофичности циркуляции) феномен интенсивных северных вторжений и обильных снегопадов на восточном побережье Северной Америки.

Состояние NAO характеризуется изменчивостью от одного года к другому, да и внутри одного сезона могут иметь место заметные различия. Наряду с этим были ситуации, когда NAO определенного знака устойчиво повторялось вновь и вновь в течение длительного промежутка времени. Так, с начала XX в. до конца 30-х годов XX в. преобладала положительная фаза, а с середины 90-х годов XX в. до настоящего времени фазы NAO закономерно флуктуируют от одного зимнего сезона к другому.

Во внетропических широтах Тихого океана изменения циркуляции атмосферы в зимних условиях выражены вариациями Алеутской депрессии (см. подразд. 5.2). Они характеризуются Тихоокеанским индексом NPI (North Pacific Index), представляющим собой осредненное по площади $30^\circ \dots 65^\circ$ с. ш., 160° в. д. — 140° з. д. давление на уровне моря (это, фактически, территория, над которой существует алеутский минимум). Другой показатель — индекс ALPI (Aleutian Low Pressure Index Anomaly), рассчитывается как вариация площади, охватываемой алеутской депрессией. Динамика обоих показателей согласованна и характеризуется коэффициентом корреляции порядка $0,75 \dots 0,80$ (ожидать большего трудно, так как обе величины могут быть оценены только приближенно). Корреляция между рядами NAO и NPI практически отсутствует.

Существует довольно много других индексов, которые успешно применяются в различных регионах для характеристики особенностей ОЦА. Так, для территории России используются, кроме NAO, классификация Вангенгейма и классификация Дзердзеевского. В первой все многообразие циркуляционных процессов сведено к трем основным формам. Это W — характеризующая в тропосфере Атлантико-Европейского сектора западный поток с волнами малой амплитуды. Два других типа характеризуют меридиональные процессы. Это С, при которой высотный гребень расположен над востоком

Атлантики и Западной Европой, и высотная ложбина над Восточно-европейской равниной (ВЕР). Другая меридиональная форма Е, при которой над восточной Атлантикой и Западной Сибирью устанавливается глубокая ложбина, а над ВЕР — высотный гребень.

Более сложно устроена классификация Дзердзеевского, в которой выделяется большое количество так называемых элементарных циркуляционных механизмов и рассматривается динамика повторяемости их разных наборов.

Переходим к рассмотрению более длительных флуктуаций. Важнейшим компонентом межгодовой изменчивости служат явления Эль-Ниньо — Южное Колебание (El Nino — Southern Oscillation, ENSO). Они повторяются с интервалом от 2 до 7 лет и могут продолжаться от нескольких месяцев до полутора лет. «Южное колебание» представляет собой синхронное повышение (понижение) давления на востоке Тихого океана и понижение (повышение) давления на западе Тихого океана. Оно генетически связано с динамикой тропического океана.

Во время теплой стадии ENSO происходит комплексное изменение термического режима и условий циркуляции атмосферы и океана в тропиках Тихого океана, сопровождающееся изменением направления ветра в тропосфере над Тихим океаном, смещением зон конвекции и осадков. Повышение температуры в океане (цв. вкл. рис. 13) сравните с цв. вкл. рис. 11) происходит за счет того, что в тех районах, где в обычных условиях термоклин располагается близко к поверхности, происходит его заглубление. При этом вовлечение холодных вод в верхний квазигоризонтальный слой прекращается, и его температура увеличивается. Западные экваториальные ветры усиливаются и заменяют традиционный для Тихого океана восточный пассатный перенос, простираясь от побережья Австралии через центральные районы Тихого океана на восток Тихого океана более чем на 4 тыс. км (до 145° з. д.) от своего среднего климатического положения.

В период Эль-Ниньо восходящие ветви циркуляций Хедли и Уолкера смещаются на восток в район локализации аномально теплых поверхностных вод Тихого океана. В результате интенсивная конвекция захватывает центр Тихого океана и западную часть тропической Южной Америки, вызывая здесь катастрофические осадки и наводнения. При этом нисходящие ветви зональной экваториальной ячейки теперь располагаются над Австралией и Индонезией, а также над бассейном Амазонки, приводя к засушливым условиям и даже лесным пожарам в этих регионах. В некоторых случаях Эль-Ниньо максимально реализуется в океане и атмосфере вблизи Южной Америки, в других — в центральной части Тихого океана.

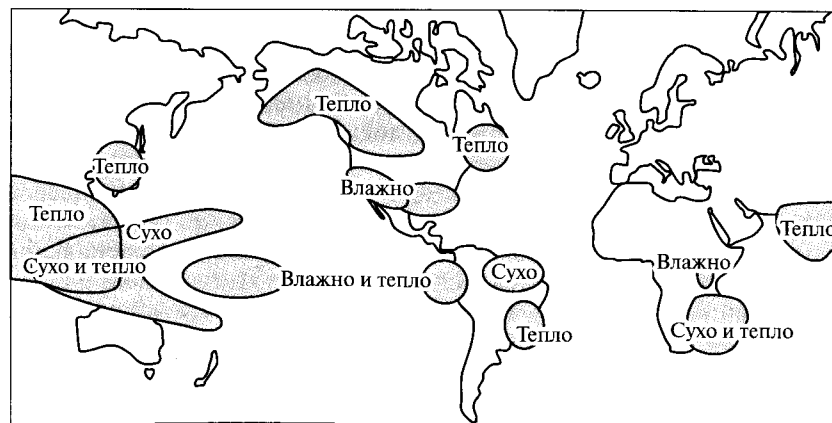
Аномалия противоположного знака — явление Ла-Нинья (цв. вкл. рис. 14) — характеризуется отрицательными аномалиями температуры океана на востоке и в центре Тихого океана и более сильными пассатными ветрами вдоль экватора. Холодная фаза характеризуется

практически полным исчезновением на всем протяжении тропиков Тихого океана экваториальных западных ветров и их заменой на восточный пассатный перенос.

Аномалия, возникающая в тропиках Тихого океана, сопровождается возникновением волн в полях атмосферного давления, за счет распространения которых аномальный сигнал переносится в другие районы мира. Мощность сигнала убывает при удалении от источника. Кроме того, надо принять во внимание, что в каждом регионе имеется свой уровень изменчивости, так что там, где этот уровень высок, сигнал ENSO может оказаться неразличимым. Поэтому не следует удивляться тому, что картина статистически значимого отклика



а



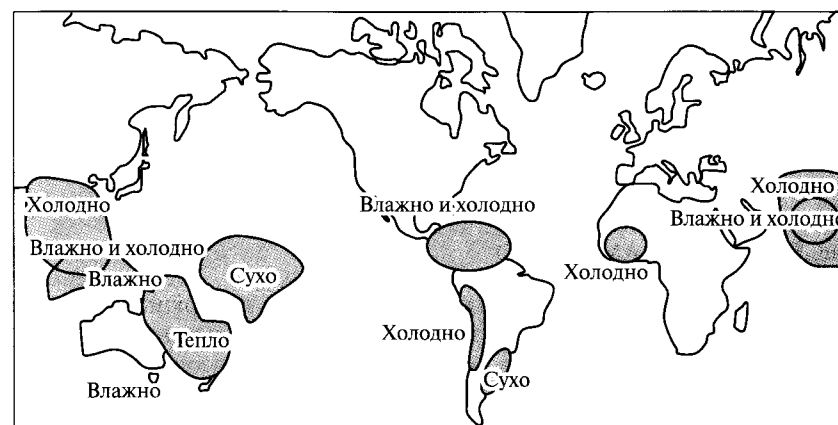
б

Рис. 5.14. Схема аномалий температуры и осадков, связанных с Эль-Ниньо в период лета (а) и зимы (б) в Северном полушарии

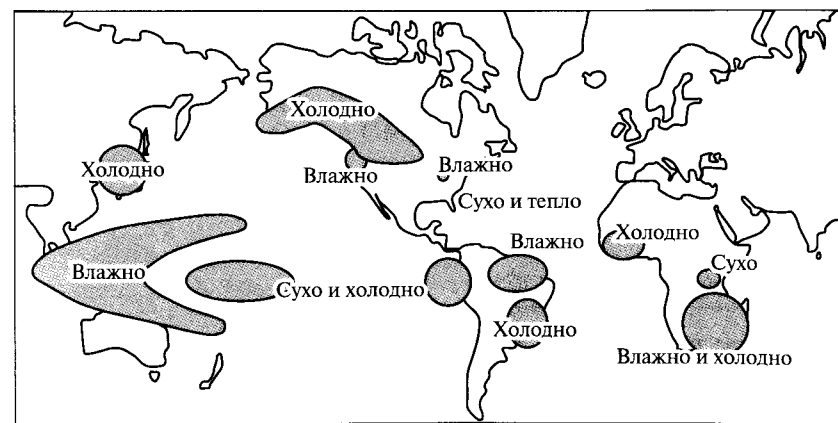
представляет собой на картах набор пространственно несвязанных пятен (см. рис. 5.14 и 5.15).

Переходим к более длительным процессам. Для их индикации в Атлантико-Европейском секторе используется *показатель междекадных колебаний АМО* (Atlantic Multidecadal Oscillation). Он рассчитывается путем осреднения годовых средних температур поверхности воды в регионе от экватора до 60° с. ш. Теплые фазы АМО наблюдались в конце XIX в. и с 1931 по 1960 г., холодные фазы имели место с 1905 по 1925 г. и с 1965 по 1990 г.

В Тихоокеанском секторе для характеристики декадной изменчивости используется показатель PDO (Pacific Decadal Oscillation),



а



б

Рис. 5.15. Схема аномалий температуры и осадков, связанных с Ла-Нинья в период лета (а) и зимы (б) в Северном полушарии

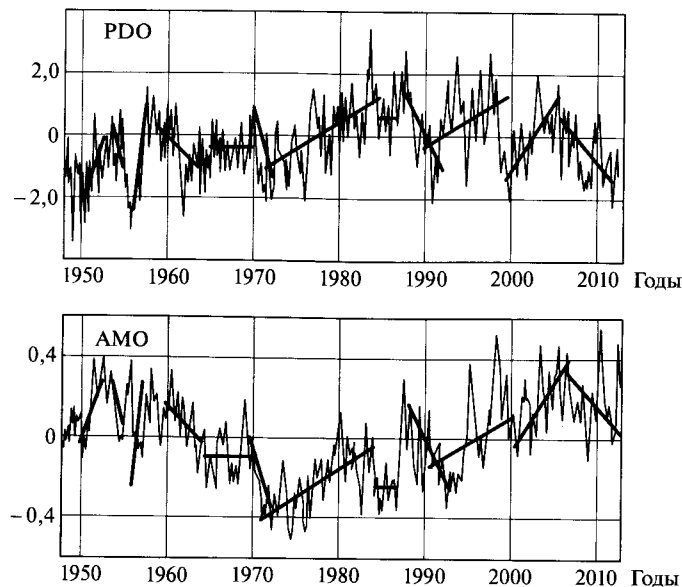


Рис. 5.16. Индексы AMO и PDO

также рассчитываемый по данным о температуре поверхности океана. Для этой цели производится предварительная фильтрация данных, из рядов которых удаляются все быстро флуктуирующие составляющие изменчивости.

На рис. 5.16 сопоставлена динамика индексов, осуществленная выделением в каждом из рядов одинаковых (по продолжительности и наклону) линейных трендов. Таким способом удалось обнаружить много сходных черт, что говорит о том, что на декадном масштабе изменчивость в разных регионах уже происходит гораздо более согласованно, чем на масштабах NAO и NPI. Более важный вывод заключается в том, что изменчивость AMO и PDO позволяет правильно интерпретировать генезис современного потепления — совсем не все изменения следует считать проявлением антропогенного воздействия (см. подразд. 9.4).

КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Что такое турбулентность и каковы причины ее существования?
2. Каково географическое распределение среднего давления атмосферы на уровне моря?
3. Что такое геострофический ветер?
4. Охарактеризуйте пассаты и муссоны.
5. Что такое циркуляция Хэдли, циркуляция Уокера и внутритропическая зона конвергенции?

6. Что такое тропический циклогенез?
7. Какие существуют фазы в развитии внетропических циклонов и антициклонов?
8. Назовите общие черты и различия бора и фена.
9. Что такое бризовая циркуляция и горный ветер?
10. Что такое Эль-Ниньо — Южное колебание?
11. Что такое Северо-Атлантическое колебание?

6.1. Климат и микроклимат

В подразд. 1.3 было введено понятие климатической системы, состоящей из взаимодействующих элементов, находящейся под контролем внешних факторов: климат определен как ее режим функционирования. Важно, что климат приспосабливается к внешним факторам в статистическом смысле, т.е. климатическая система пребывает в режиме флуктуаций. Этим создается *климатическая изменчивость* — своеобразный «шум», если использовать радиотехническую терминологию. Можно выразить это считая, что при неизменных внешних условиях последовательные во времени состояния климата складываются в некоторую траекторию (называемую фазовой траекторией), которая (если бы история Земли могла бы повториться опять) могла бы быть и другой, и третьей, но не выходящей за рамки, определяемые внешними факторами.

В качестве примера, поясняющего суть концепции, обратимся к климатическим событиям первой половины XX в. Среди них наиболее ярким было «потепление Арктики» (см. подразд. 9.4), когда в 40-х годах XX в. существовала длительная теплая аномалия, наиболее сильно проявившаяся в полярных широтах. Компьютерные эксперименты с математическими моделями климата (см. подразд. 7.3) показали, что это событие носило случайный характер в том смысле, что человечеству «повезло» (или «не повезло»), что оно состоялось именно в это время и имело именно наблюдаемую амплитуду. В других модельных раскладах, вполне вероятных с точки зрения внешних факторов, потепление оказывалось сдвинуто на 20—30 лет вперед или назад по шкале времени или не происходило вообще.

Логично было бы для определения климата использовать статистические характеристики всех траекторий (статистический ансамбль), однако из них известна только одна, та, которая реализовалась, осуществив конкретную историю климата. Поэтому для характеристики климата приходится использовать средние значения и показатели изменчивости (в том числе экстремальные значения) температуры, скорости ветра, осадков, испарения, радиации, рассчитанные по временным рядам. Этот прием в теории вероятности известен как «предположение о эргодичности».

Выбор интервала осреднения по времени далеко не однозначен. Дело в том, что метеорологическим полям присуща временная изменчивость в очень широких пределах. Одновременное существование флуктуаций всех масштабов приводит к тому, что средние значения и другие статистические показатели, рассчитанные по какому-то интервалу, будут функциями «более медленного» времени. Понимая это, нет основания стремиться вычислять статистические характеристики обязательно по большому ряду наблюдений, поскольку при этом может проявиться низкочастотный тренд, искажающий результаты. Поэтому для практических целей характеристики климатического состояния выбирается интервал усреднения примерно в 30 лет. Это мотивируется тем, что сюда укладываются несколько межгодовых вариаций ENSO (см. подразд. 5.5) — важного внутреннего цикла земного климата, что обеспечивает их более-менее надежный статистический учет. Кроме того, характерная продолжительность гидрометеорологических наблюдений мировой сети (~100—150 лет) позволяет уверенно определять характеристики климатической изменчивости как различия между осредненными за 30 лет значениями. Наконец, такой интервал соизмерим с активной фазой жизни человека — последнее отражает тот факт, что к климатическим изменениям традиционно относились те, которые происходили на временах, превышающих память одного поколения.

Для получения сравнимых результатов мониторинга климатической системы Всемирная метеорологическая организация (ВМО) утвердила два базовых периода для расчета климатических норм: 1961—1990 гг. и 1971—2000 гг. Среднее значение называют «нормой», а отклонения — «аномалиями». Изменения климата от одного периода к другому оцениваются как разность климатических переменных, или, что практически то же самое, величиной коэффициента линейного тренда, оцениваемого стандартным образом. Данные показатели могут применяться как для изменений климата всего земного шара, так и для определенной географической области.

В качестве меры важности тренда используется доля дисперсии рассматриваемой климатической переменной, объясняемая данным трендом. В этом смысле удобно применять представления о «шуме» и «сигнале». Климатическая система, как было уже отмечено, всегда находится в состоянии изменений — это будем считать «шумом», генерируемым самой системой, причем уровень шума характеризуется дисперсией (стандартным отклонением) флуктуаций. Если теперь в системе появляются направленные изменения — тренд, то он будет значимым тогда, когда мощность этого сигнала превзойдет уровень шума, т.е. на фоне шума будут ощущаться направленные изменения. Количественная трактовка того, во сколько раз надо «превзойти» шум, есть задача теории вероятностей. Для простоты можно считать, что, по крайней мере, аномалия, порожденная сигналом, должна просто превышать стандартное отклонение собственных флуктуаций.

Оценка изменений климата подразумевает определение отклонений от базового периода, который отождествляют с современным климатом. Однако использование этого термина не так просто. Даже с формальной точки зрения существуют проблемы, какой выбрать интервал из двух рекомендованных ВМО.

Кроме того, определение отрезка истории климата, когда он уже принял современные черты, зависит от целей, которые стоят перед конкретным исследованием и, соответственно, от масштаба рассматриваемых процессов. Действительно, можно говорить, что климат принял современные черты в конце кайнозойской эры, и считать «современным» холодный климат чередующихся оледенений и межледниковий (см. подразд. 8.2). Суживая временной масштаб, «современным» следует назвать климат именно текущего межледникового (голоцен), которое длится уже около 10 тыс. лет. Имея в виду, что и в голоцене происходили заметные вариации состояния климата, «современными» можно считать последние 2 000 лет, когда в динамике окружающей среды не было заметных трендов и индикаторы ее состояния не выходили за определенные границы (см. подразд. 8.3). Наконец, современным климатом называют и состояние климата за период инструментальных наблюдений, и климат специально выделенных 30-летних интервалов.

Особенности планетарного климатического режима проявляются по-разному в различных регионах, определяясь географическим положением изучаемой территории: широтой, долготой и высотой над уровнем моря, а также специальными особенностями (если они есть), такими как близость океана, принадлежность к наветренному или подветренному макросклону горной страны и др. При этом внутри каждого типа климата обнаруживается мозаичность, создающая типичные, сохраняющиеся особенности, которые создают своеобразие *микроклимата*. Он формируется под влиянием того, что структура теплового баланса, особенности турбулентного режима и структура приземного слоя зависят от мелкомасштабных форм рельефа и ландшафтных особенностей. Имеется в виду экспозиция и наклон склонов, закрытость горизонта (определяющая в горах и в больших городах особенности радиационного режима), характер растительного покрова, особенности гидрографии территории и др.

Локальные особенности теплового баланса, а с ними и мозаичность микроклиматов хорошо проявляются в солнечную погоду, и наоборот, слабый приток солнечного тепла, туман, дождь и сильный ветер нивелирует различия. Таким же «выглаживающим» различия фактором выступает снежный покров, поэтому микроклиматические различия отчетливо выражены именно в теплое время года.

Рассмотрим некоторые примеры микроклиматов. Начнем с *микроклимата леса*. Обдувающий его ветер тормозится от опушки по направлению в глубь леса, где его скорость быстро затухает. Над кронами ветер принимает характер логарифмического профиля, на-

чинающегося внутри слоя крон, примерно на высоте $2/3 \dots 3/4$ средней высоты деревьев.

Перейдем к *микроклимату города*. Большой город представляет собой трехмерную среду, в которой формирование поля температуры происходит за счет обмена теплом между дорогами, крышами, стенами зданий, а также иными элементами городской среды, такими как парки, пруды и др. Водный режим городской среды специфичен, поскольку выпадающие осадки удаляются в канализационные стоки. Это резко уменьшает испарение и обеспечивает рост доли потока явного тепла. Большим городам свойственен приток тепла в воздух за счет энергии, расходуемой городом на отопление (антропогенный поток тепла). В результате город теплее пригорода. Различия составляют в среднем за год 1°C и более. Для Москвы, например, это эквивалентно тому, как если бы город оказался передвинут на несколько сотен километров на юг. Города имеют, как правило, хорошо выраженную радиальную структуру, поэтому указанная аномалия температуры отражается замкнутыми изотермами — это *городской остров тепла*. Впечатляющие различия могут возникать зимой, при антициклональной погоде, ночью, когда урбанизированная среда, остывающая не столь сильно, как соседствующие с ней покрытые снегом территории, может иметь температуры на $10 \dots 15^\circ\text{C}$ выше, чем пригород.

Неоднородность полей метеорологических элементов наблюдается и в гораздо меньших пространственных масштабах. Описание флуктуаций температуры на масштабах от нескольких метров до десятков сантиметров уже не является задачей микроклиматологии. Эту область науки можно, следуя традиции, назвать *наноклиматологией*. Здесь велико многообразие ситуаций, поэтому компактное изложение материала невозможно. Отметим некоторые факты. Так, систематические измерения температуры ровной поверхности тундры показали, что на расстоянии всего в 1 м температура может летом различаться до 4°C в условиях солнечной погоды. Это связано с различиями в «густоте» растительности, характеризуемой так называемым листовым индексом (величиной, показывающей сколькими слоями растительности данного вида можно покрыть изучаемую единичную площадку). Формирование подобных различий в других растительных сообществах связано с разной высотой растительности и другими ее характеристиками.

6.2. Классификации климатов Б. П. Алисова и В. П. Кеппена

Для понимания пространственной структуры метеорологических полей, анализа закономерностей формирования климата и решения ряда прикладных задач требуется иметь комплексное представление о типичных особенностях метеорологического режима в тех или иных географических областях. Это может быть обеспечено различными

методами анализа географического распределения квазистационарных структур в метеорологических полях.

Представление о «типичности» достигается использованием многолетних средних значений. Выбор интервала осреднения и объема данных осуществляется априорно. Чаще всего в таких задачах подразумевается «весь доступный материал», причем данные станционных наблюдений, имеющие разную длину, статистическими методами приводятся к интервалу одинаковой продолжительности. В других случаях задаются интервалы, характеризующие «современный климат» и в этом случае говорят о «климатической норме» (см. подразд. 6.1). В связи с постоянным изменением климата необходимо пересчитывать и климатические нормы.

Традиционным для климатологии является подход, основанный на подборе для классификации климата интегральных индикаторов его состояния. Их выбор может быть различен и мотивируется, прежде всего, теми задачами, на решение которых направлена та или иная классификация. В некоторых делается акцент на выявление закономерностей географии климатов. В других случаях изучается влияние климата на особенности распределения водного режима, растительности, почвенного покрова, ландшафтов в целом. Во многих случаях классификации строятся для решения прикладных задач, возникающих в тех сферах деятельности, которые испытывают зависимость от состояния климата. Это решение проблем строительной климатологии, агроклиматическое районирование для обслуживания сельскохозяйственного производства, исследование климатических ресурсов для оптимального размещения производства и обслуживания транспорта, экологическая климатология и др.

Пространственные закономерности географического распределения климатов определяются радиационным режимом, особенностями теплообмена атмосферы с поверхностью и состоянием увлажнения. Такие классификации, строящиеся на базе фундаментальных представлений о механизмах формирования климата, называются *генетическими*. Удачным примером сочетания строгости физического подхода при формулировании принципов классификации, простоты используемых представлений и наглядности полученных результатов является классификация климатов, разработанная Б. П. Алисовым.

В качестве определяющего показателя использован факт преобладания в определенных регионах земного шара в определенное время года конкретных воздушных масс (см. подразд. 4.2). По границам воздушных масс (среднему положению атмосферных фронтов и ВЗК, в некоторых случаях с учетом орографии) определяются границы климатических областей. Эти условия дополняются еще одним положением — принимается во внимание характер циркуляции атмосферы.

В классификации Б. П. Алисова (ив. вкл. рис. 15) в каждом полушарии выделяются четыре климатических пояса по признаку преоб-

ладания в них в течение года одной из основных воздушных масс: экваториальной, тропической, умеренной, арктической (антарктической). Между основными поясами выделяются три переходных пояса, характеризующихся сезонной сменой преобладающего типа воздушных масс:

- *субэкваториальный пояс*, в котором летом преобладает экваториальный воздух, а зимой — тропический;
- *субтропический пояс*, в котором летом господствует тропический воздух, а зимой — умеренный;
- *субарктический* (субантарктический) пояс, в котором летом воздух умеренный, а зимой — арктический (антарктический).

В каждом из широтных поясов выделяются континентальный и океанический типы климата. Кроме того, в связи с принципиальными различиями циркуляционных процессов на различных границах материков, выделяются типы климата восточных и западных побережий материков включающие в себя как часть суши, так и часть прилегающей морской акватории. В каждом поясе выделяется горный тип климата.

При этом подразумевается, что наряду с господством данного типа воздуха преобладает и определенный тип циркуляции. Без этого, ориентируясь лишь на термодинамические свойства воздуха, невозможно понять, почему одна и та же масса вызывает противоположные эффекты. Например, морской тропический воздух преобладает в летнее время над территориями, принадлежащими океаническому субтропическому типу климата и субтропическому климату восточных побережий. Однако в первом случае осадки выпадают крайне редко, в то время как во втором случае осадки преобладают именно в это время года.

Как отмечалось, существует ряд классификаций климата, основанных на применении формальных признаков. Здесь авторы оставляют в стороне вопрос о физической сущности явлений, определяющих принадлежность данной территории к тому или иному климату, пытаясь выявить статистические связи и найти наиболее яркие признаки, характеризующие главные черты состояния климата. Наиболее успешно это проделал В. П. Кеппен (V. Korpen).

Рассмотрим классификацию В. П. Кеппена в редакции Г. Т. Треварта (G. T. Trevarta) (рис. 6.1). В ней все климаты разделены на шесть классов (табл. 6.1), из которых пять (*A, C, D, E, F*) отражают термические (зональные) различия, а класс *B* (интерзональный класс) характеризует сухие климаты, которые могут присутствовать в любой широтной зоне.

Для отнесения того или иного региона к сухому климату нужно сравнить годовую сумму осадков, мм, с так называемым пределом сухости, который определяется эмпирической формулой

$$ПС = 20(t - 10 + 0,3ПЛО),$$

где t — среднегодовая температура, °C ; ПЛО — процент от годовой суммы летних осадков (выпадающих с апреля по сентябрь в Северном полушарии, и с октября по март — в Южном полушарии).



Рис. 6.1. Климатическое районирование по В. Келпену и Г. Треварту (буквенные обозначения приведены в тексте)

Таблица 6.1. Определение основных классов классификации климатов Келпена — Треварта

| Индекс | Класс климатов | Определение |
|----------|----------------|--|
| <i>A</i> | Тропические | Температура больше 17 °С в течение всего года |
| <i>C</i> | Субтропические | Температура больше 9 °С в течение 8...2 мес |
| <i>D</i> | Умеренные | Температура больше 9 °С в течение 4...7 мес |
| <i>E</i> | Субарктические | Температура больше 9 °С в течение 1...3 мес |
| <i>F</i> | Полярные | Ни в одном месяце температура не превышает 9 °С |
| <i>B</i> | Сухие | Годовая сумма осадков меньше чем предел сухости (предел пустыни) |

Примечание. В табл. 6.1 приведены среднеемесячные значения температуры.

Если годовая сумма осадков в данном месте меньше, чем $ПС/2$, то это климат пустынь (обозначаемый *BW*). Если же сумма осадков больше, чем $ПС/2$, но меньше, чем $ПС$, то климат данного района есть климат степей (*BS*). Дополнительно выделяют климат морской пустыни (*BM*), характеризующийся по-прежнему очень малым количеством осадков, но, дополнительно, высокой влажностью воздуха. Если годовая сумма осадков превышает $ПС$, то климат не относится к сухим и надлежит продолжить выяснение, к какому из остальных пяти классов он относится. В табл. 6.2 дан пример рассмотренных ранее расчетов для конкретных пунктов.

Таблица 6.2. Определение принадлежности некоторых станций к сухим типам климата по Келпену — Треварту

| Станция | $t, ^\circ\text{C}$ | Осадки | | | $ПС/2$ | $ПС$ | Формула климата |
|---------------------------|---------------------|------------|-------------------|--------|--------|------|----------------------------------|
| | | летние, мм | годовая сумма, мм | ПЛО, % | | | |
| Порт Саид (Суэцкий канал) | 22 | 6 | 63 | 10 | 149 | 298 | <i>BM</i> |
| Александрия (Египет) | 21 | 7 | 169 | 4 | 122 | 244 | <i>BS</i> |
| Мадрид (Испания) | 14 | 171 | 436 | 39 | 157 | 314 | Не принадлежит к классу <i>B</i> |

Тропические климаты имеют четыре подкласса: *Ar* — тропический дождливый (в более чем девяти месяцах месячная сумма осадков не менее 60 мм); *Aw* — тропический с сухой зимой и дождливым летом; *As* — с сухим летом и дождливой зимой; *Am* — так называемый муссонный класс (при его определении во внимание принимается эмпирическое выражение, учитывающее соотношение годовых осадков и осадков самого сухого месяца).

Субтропические климаты делятся на три подкласса: *Cr* — субтропический дождливый (осадки самого сухого месяца не менее 30 мм); *Cw* — субтропический с сухой зимой и дождливым летом; *Cs* — с сухим летом и дождливой зимой (причем здесь также учитываются некоторые дополнительные соотношения, в которых сопоставлены годовые, летние или зимние осадки). Отметим, что в рассмотренных классах *A* и *C* различия между подтипами определяются количеством осадков и их распределением в годовом ходе.

Умеренные климаты подразделяются на два типа в соответствии со средней температурой самого холодного месяца. Если она выше 0 °С, то это *DO* — умеренный океанический климат, а если отрицательные температуры возможны, то это *DC* — континентальный умеренный климат. Температура самого холодного месяца используется и для того, чтобы разделить на два типа субарктические (бореальные) климаты: это будет *EO* и *EC*, если температура выше (ниже) –10 °С. Полярные климаты разделяются на два типа по температуре самого теплого месяца. Если она в диапазоне 0... 10 °С, то это климат тундры *FT*, а если температура в годовом ходе не поднимается выше нуля, то это ледовый климат *FI*. Отметим, что в рассмотренных классах внетропических климатов различия между подтипами определяются температурой и ее распределением в годовом ходе. Появление в качестве границы 10 °С не случайно — это эмпирически установленный предел распространения высокостебельной растительности. При меньших температурах тайга сменяется тундрой.

Классификация климатов Кеппена — Гейгера (Köppen — Geiger) несколько отличается от рассмотренной выше. В ней основные климатические классы обозначаются похожим образом, однако их пять, и определяются они иначе: *A* — экваториальный, *B* — сухой, *C* — теплый, *D* — снежный, *E* — полярный. При выборе типов вновь можно отметить и сходство, и различия. Так, вновь делается акцент на условия сухого лета или сухой зимы, однако расширяется диапазон выделяемых подклассов по термическим условиям.

В качестве примера классификаций, в которых наряду с метеорологическими используются ландшафтные признаки, можно рассмотреть классификацию климатов Л. С. Берга. В его подходе основным является выделение ландшафтно-географической зоны суши, к которой затем добавляются некоторые характерные для нее значения климатических переменных.

6.3. Классификация гидротермического состояния территорий

Для ряда прикладных задач, особенно агроклиматического районирования, исследования водных ресурсов и других, требуется изучение гидротермического состояния территорий, в том числе оценка возможного переувлажнения или, наоборот, засушливости территорий.

М. И. Будыко и А. А. Григорьев построили «классификацию природных зон» (табл. 6.3), поставив во главу угла то обстоятельство, что состояние растительного покрова генетически связано с термическим режимом и условиями увлажнения.

В табл. 6.3 представлена функциональная зависимость природных зон от величины радиационного баланса и безразмерного *индекса сухости*. Последняя величина есть отношение годового радиационного баланса к годовой сумме осадков, умноженной на удельную теплоту конденсации водяного пара. Радиационный баланс характеризует максимально возможную энергию, поступающую к поверхности, а сумма осадков — потенциально возможные запасы влаги в ландшафте. *Индекс сухости* — это оценка того, достаточно ли энергии для полного или частичного испарения, т. е. характеристика увлажненности/засушливости. Значение индекса менее 1 описывает избыточное увлажнение, а если он более 1, то имеют место засушливые условия. Другая координата — радиационный баланс, который теперь используется как характеристика термического пояса.

Данная схема дает в главных чертах распределение растительных зон, близкое к реальному, хотя в некоторых случаях имеются несоответствия с наблюдаемым распределением растительного покрова.

Идеологически близкий подход, связывавший климатические показатели с состоянием растительности, использован в классификации Л. Холдриджа (L. Holdridge). Ее основу составляют следующие показатели:

- среднегодовая сумма положительных температур (среднемесячных значений): $t_b = \frac{1}{12} \sum_{m=1}^{12} T_{m, > 0^\circ \text{C}}$;
- годовая сумма осадков ΣP ;
- отношение потенциальной эвапотранспирации к сумме осадков Y .

Схема дана на рис. 6.2. Здесь пространство внутри треугольника разбито косоугольными координатами на секции, каждая из которых соответствует типу растительного покрова (или ландшафту). Например, влажный (дождевой) экваториальный лес, в котором при самых больших температурах максимальны осадки, значительно превосходящие возможности транспирации, занимает самый нижний сегмент в правом нижнем углу схемы. Степи умеренной зоны относятся

Таблица 6.3. Классификация природных зон (по М. И. Будико и А. А. Григорьеву)

| Радиационный баланс, МДж/м ² в год | Радиационный индекс сухости | | | | | | |
|---|-----------------------------|----------------------------------|-------------------------------------|---------------------------------------|--|-----------------------------------|---------------------------------|
| | Избыточное увлажнение | | | | | | Крайне недостаточное увлажнение |
| | 0 ... 1/5 | 1/5 ... 2/5 | 2/5 ... 3/5 | 3/5 ... 4/5 | 4/5 ... 1 | Умеренно недостаточное увлажнение | |
| < 0 | — | — | — | — | — | — | > 3 |
| 0 ... 2 000 (арктические и средние широты) | Арктическая пустыня | Тундра | Северная и средняя тайга | Южная тайга и смешанный лес | Листоветный лес и лесостепь | Степь | Пустыня умеренных широт |
| 2 000 ... 3 000 (субтропические широты) | | Субтропические заболоченные леса | Дождевые субтропические леса | | | Кустарники, субтропическая степь | Субтропическая полупустыня |
| > 3 000 (тропические широты) | | Экваториальные заболоченные леса | Переувлажненные экваториальные леса | Среднеувлажненные экваториальные леса | Экваториальные леса, светлые тропические леса, саванна | Сухая саванна | Тропическая полупустыня |

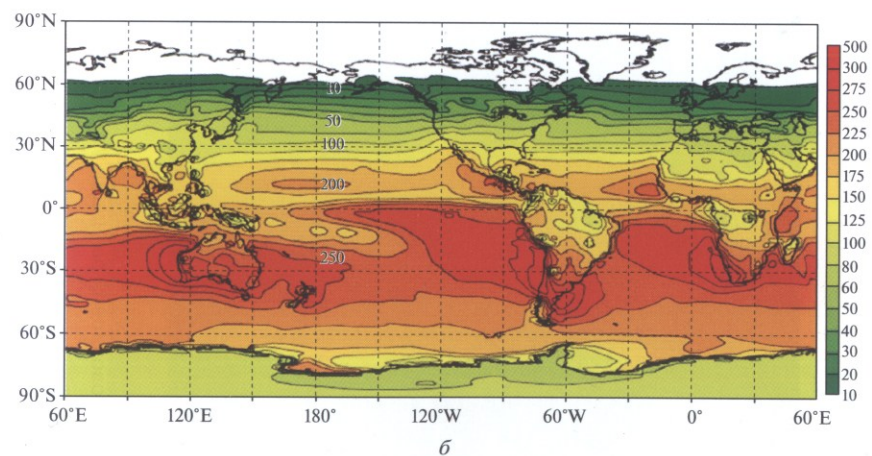
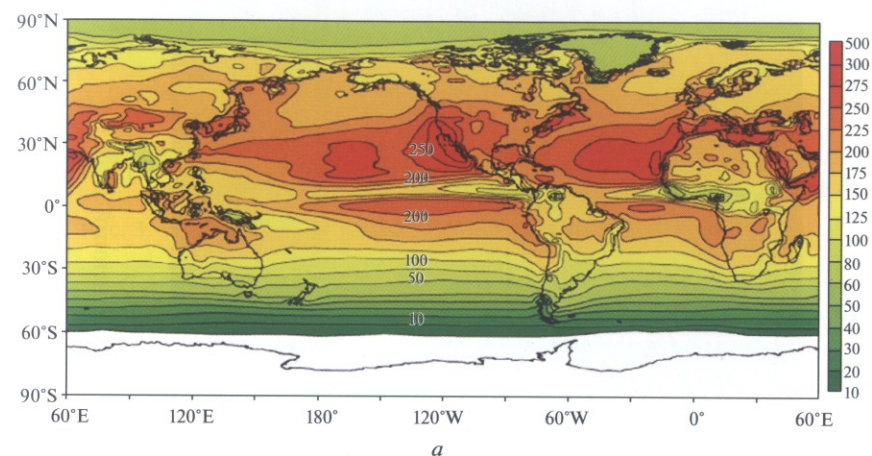


Рис. 1. Разности суммарной и отраженной солнечной радиации у земной поверхности, Вт/м²: многолетние средние значения, осредненные за июнь, июль и август (а) и декабрь, январь и февраль (б)

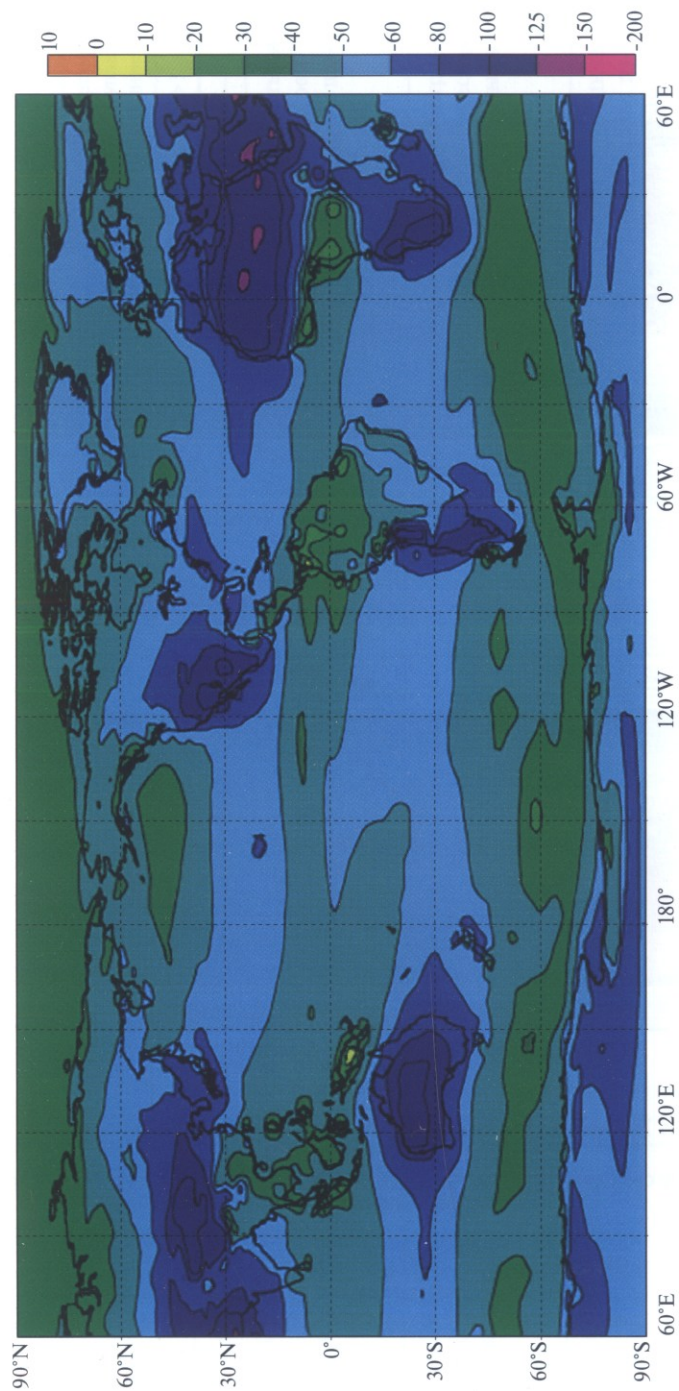


Рис. 2. Баланс длинноволновой радиации у земной поверхности, Вт/м², осредненный за год

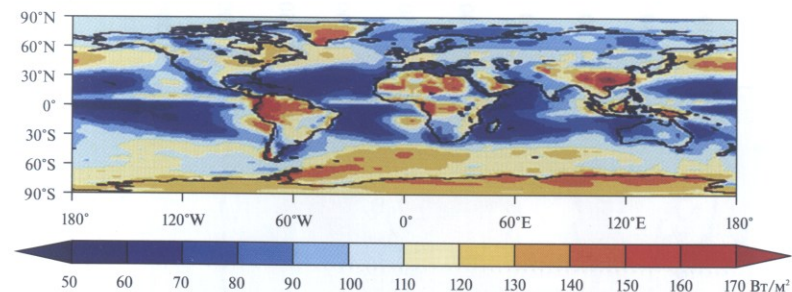


Рис. 3. Отраженная планетой солнечная радиация на ВГА, Вт/м², осредненная за год

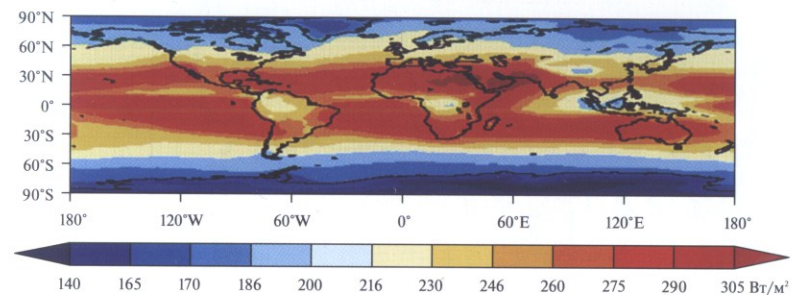


Рис. 4. Уходящая длинноволновая радиация на ВГА, Вт/м², осредненная за год

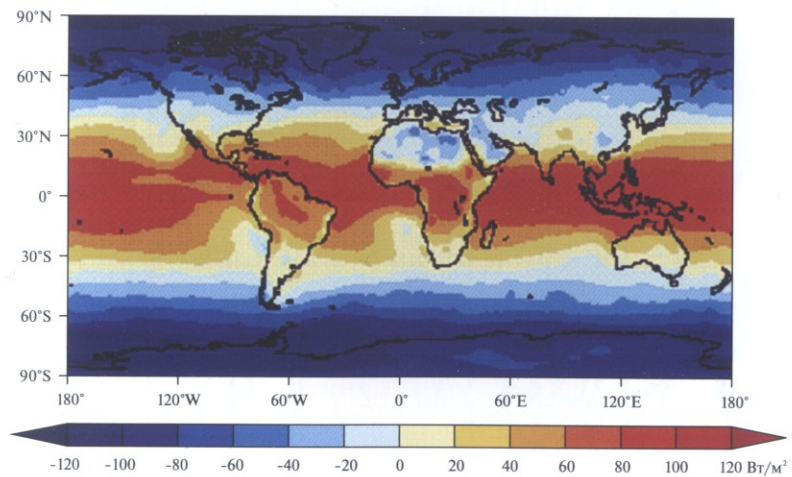


Рис. 5. Радиационный баланс на ВГА, Вт/м², осредненный за год

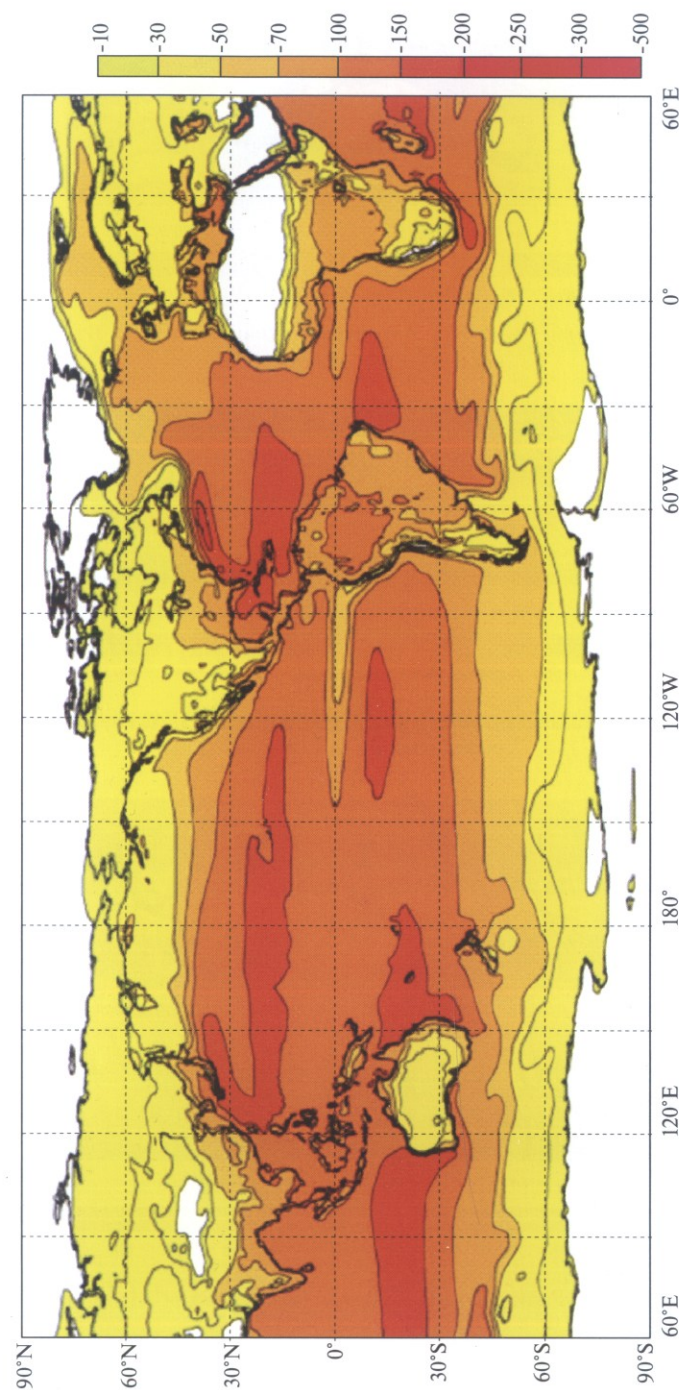


Рис. 6. Географическое распределение осредненных за год значений плотности потока скрытого тепла, Вт/м². Отрицательные величины показывают перенос от поверхности в атмосферу. Для расчета скорости испарения, мм/сут, значение надо разделить на $2,5 \cdot 10^6$ Дж/кг и умножить на 86 400 с (число секунд в сутках)

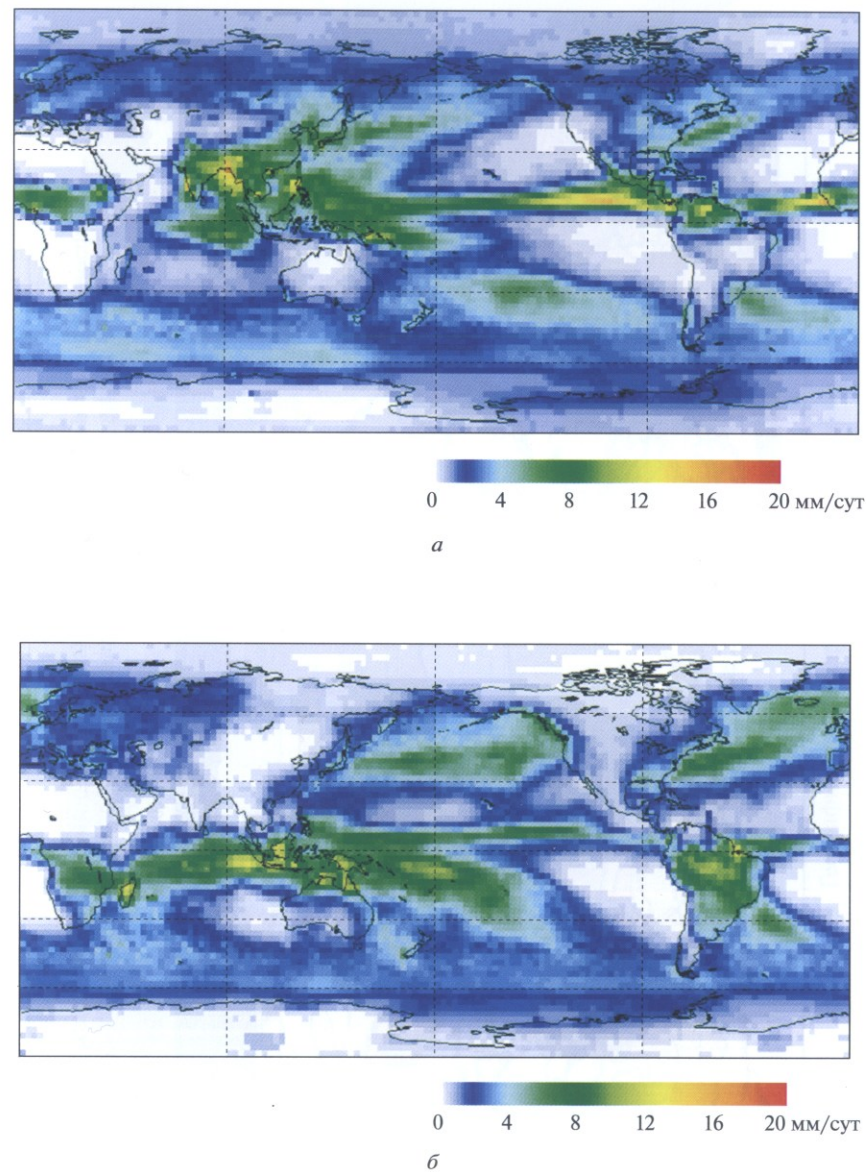


Рис. 7. Осадки, мм/сут, в июле (а) и январе (б)

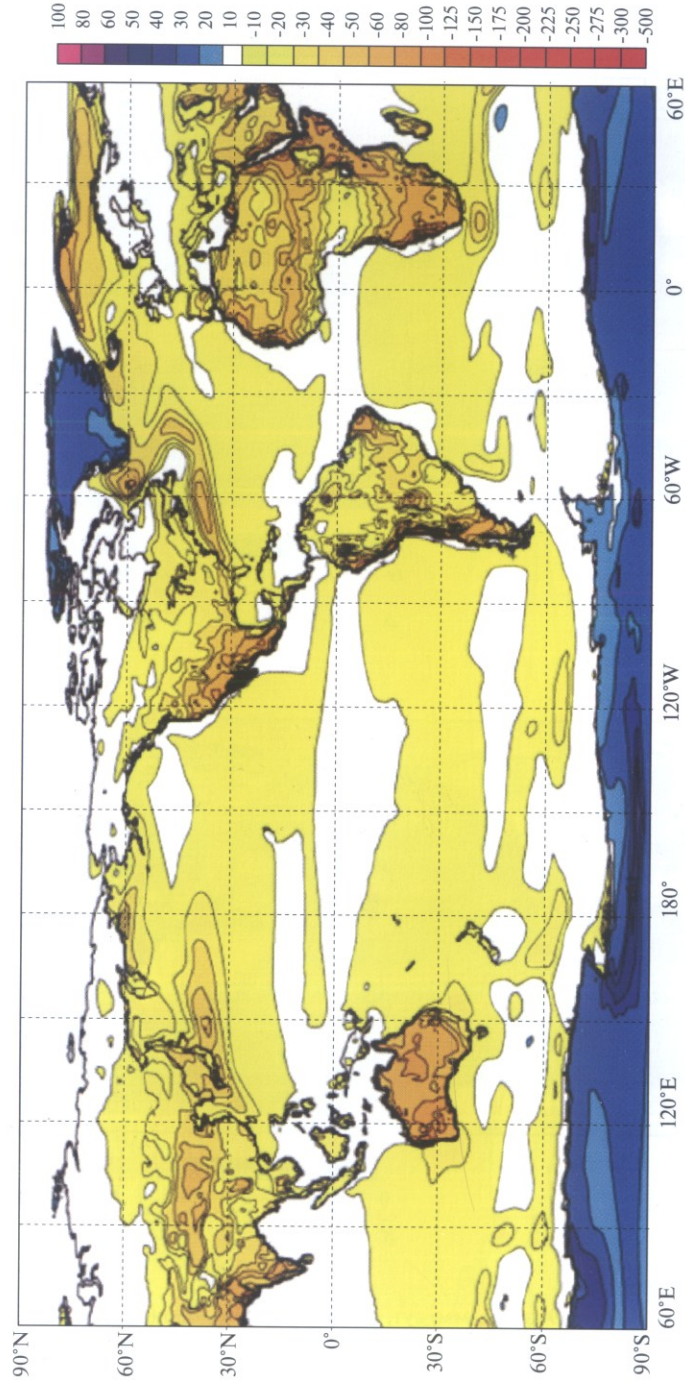


Рис. 8. Географическое распределение плотности потока явного тепла, Вт/м^2 . Отрицательные величины характеризуют перенос от поверхности в атмосферу

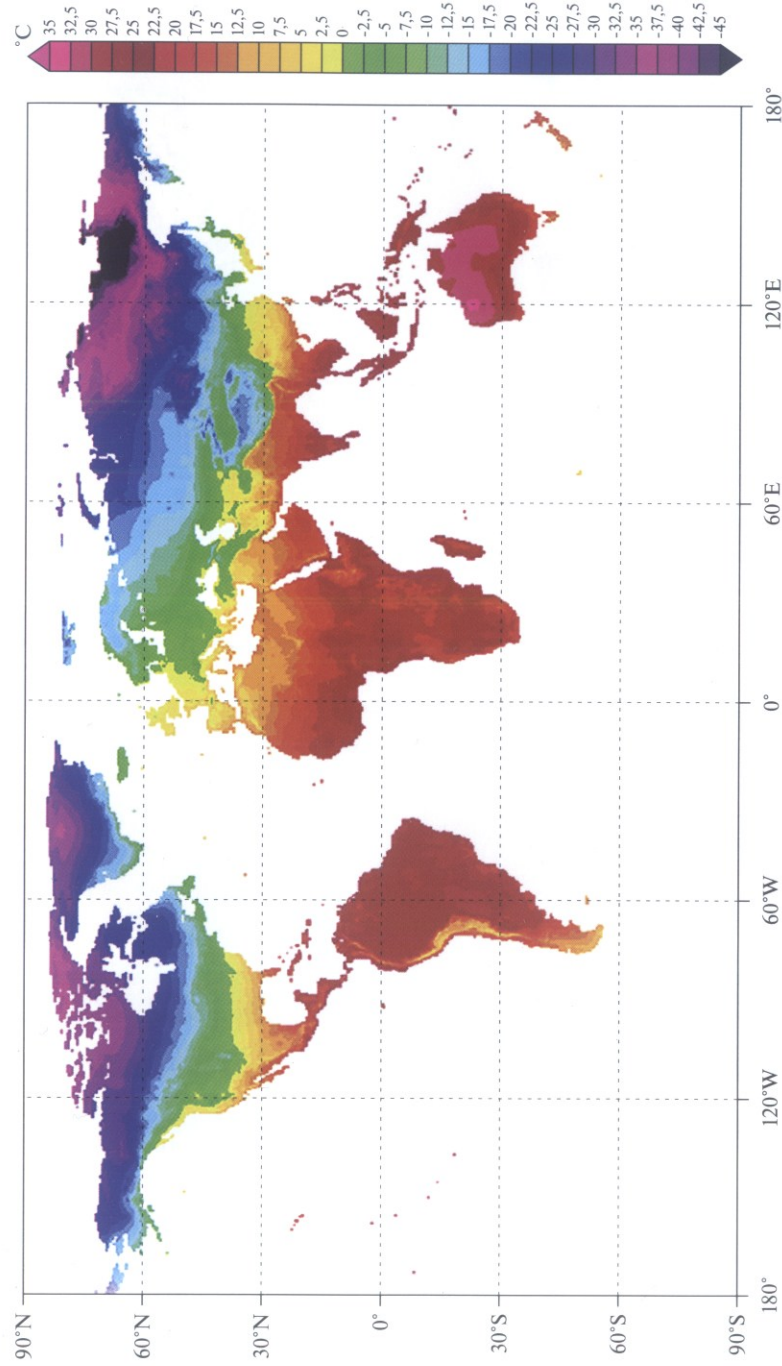


Рис. 9. Географическое распределение температуры на суше (кроме Антарктиды), в январе

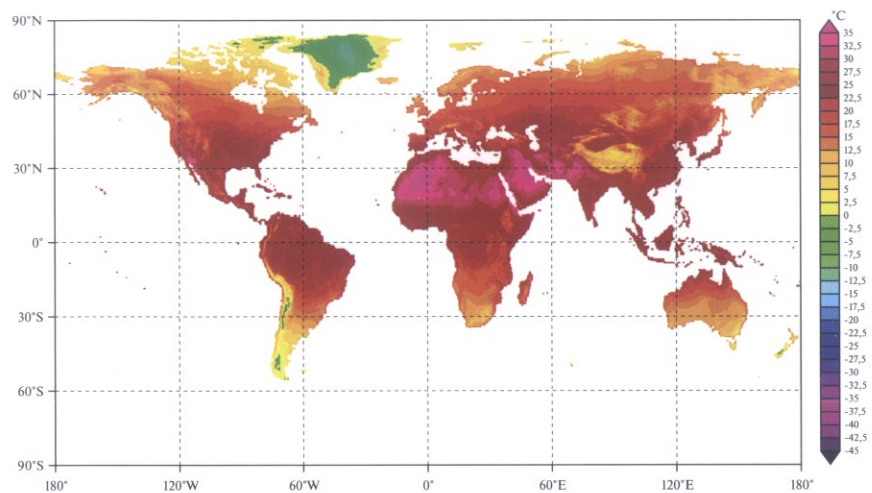


Рис. 10. Географическое распределение температуры на суше (кроме Антарктиды), в июле

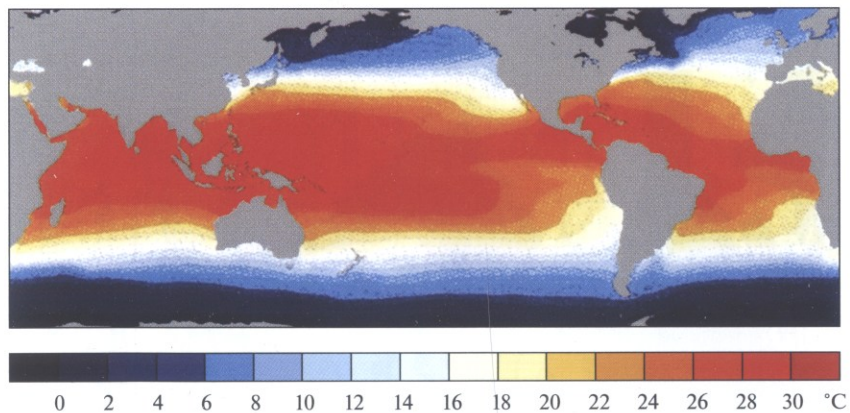


Рис. 11. Среднегодовая температура поверхности Мирового океана

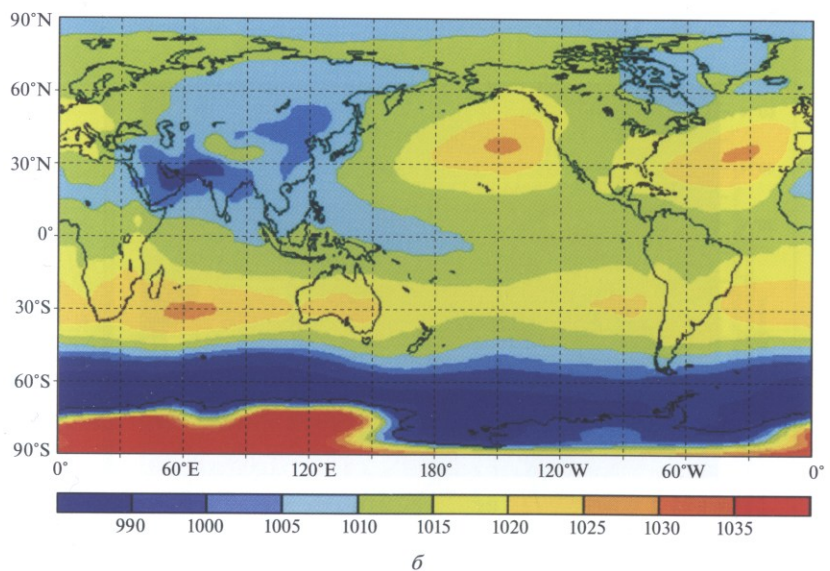
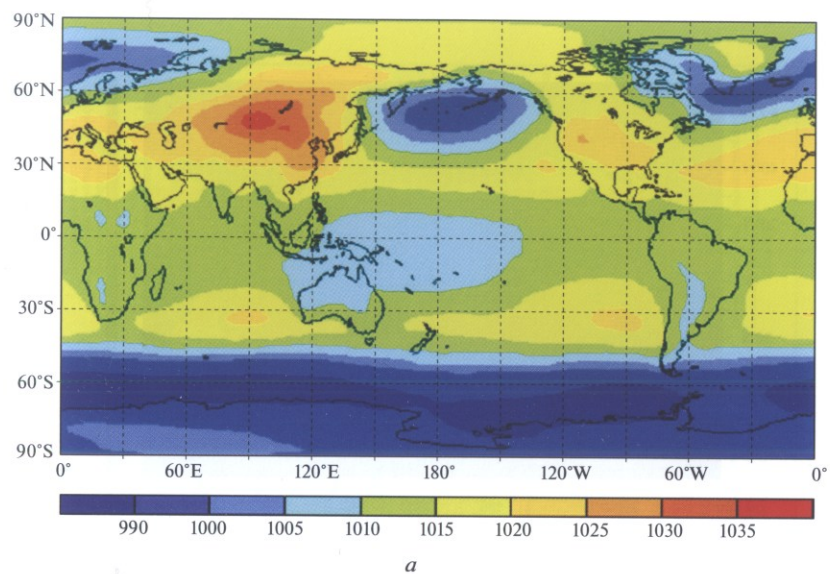


Рис. 12. Осредненные значения атмосферного давления, приведенные к уровню моря, гПа, в январе (а) и июле (б)

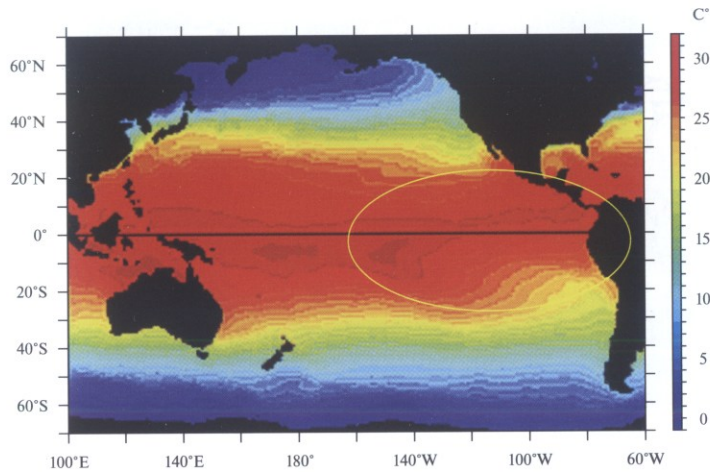


Рис. 13. Температура поверхности океана в условиях Эль-Ниньо

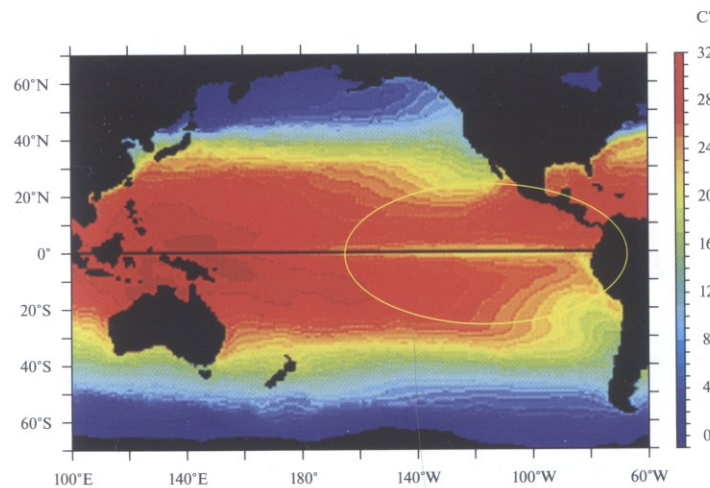


Рис. 14. Температура поверхности океана в условиях Ла-Нинья

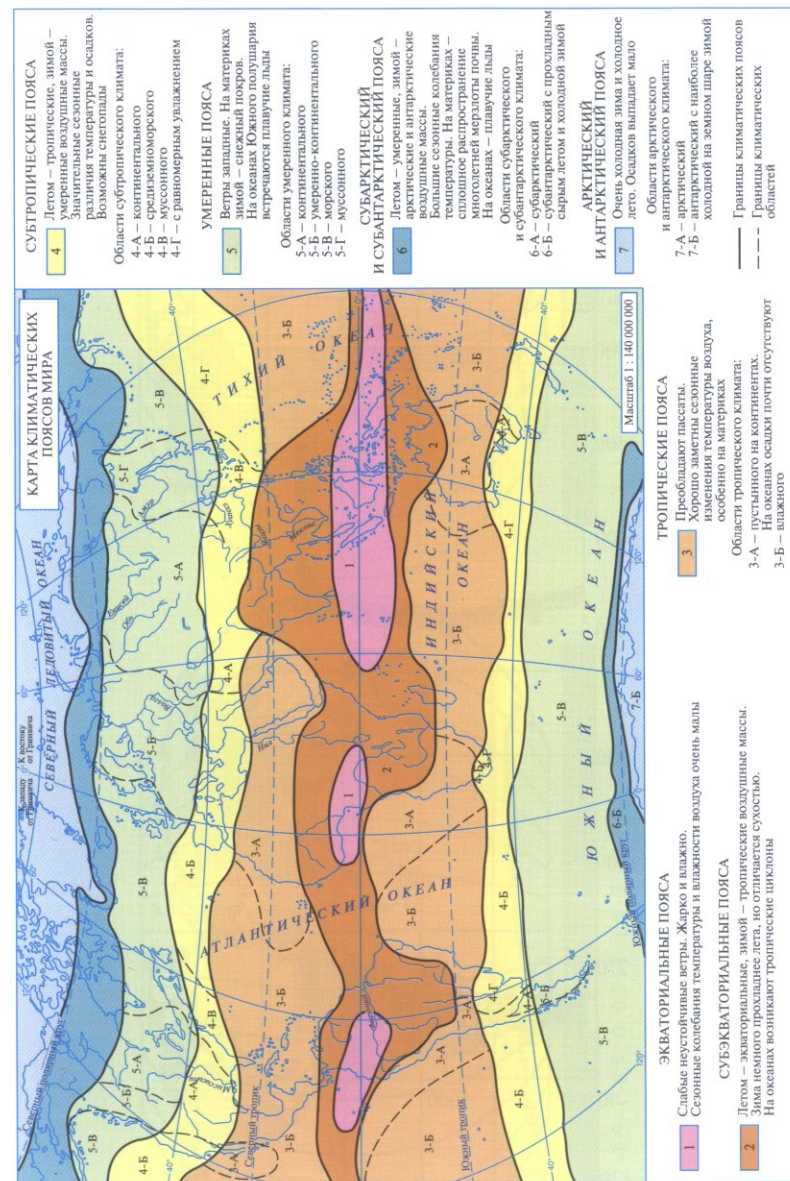


Рис. 15. Классификация климатов Б. П. Алисова

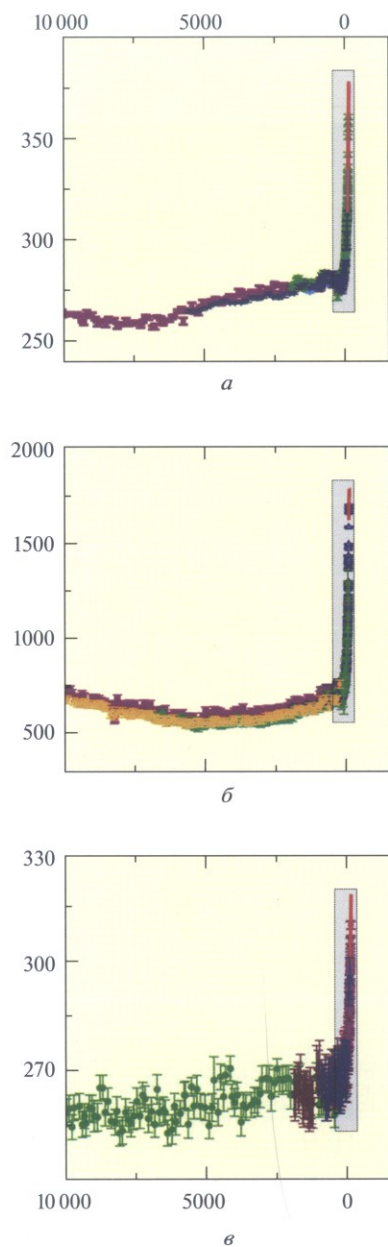


Рис. 16. Вариации содержания в атмосфере основных парниковых газов CO₂, ppm (а), CH₄, ppb (б), N₂O, ppb (в) за период голоцена по данным реконструкций и измерений

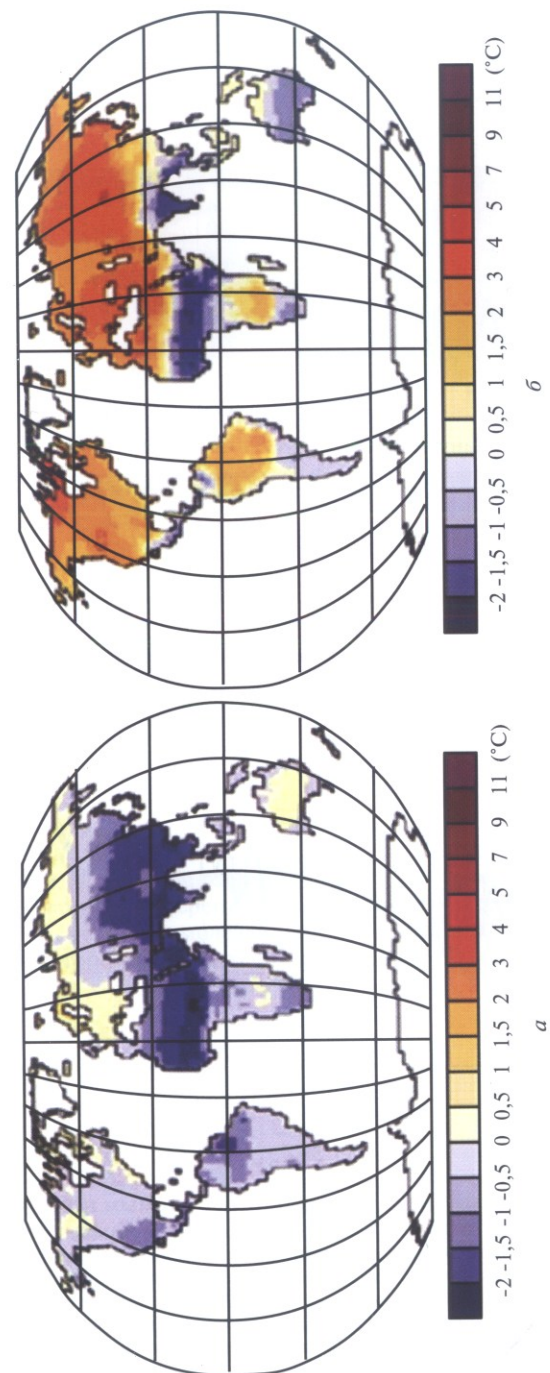


Рис. 17. Распределение аномалий температуры по результатам моделирования для условий 6 тыс. лет назад: а — декабрь, январь, февраль; б — июнь, июль, август

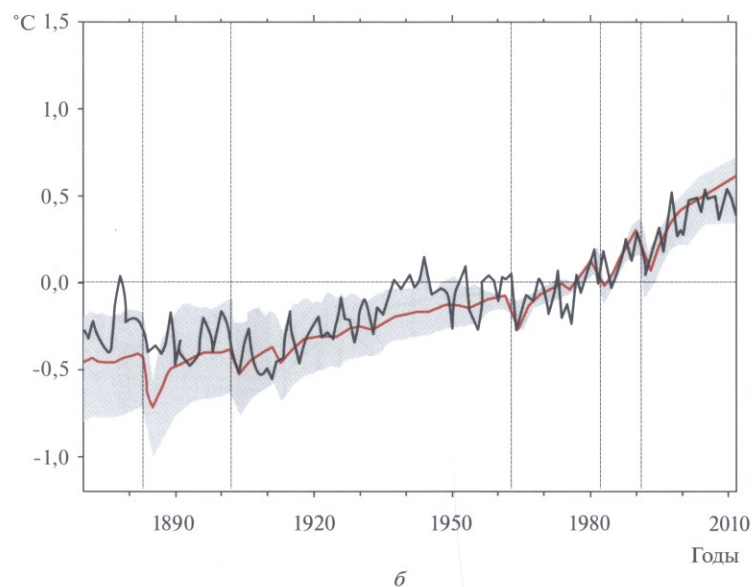
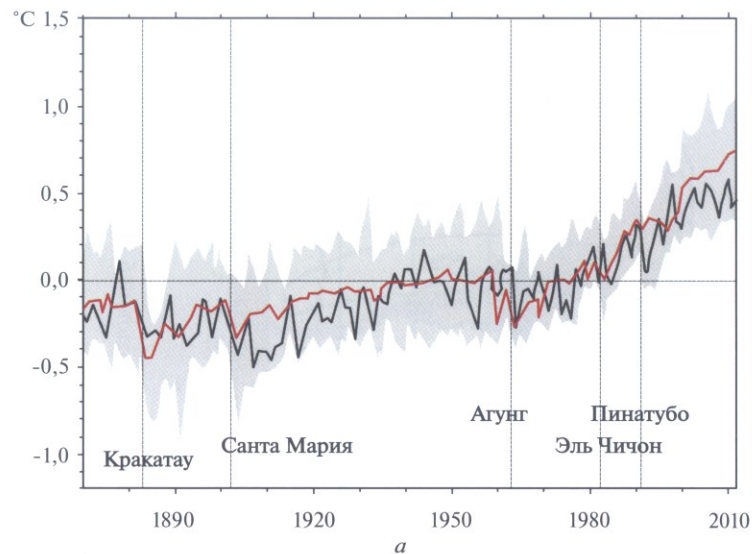


Рис. 18. Глобальный тренд температуры по данным наблюдений (черная линия) и по результатам моделирования (красная линия): *a* — компьютерный эксперимент на основе полных моделей климата (ансамбль 36 моделей); *б* — компьютерный эксперимент на основе моделей климата промежуточной сложности (ансамбль 12 моделей) (показаны даты извержений вулканов взрывного типа, приводивших к вариациям прозрачности за счет вулканического аэрозоля). Серый фон характеризует межмодельный разброс.

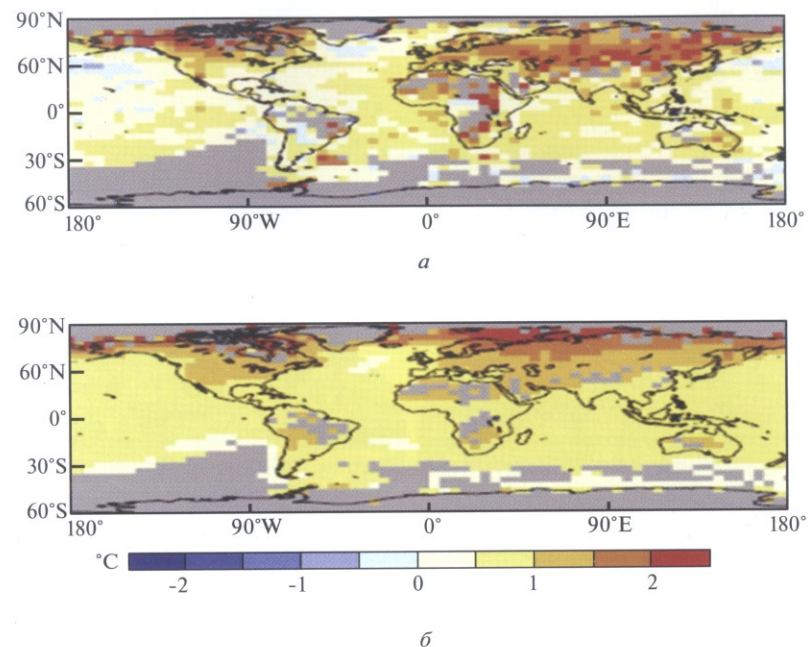


Рис. 19. Изменение температуры, °C за период 1951 — 2010 гг. по данным измерений (*a*) и результатам моделирования (среднее по ансамблю моделей) (*б*). Серым фоном показаны регионы, в которых недостаточно данных для надежных оценок

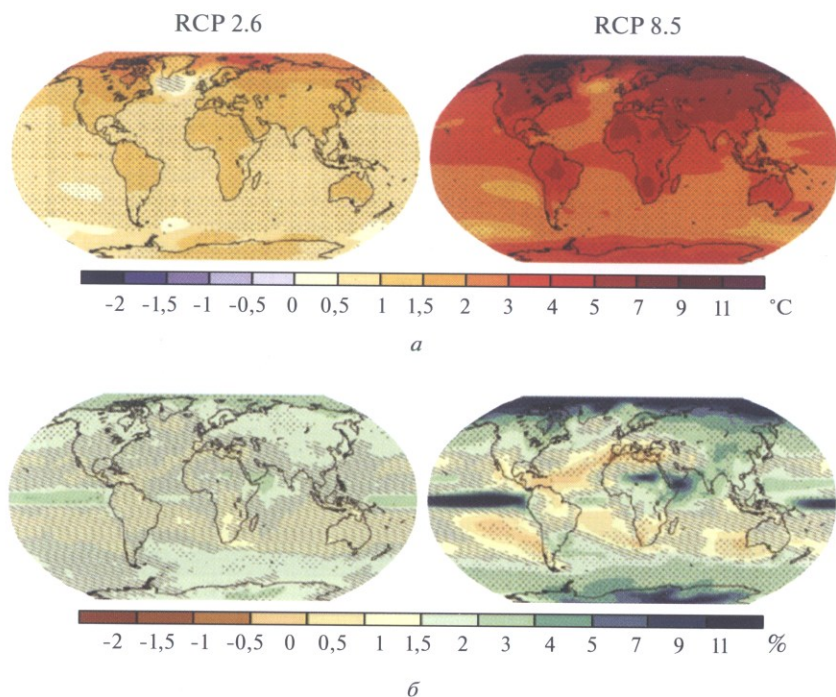


Рис. 20. Пространственное распределение мультимодельных средних за 2081 – 2100 гг. аномалий температуры, °C (а), и среднего отклонения годовых сумм осадков, % (б) относительно данных за 1986 – 2005 гг. для сценариев RCP 2.6 и RCP 8.5. Набором точек отмечены те регионы, где результаты статистически значимы, т.е. аномалии превосходят вдвое стандартное отклонение, взятое как масштаб естественной изменчивости. Штриховкой показаны регионы, в которых, напротив, мультимодельное среднее значение меньше, чем стандартное отклонение. Отсутствие знаков обозначает промежуточную ситуацию

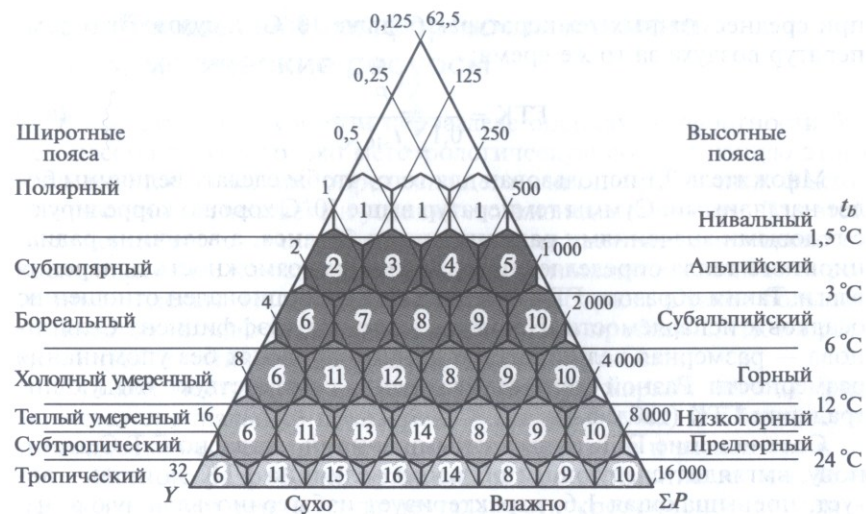


Рис. 6.2. Классификация зон растительности Л. Холбриджа:

t_b — среднегодовая сумма положительных температур (среднемесячных значений); ΣP — годовая сумма осадков; Y — отношение потенциальной эвапотранспирации к сумме осадков. Классы, используемые Международным институтом прикладного системного анализа (IIASA):

1 — полярная пустыня; 2 — сухая тундра; 3 — влажная тундра; 4 — переувлажненная тундра; 5 — дождевая тундра; 6 — пустыня (умеренного или тропического климата, в зависимости от расположения в схеме); 7 — сухие кустарники; 8 — влажный лес (умеренного или тропического климата, в зависимости от расположения в схеме); 9 — переувлажненный лес (умеренного или тропического климата, в зависимости от расположения в схеме); 10 — дождевой лес (умеренного или тропического климата, в зависимости от расположения в схеме); 11 — пустынные кустарники (при различных условиях теплообеспеченности, при недостаточном увлажнении и засухливости); 12 — степь; 13 — лесостепь и редколесье, саванны; 14 — лес (в условиях недостаточного увлажнения); 15 — кустарник и редколесье; 16 — лес (в условиях засухливости)

к холодной умеренной зоне и располагаются между линиями осадков 250 ... 500 мм и значениями Y от 1 до 2, и т.д. Достоинством схемы Холбриджа является установленная количественная зависимость между широтной зональностью и высотной поясностью, хотя полный перебор всех высотных зон можно наблюдать только в горных странах тропиков (например, на г. Килиманджаро). В высокоширотных регионах самый нижний высотный пояс сразу может принадлежать, например к альпийскому типу.

Широко используется для целей классификации и так называемый гидротермический коэффициент (ГТК) Селянинова. Он служит мерой состояния увлажнения теплого сезона года, что особенно важно для растительности, вегетирующей летом. ГТК рассчитывается как отношение суммы осадков, мм, за теплый период года (конкретно,

при среднесуточных температурах больше 10 °С) к сумме этих температур воздуха за то же время:

$$\text{ГТК} = \frac{\sum P}{0,1 \sum t_{>10\text{ }^{\circ}\text{C}}}. \quad (6.1)$$

Множитель 0,1 использован для того, чтобы сделать величины более наглядными. Суммы температур выше 10 °С хорошо коррелируют с годовыми значениями радиационного баланса, а величина радиационного тепла определяет потенциальную возможность испарения влаги. Таким образом, ГТК фактически пропорционален отношению осадков к испаряемости. Несмотря на то что коэффициент Селянинова — размерная величина, его обычно приводят без упоминания размерности. Разной степени увлажнения соответствуют следующие градации ГТК (табл. 6.4).

Соотношение ГТК с природными зонами, согласно Г. Т. Селянинову, выглядит следующим образом: величина ГТК за июнь — август, превышающая 1,6, характеризует избыточно-влажную зону, 1,6...1,3 — лесную влажную зону, 1,3...1,0 — лесостепь, 1,0...0,7 — степь, 0,7...0,5 — сухую степь, 0,5...0,3 — полупустыню, 0,3 и меньше — пустыню.

Отметим, что в условиях достаточного увлажнения зависимость зональных границ растительности от климата имеет чисто термический характер, поэтому для целей классификации может быть использована сумма температур.

Наряду с ГТК распространенными показателями засушливости служат индекс, введенный Д. А. Педем, индекс Палмера и др.

Таблица 6.4. Классификация состояний засушливости (увлажненности) территории коэффициенту ГТК

| ГТК | Шкала засушливости/переувлажнения |
|-----------|-----------------------------------|
| <0,4 | Очень сильная засуха |
| 0,4...0,5 | Сильная засуха |
| 0,5...0,7 | Средние условия засушливости |
| 0,7...1,0 | Недостаточно влажно |
| 1,0...2,0 | Достаточно влажно |
| >2,0 | Переувлажнено |

Примечание. ГТК не применяется для оценки увлажнения зимы, весны и осени, когда средняя суточная температура воздуха менее 10 °С.

6.4. Показатели комфортности климата и климатические ресурсы

В представленных в этом подразделе оценках комфортности будем рассматривать только метеорологическую составляющую этого комплексного понятия, определяющего влияние различных факторов на организм человека и условия его жизнедеятельности. Для этой цели используются эмпирические сочетания различных метеорологических величин, на основе которых рассчитываются специализированные индексы. Их известно несколько десятков, и такое большое количество связано как с многоаспектностью проблемы, так и с размытостью понятия комфортности/дискомфортности.

Для количественной оценки воздействия жаркой погоды применяется специальный показатель — *индекс тепла*. Он базируется на совместном учете информации о температуре и влажности воздуха. При его разработке принималось во внимание то, что тело человека теряет тепло из-за деятельности кровеносной системы: при циркуляции крови в тонких капиллярах кожи тепло удаляется из-за контакта с холодным воздухом за счет излучения, конвекции и в процессе испарения воды. Эти условия обмена явным и скрытым теплом зависят, в конечном счете, от температуры и влажности воздуха, поэтому индекс основан на определении вычисляемых «реальных температур», характеризующих температурно-влажностные условия с учетом самочувствия «среднего» человека. Номограмма для их определения (рис. 6.3) представляет собой систему гипербол в координатах «температура — относительная влажность», которые позволяют количественно рассчитать, как ощущения жары, перегрева тела усиливаются при росте влажности.

Представленные на номограмме температуры относятся к условиям «в тени». При облучении прямой солнечной радиацией к значению «реальной температуры» добавляется 10 °С. Выделенные градации

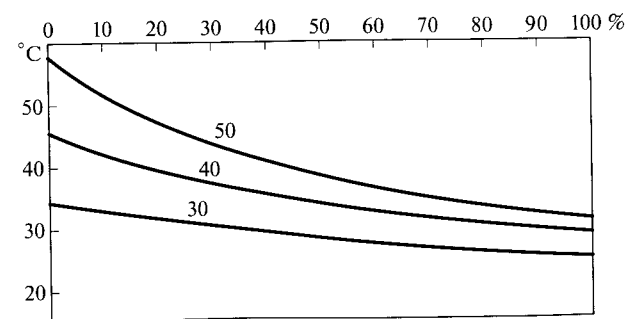


Рис. 6.3. Номограмма для расчета ощущения температуры, °С, при различных значениях относительной влажности воздуха, %

означают, что длительное пребывание человека и физическая активность в диапазоне 27 ... 32 °С может вызвать повышенную утомляемость. В диапазоне 32 ... 41 °С возможны солнечные удары, судороги и истощение организма. При 41 ... 54 °С названные симптомы и эффекты происходят с большой вероятностью, также возможны тепловые удары. Наконец, пребывание в экстремально жарких условиях (более 54 °С) с большой вероятностью сопровождается солнечными и тепловыми ударами.

Теперь рассмотрим условия холодного времени года. Известно, что при ветре мороз чувствуется сильнее, и это связано с тем, что тело человека теряет тепло за счет усиливающегося при росте ветра обмена теплом. Для характеристики условий охлаждения организма введен специальный показатель, показывающий, как при ветре ощущается определенная температура. Это *индекс охлаждения ветром* (Wind chill), °С. Диаграмма, используемая для его расчета, представлена на рис. 6.4.

Теперь кратко рассмотрим роль климатических факторов в социально-экономической сфере. Для этого используется соответствующая терминология, определяющая роль климата как возобновляемого климатического ресурса в ряду других природных ресурсов. Однако это понятие — климатический ресурс — редко удается наполнить количественным содержанием. Он, скорее, характеризует ситуацию в целом, отражая очевидные вещи. Действительно, есть страны, богатые климатическими ресурсами, которые, например, определяют потенциальные возможности развития сельскохозяйственного производства, туризма, т. е. позволяют решать задачи развития ряда секторов экономики и социальной сферы. Страны со скудными климатическими ресурсами (расположенные в холодном климате или, напротив, в засушливом климате) имеют в этом отношении более скромные возможности.

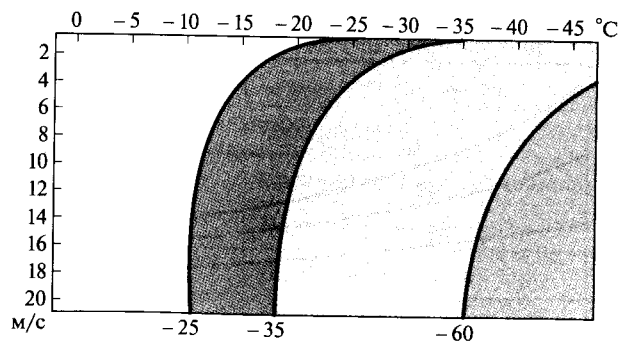


Рис. 6.4. Номограмма для расчета ощущения холода, °С, при возрастании скорости ветра, м/с

Понятию ресурсов можно придать большую конкретность, если определить их специализированно по отношению к той или иной отрасли экономики или виду деятельности. В этой связи будем рассматривать не только чисто климатические ресурсы, но и те, которые в определяющей степени зависят от состояния климата. Все их будем для определенности называть *климатически обусловленными природными ресурсами* (КоПР). Количественно они выражаются функциями от температурно-влажностных условий, режима солнечной радиации, состояния рек и водохранилищ, вечной мерзлоты и др. Используемые для описания КоПР показатели специфичны, так как во главу угла ставится не характеристика климата, а определение ресурсных (потенциальных) возможностей того или иного фактора с точки зрения данной отрасли экономики или экологического эффекта. В каких-то случаях одна и та же климатическая величина может использоваться по-разному при характеристике различных КоПР.

Учету КоПР всегда придавалось большое значение в тех отраслях экономики, которые тесно связаны с состоянием погоды и климата. Это, прежде всего, агропромышленный комплекс, в котором затраты на производство сельскохозяйственной продукции определяются соответствующим набором КоПР. Далее следует назвать топливно-энергетический комплекс. Здесь в первую очередь важны термические ресурсы территории, определяющие режим отопления, работу вентиляционных устройств и холодильных установок. Кроме того, существенна климатическая составляющая в гидроэнергетических и ветроэнергетических ресурсах. Важную роль играет экологическая компонента КоПР, отражающая ту их часть, которая ответственна за здоровье и, наоборот, риски заболеваемости населения. В данный перечень следует включить водные ресурсы, учет КоПР в строительстве, в планировании и эксплуатации транспортных сетей (в том числе передачу электроэнергии), туризме и рекреационном использовании территорий и др.

КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Охарактеризуйте классификацию климатов Б. П. Алисова.
2. Охарактеризуйте классификацию климатов В. Кеплена.
3. Охарактеризуйте классификацию ландшафтных зон Будыко — Григорьева.
4. Что собой представляет классификация ландшафтных зон Холбриджа?
5. Что такое показатели гидротермического режима (индекс ГТК)?
6. Охарактеризуйте микроклимат пересеченной местности, леса, большого города.
7. Назовите показатели комфортности микроклиматических условий.
8. Какие климатически обусловленные природные ресурсы вы знаете?

7.1. Виды прогнозов погоды

Погода — это «мгновенный» срез, «фотоснимок» состояния атмосферы в данный момент времени. Погода известна на основе данных измерений, которые оперативно осуществляются глобальной наблюдательной сетью метеорологических станций, сетью аэрологического радиозондирования, сетью буйковых станций на акватории Мирового океана, системой спутникового мониторинга, метеорологическими радарными, специально оборудованными самолетами гражданской авиацией.

В умеренном типе климата погода прежде всего воспринимается с точки зрения ее нерегулярности. Она есть отражение циклонической, конвективной и фронтальной деятельности, а также местных циркуляций. У жителей пассатной зоны представление о погоде совершенно иное. Здесь, наоборот, типична межсезонная стабильность метеорологического режима, осложненная (там, где это может происходить) воздействиями местных циркуляций и суточным ходом конвективных процессов. Эта стабильность настолько велика, что, например, у жителей Полинезии устройство их мира, заключавшееся в постоянстве *пассата* — потока воздуха, приносящего *все* с востока и уносящего *все* на запад, породило своеобразный религиозный культ.

Прогноз погоды — это прогноз состояния атмосферы в определенном регионе с некоторой заблаговременностью. Причем практически именно в такой формулировке прогноз понимался с самого начала функционирования службы погоды, поскольку это было то, что нужно потребителям. Это задача исключительной сложности, поскольку предлагается получение точной информации о будущем состоянии метеорологических полей в данном районе в определенное время, что в условиях турбулентной, т. е. обладающей хаотичностью, атмосферы невозможно. Поэтому формулировка прогноза несколько мягче: прогнозируемое значение метеорологической величины надлежит рассматривать как наиболее вероятное значение из некоторого диапазона возможных состояний. Это же относится и к прогнозируемому моменту появления того или иного явления — речь идет о некотором интервале времени. Однако тенденцией развития

метеорологии всегда была деятельность, направленная на сокращение этих интервалов и диапазонов.

Прогнозы различаются в зависимости от предназначения. Прогнозы общего назначения ориентированы на широкий круг пользователей, их главная цель — информирование населения. Специализированные прогнозы предназначены для обслуживания различных отраслей экономики и специальных видов деятельности.

Авиационные прогнозы, например, включают в себя информацию о метеорологических условиях в пунктах взлета и посадки (прежде всего это высота нижней границы облачности и дальность видимости), об условиях полета по трассе (наличии струйных течений, зон болтанки и обледенения, грозовой деятельности, шлейфов вулканических извержений и др.). При обслуживании боевых действий авиации требуются дополнительные данные, позволяющие оценивать возможность такого рода действий и планировать их целесообразность. Для железнодорожного и автотранспорта важны сведения о будущих снегопадах, гололедных явлениях, дальности видимости и др. Для строительного комплекса требуются сведения о возможности порывов ветра, превышающих определенное пороговое значение, и о том, какой амплитуды колебания разовьются в высотных сооружениях. Агрометеорологические прогнозы оценивают будущую погоду с точки зрения благоприятствования произрастания сельскохозяйственных культур, производства агротехнических работ и получения урожая.

Обслуживание спортивных соревнований по спортивной гребле, парусному спорту, плаванию в открытой воде требует прогноза ветровых условий и волнения. При проведении соревнований по биатлону, лыжным гонкам, слаломным дисциплинам необходима информация о состоянии снега вдоль трасс и прогноз дальности видимости, а при прыжках с трамплина — данные о ветре и турбулентности.

Отметим, что во всех случаях базовым является прогнозируемое состояние метеорологического режима, из которого затем извлекается необходимая для каждого вида деятельности специализированная информация.

Особо следует остановиться на прогнозировании опасных явлений. Это важнейшая часть деятельности службы погоды любой страны. Опасными считаются явления, превосходящие некоторые пороговые критерии, типичные для каждого региона.

Шквалы и смерчи, катастрофические ливни, град и грозы — *кратковременные опасные явления*. Однако зоны штормовых ветров, зоны скопления облачности могут существовать много часов. Поэтому прогноз кратковременных явлений возможен в виде оценки времени начала события и прогнозирования территории, на которой данное явление может произойти.

Оправдываемость прогнозов оценивается путем их сравнения на срок прогноза с измеренными значениями и с наблюдавшимися

явлениями. При этом используется принцип оценок доли метеорологических станций (на определенной территории), информация которых подтверждает (не подтверждает) предсказания. Оценивая успешность прогнозов или их ошибочность, имеют в виду, что важно не только правильно прогнозировать явление, но и добиваться отсутствия ложных тревог.

В зависимости от заблаговременности прогнозы подразделяются на несколько групп:

- *прогнозы текущей погоды* (с заблаговременностью до 2 ч), когда синоптик должен дать прогноз о том, скоро ли придет или пройдет линия шквалов? Рассеется ли туман? И т.д.;
- *сверхкраткосрочные прогнозы* (заблаговременность до 12 ч). Здесь требуется спрогнозировать, например динамику фронтальной облачности, чтобы диспетчер аэропорта сумел спланировать график взлета/посадки самолетов и т.д.;
- *краткосрочный прогноз* погоды имеет заблаговременность от 0,5 до 3 сут. Он включает в себя разработку «расписания» погодных явлений в течение этого времени, связанных с динамикой отдельных циклонов и антициклонов, атмосферных фронтов, прогнозированием траектории тропических циклонов и др.;
- *среднесрочный прогноз* простирается от 3 до 10 сут. Здесь также может идти речь о «расписании» погоды, но теперь ее изменения связывают с сериями циклонов, движением ложбин и гребней в средней и верхней тропосфере, интегрально определяющих особенности циклогенеза в нижних слоях, и др.;
- *прогноз «увеличенной заблаговременности»* рассчитан на срок от 10 до 30 сут. Это прогнозы перебоев муссонов, установления или разрушения блокирования западного переноса, т.е. прогноз долгоживущих аномалий.

Рассмотренные группы объединяет общая идея — прогнозирование погоды понимается как детерминированное, т.е. делается попытка дать точный прогноз: где, когда и что произойдет. Эта оправдано, поскольку все диапазоны заблаговременности практически укладываются в интервал, ограниченный пределом детерминированной предсказуемости (см. подразд. 7.2). Однако с увеличением заблаговременности детальность прогноза снижается, потому что «точные» значения становятся все менее надежными и менее объективно предсказуемыми.

Далее в ряду прогнозов погоды стоят *долгосрочные прогнозы*. Это прогнозы на сезон, на год и на несколько лет. Они коренным образом отличаются от предыдущих групп. Здесь прогнозируется не календарь событий, а аномалия, общая для всего рассматриваемого интервала времени. При этом используют понятия «норма», «аномалия выше/ниже нормы на некоторую величину (например, величину стандартного отклонения)» и др. Прогнозы сопровождаются оценкой качества на основе статистики предыдущих успехов и неудач данного метода.

В начале подраздела прогнозирование погоды было охарактеризовано как прогноз метеорологических величин, однако не менее важно и прогнозирование содержания в воздухе вредных химических соединений (обычно это CO , SO_2 , NO , NO_2 , PM_{10} — содержание аэрозольных частиц размером до 10 мкм) и биологически активных веществ. В этом же ряду стоят прогнозы распространения в атмосфере продуктов извержения вулканов (представляющих опасность для авиации), распространение в атмосфере загрязнений при различных авариях (на химических или атомных предприятиях) и террористических атаках, дыма природных пожаров, концентрации веществ, вызывающих аллергические последствия. Особое значение имеет предсказание того, будет ли достигнута и превзойдена так называемая предельно допустимая концентрация (ПДК). Она подбирается из медицинских и экологических соображений и определяется отдельно для каждого вещества.

В целом в настоящее время уже складывается и реализуется на практике концепция совместного, комплексного прогноза, включающего в себя прогноз погоды в обычном метеорологическом смысле, прогнозирование «химической погоды» и экологического состояния атмосферы.

7.2. Моделирование циркуляции атмосферы и технология прогноза погоды

Прогноз погоды осуществляется от начальных данных, характеризующих текущее состояние атмосферы, поверхности океана и суши. Атмосфера очень динамична, так что уже при прогнозе на несколько суток требуется информация о планетарном распределении метеорологических величин. В этом смысле говорят, что «погода не знает границ», и международное сотрудничество метеорологов является залогом высокого качества прогнозов на территории любого государства. Во время резких ухудшений межгосударственных отношений «атмосферным» признаком серьезности намерений является отключение для противника своей метеорологической информации. После Второй мировой войны так произошло один раз — в разгар Карибского кризиса 1962 г. Тогда США перестали предоставлять метеоинформацию для СССР.

Прогнозирование можно представить как процедуру экстраполяции, когда, зная исходное состояние метеорологических полей, требуется экстраполировать их на определенный момент будущего. В качестве средства экстраполяции выступает математическая модель циркуляции атмосферы (основанная на *уравнениях геофизической гидродинамики*), а специалист-синоптик работает с ее выходными данными, которые он несколько корректирует и переводит в термины прогноза погоды.

На рис. 7.1 представлена принципиальная структура модели атмосферы в виде блоков, в каждом из которых происходит расчет определенных величин. Решение уравнений может быть осуществлено только методом численного решения в форме компьютерного моделирования. Бурное развитие моделирования в метеорологии и климатологии началось после изобретения и введения в строй быстродействующих компьютеров. В связи с этим уместно напомнить, что первая вычислительная машина создавалась в США именно для прогнозирования погоды.

Численное решение подразумевает, что исходные непрерывные уравнения гидродинамики заменяются их аналогами, написанными для точек трехмерной сетки (три пространственные координаты — широта, долгота, высота), покрывающей всю атмосферу по горизонтالي и вертикали. Эта процедура называется *конечномерной аппроксимацией уравнений*. Ее методы различны: сетки строятся, например, так, что между узлами оказываются не обязательно прямоугольники, а более сложные фигуры, сетки не обязательно регулярные и т. д. В любом случае вычисления метеорологических величин осуществляются в узлах этой сетки, а между ними значения интерполируются. В каждом узле модели вычисляется тенденция прогнозируемых величин, причем используется весьма короткий шаг времени — порядка 10 мин (его размер мотивируется требованиями правильности выбора конечномерной аппроксимации). Полученные новые значения величин используются для расчета на следующий шаг времени, затем — на следующий шаг и т. д. Такая процедура повторяется до тех пор, пока не будет достигнута требуемая заблаговременность прогноза. Данная процедура называется *интегрированием по времени*.

Чем больше количество узлов сетки, т. е. меньше расстояние между ними, тем больше разрешающая способность, т. е. тем ближе конечномерная система к исходной, непрерывной. Однако, с другой стороны, количество узлов определяет объем вычислительной работы компьютера, что особенно критично для прогностической модели, которая должна давать информацию оперативно. Поэтому количество счетных узлов подбирается компромиссно, учитывая поставленные задачи и возможности конкретного компьютера.

Выбор определенной разрешающей способности создает глубокие проблемы. Дело в том, что изменчивость любой переменной (скорости ветра, давления, температуры и др.) складывается из флуктуаций, спектр которых простирается от самых больших масштабов (определяемых размером планеты) до самых малых значений, зависящих от вязкости среды (см. подразд. 5.1). Использование сетки определенного размера фактически разрезает непрерывный спектр на две части. Флуктуации, масштаб которых превышает априорно выбранный размер, могут быть явно вычислены на основе численного решения уравнений, а флуктуации, которые меньше размера сетки, никак не могут быть определены (образно говорят, что они

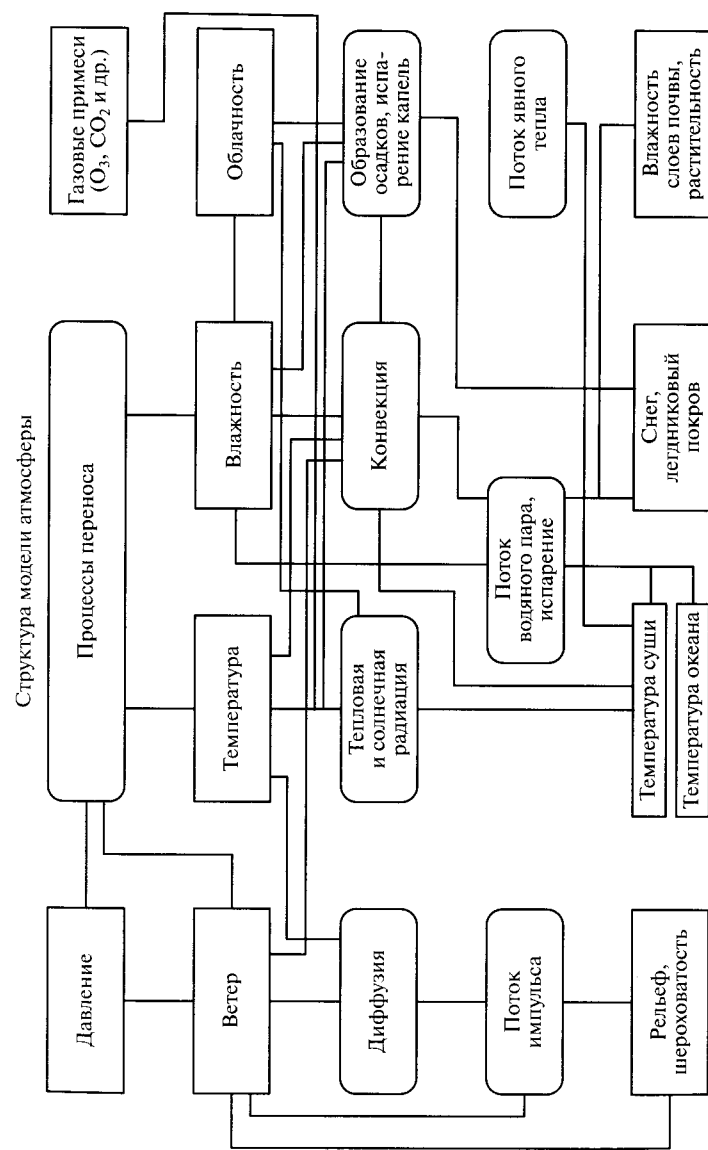


Рис. 7.1. Основные модули математической модели атмосферы

«проваливаются в ячейки сетки»). Поэтому любая модельная величина фактически складывается из «сеточного значения» и «подсеточного значения». Для восстановления последнего приходится применять так называемые *параметризации*, выражая вклад подсеточных процессов через сеточные величины (в случае параметризации турбулентного переноса это называют решением *проблемы замыкания*). В этой связи понятна мотивировка постоянного развития моделей в сторону увеличения пространственной детализации — эта работа направлена на уменьшение в моделях удельного веса параметризаций.

В качестве примера представим, что расстояние между узлами составляет 3 000 км. При этом если модель правильно учтет структуру радиационного баланса на ВГА, то воспроизведет межширотный градиент температуры и давления, а также западный перенос в умеренных широтах, но синоптических вихрей (циклонов и антициклонов) не получится, поскольку их характерный масштаб, определяемый величиной радиуса деформации Россби (см. подразд. 5.1), существенно меньше размера сетки. Это не только потеря важных атмосферных объектов, но и полная катастрофа всей модели планетарной атмосферной циркуляции, поскольку межширотный перенос энергии осуществляется именно этими вихрями, и итоговое модельное распределение температуры, давления и скорости зональных течений получатся не соответствующими действительности. Понимание этого обстоятельства с самого начала привело к попыткам создания «вихреразрешающих» моделей, чтобы они хоть грубо, но описывали циклогенез умеренной зоны. В настоящее время глобальные (т. е. реализованные во всей атмосфере Земли) прогностические модели для прогнозов на средние сроки имеют разрешение порядка 20...30 км и количество уровней по вертикали порядка 40, причем они расположены неравномерно: с максимальной густотой представлен пограничный слой, отличающийся наибольшей пространственно-временной изменчивостью. При этом более мелкие системы движений (в том числе такие важные, как конвективные движения) все равно остаются в зоне подсеточных процессов.

Наряду с глобальными моделями развиваются так называемые мезометеорологические модели, ориентированные на процессы меньшего масштаба. В них используются сетки с расстоянием между узлами порядка километра — первых километров. Они реализуются на ограниченных территориях и представляют собой мощное средство детализированного сверхкраткосрочного и краткосрочного прогноза погоды (см. подразд. 7.1). Эти модели уже способны явным образом воспроизводить многие аспекты конвективных движений, однако и они «обрезают» многие важные короткомасштабные процессы.

Каждый переход на новый, более детальный пространственный уровень осуществляется не автоматически. Требуется большая техно-

логическая работа по переписыванию программных кодов, подключению иных баз данных и др. Кроме того, требуется решение новых задач параметризации, потому что все равно остается подсеточным набор еще более мелких флуктуаций. Что делать с этим «хвостом», до каких пределов надо дойти в сеточной детализации — неясно. Отметим, что переход к самым полным (не редуцированным) уравнениям Навье — Стокса возможен, но проблемы не решит. По крайней мере, потому что для реализации моделирования нужно будет знать структуру земной поверхности с точностью до каждой травинки растительного покрова, каждой мельчайшей песчинки на поверхности, каждой детали всех движущихся автомашин или конфигурации перьев всех летящих птиц. Вероятно, задача наращивания детализации будет решена полуэмпирически, когда будет ясно, что достигнут оптимум с точки зрения удовлетворительного качества воспроизведения метеорологических полей.

Рассмотрим вопрос о причинах ухудшения качества прогноза погоды с увеличением времени его заблаговременности. Дело в том, что математическая задача, описывающая эволюцию турбулентного течения во времени, обладает сильной зависимостью от точности задания исходного для прогноза поля метеорологических величин. Если в начальный момент заданная совокупность величин отличается от истинной даже очень немного, то с течением времени различия в двух эволюционных траекториях будут увеличиваться. На ранних этапах эти различия почти незаметны (прогноз практически соответствует реальному течению процесса), однако затем различия увеличиваются и наступает момент, когда модельное состояние атмосферы и наблюдаемое расходятся настолько, что прогноз теряет смысл. Этот момент называется *пределом детерминированной предсказуемости*. Различного рода теоретические исследования и обобщение информации о конкретных прогнозах показывают, что он составляет от двух недель до одного месяца.

Существование предела детерминированной предсказуемости именно вблизи этой заблаговременности можно пояснить следующим образом. В начале интегрирования модельная атмосфера «зацеплена» за начальные данные — в ней развиваются те тенденции, которые в них заложены. При большом удалении от момента старта модель продолжает эволюционировать вдоль траектории, берущей начало в исходных данных, поэтому ее состояние крайне чувствительно даже к их малым ошибкам, и результат моделирования ненадежен.

Говоря о пределе предсказуемости, речь идет о прогнозировании «наиболее прогнозируемых полей», таких как геопотенциал поверхности 500 гПа. Для других переменных, таких как температура воздуха у земной поверхности или количество осадков, предел предсказуемости не превышает в современных условиях нескольких дней. Однако это уже не та фундаментальная по своей сути величина,

о которой речь шла ранее. Здесь существует потенциал улучшения ситуации.

Предел предсказуемости означает лишь потерю синхронности с реальным процессом, однако воспроизведение динамики продолжается и за его пределами, и она остается (если модель хорошо работает) похожей на настоящую, но теперь только в статистическом смысле. Поэтому за пределом предсказуемости происходит переход к статистическим методам прогнозирования аномалий, что составляет суть долгосрочных прогнозов погоды (см. подразд. 7.1). Основная идея, поддерживающая возможность осуществления долгосрочных прогнозов, заключается в том, что в динамике атмосферы и океана существуют медленные циркуляционные режимы, продолжительность функционирования которых иногда превышает заблаговременность прогноза. Известными примерами служит Эль-Ниньо Южное колебание и др. (см. подразд. 5.5).

Неопределенность в исходных данных возникает, потому что источники метеорологической информации (в частности, мировая сеть станций) распределены неоднородно по земному шару, а наблюдения выполняются дискретно во времени. Этот источник неопределенности неустраним в принципе, и следует искать способы минимизации его влияния. Поэтому магистральной задачей службы прогнозов погоды является совершенствование глобальной системы наблюдений, находящейся под контролем национальных служб погоды и Всемирной метеорологической организации. Сеть включает в себя около 15 000 метеорологических станций (обеспечивающих измерения у поверхности) и примерно 700 станций радиозондирования. На суше расположены также метеорологические радиолокационные станции (в том числе и доплеровские радиолокаторы). Наземная сеть неравномерна: она достаточно густая в некоторых регионах США, в Японии и Корее. В то же время огромные территории (Антарктида, Восточная Сибирь, Африка, Южная Америка) слабо освещены данными. Над Мировым океаном приводных наблюдений немного: постоянные наблюдения ведут с морских судов (около 2 500 судов) и буев (~4 500). Метеорологическая информация снимается с самолетов гражданской авиации (около 9 000 самолетоперейсов) во время взлета, полета по трассе и посадки. Наконец, используются данные около 15 спутников Земли (полярно-орбитальных и геостационарных).

Эти данные разнородны по времени сбора информации, неодинаковы с точки зрения тех величин, которые измеряются, а также покрывают разные участки земного шара. Поэтому необходимо собрать их вместе, проверить на предмет выявления ошибок и проинтерполировать в узлы четырехмерного пространственно-временного пространства, распространяя информацию даже на те участки Земли, где данные наблюдений отсутствуют. Это осуществляет так называемая *система усвоения данных*. Она функционирует прежде

всего как механизм сбора информации — данные любой наблюдательной платформы отправляются (используя глобальную телекоммуникационную систему ВМО, посредством Интернета и других систем связи) в центры данных регионального и мирового уровня (три мировых центра данных расположены в Москве, Вашингтоне и Мельбурне).

Данные непрерывно поступают на вход глобальной математической модели общей циркуляции атмосферы. Начинается интегрирование по времени, и, поскольку модель глобальна, вырабатываемые ею величины покрывают весь земной шар, в том числе и территорию, не охваченную данными наблюдений. Таким образом, именно модель выполняет процедуру интерполяции, генерируя в итоге файл гридированной информации. Практически получается, что в каждом регионе данные моделирования и данные наблюдений смешиваются в определенной пропорции, а там, где данных наблюдений нет, используются чисто модельные величины. Вычисленные таким способом с помощью моделирования поля температуры, давления, осадков, потоков тепла и влаги собирают в специальные базы данных, которые представляют собой источник подробной метеорологической информации (замещающей ряды наблюдений) — так называемый *реанализ*.

От этого же массива каждый день (обычно 4 раза в сутки) примерно в 10 мировых прогностических центрах стартует процедура численного интегрирования уравнений, служащая основой для прогноза погоды. Для минимизации влияния ошибок исходного поля в практику внедрен *метод ансамблевого прогноза*. Он заключается в том, что на основе начального поля готовится несколько стартовых наборов данных: каждый похож на исходный, но искусственно «зашумлен» в пределах априорно известных погрешностей. Иной подход формирования начальных полей для проведения ансамблевых экспериментов основан на применении разных параметризаций подсчетных процессов.

Далее осуществляется старт интегрирования по времени от каждого такого набора. Естественно предположить, что каждый прогноз — реализация одной из выборок, а вместе они образуют статистический ансамбль. Среднее по ансамблю оказывается, как правило, точнее, чем результат отдельной реализации. Разброс значений служит мерой надежности результатов (степень доверия высока, когда все члены такого ансамбля демонстрируют близкие результаты; мала, когда разброс велик).

Реализация ансамблевого метода эффективна тогда, когда количество прогнозов достаточно велико для получения состоятельной оценки среднего значения. Однако из-за требования параллельного проведения расчетов резко возрастают затраты компьютерного времени, что иногда оказывается недопустимо из-за превышения заданного времени выработки прогноза. Отсюда возникает необходи-

мость выбора и компромисса: какие версии модели запускать: с высоким разрешением, но требующие больших компьютерных затрат и, следовательно, малого числа членов ансамбля или ставить гораздо больше экспериментов, но с моделью грубого разрешения. Количественные оценки таковы: у современных модельных комплексов загрузка горизонтальной сетки в 2 раза обеспечивает ускорение расчетов в 8 раз, поэтому вместо одного численного эксперимента можно провести расчеты восьми членов ансамбля. При загрузке в 4 раза количество членов ансамбля увеличится до 64.

После завершения этапа гидродинамического моделирования информация нередко проходит еще через процедуру статистической интерпретации. В этом случае модельный прогноз для данного пункта уточняется на основе уравнения регрессии, которое строится на основе всего предыдущего опыта прогнозирования (в рамках используемой процедуры моделирования) и учитывает местные особенности.

К специалисту-синоптику поступает информация о прошлом и текущем состоянии погоды на изучаемой территории, в том числе — карты анализа (см. рис. 5.3), спутниковые снимки облачности, прогностические результаты (карты, диаграммы и т.д.), данные статистической интерпретации, результаты ансамблевого прогноза. Кроме того, поскольку прогноз осуществляется в нескольких центрах, то синоптику доступна продукция не одной модели, а нескольких. Сравнивая ее и зная из собственного опыта достоинства и недостатки каждой модели (например, некоторые модели стабильно завышают осадки), он может дать взвешенный прогноз.

7.3. Моделирование климата

Математическое моделирование является основным средством прогнозирования изменений климата.

Модель климата осуществляет математическое описание всей климатической системы (см. подразд. 1.3), основана на тех же принципах, что и модель атмосферы (см. подразд. 7.1), т.е. на выраженных в математической форме «первых принципов» — законов сохранения массы, энергии, углового момента и ряда дополнительных соотношений, конкретизирующих свойства среды. Каждый элемент климатической системы (модуль) связан с другими модулями потоками массы (потoki водяного пара, углекислого газа и (иногда) некоторых других веществ), энергии (радиации, явного и скрытого тепла), импульса и углового момента. Развитие численного моделирования атмосферы и океана началось в 70-х гг. XX в. в Лаборатории геофизической гидродинамики Принстонского университета (США) под руководством Дж. Смагоринского (J. Smagorinsky) и С. Манабе (S. Manabe).

Математическая модель ледниковых щитов описывается внешне похожими уравнениями, описывающими движение вязкопластичной жидкости. Модели биоты различны для океана и суши. В океане это часть карбонатного цикла, описывающая динамику биогенного углерода. На суше, кроме описания бюджета углерода, дополнительно учитывается состояние и структура растительного покрова, определяющего тепловлагообмен с атмосферой.

Климатическое моделирование также требовательно к компьютерным мощностям, как и моделирование атмосферы при прогнозе погоды, поскольку приходится иметь дело не только с очень трудоемкими расчетами, но и с длительными компьютерными экспериментами. Так, типичный прогноз климата XXI в. (см. гл. 10) осуществляется в виде численного эксперимента, который стартует в середине XVIII в. и заканчивается 2100 г., т.е. состояние атмосферы, океана воспроизводится на протяжении 350 лет. Правда, в отличие от атмосферных прогнозов, нет необходимости в обязательной скорости выполнения расчетов, потому что нет опасности, что прогнозы на 100 лет вперед не успеют к сроку.

Для экономии компьютерных мощностей иногда используют так называемые *модели промежуточной сложности*. Они принципиально строятся на очень грубой сетке по горизонтали и имеют лишь несколько (иногда только два) уровней по вертикали. Зато в них детально описаны биогеохимические циклы химических элементов, подключены динамические блоки растительного покрова, детально описаны особенности движения ледниковых щитов. С помощью таких моделей осуществляются компьютерные эксперименты на сотни тысяч лет, т.е. они направлены во многом на познание закономерностей изменений палеоклимата.

До самого последнего времени моделирование для целей прогноза погоды и моделирование для прогноза климата различалось по постановке задачи. Прогнозирование погоды — это задача, в которой важнейшую роль играют правильно заданные начальные данные, качество которых определяет предел детерминированной предсказуемости.

Однако за пределом предсказуемости существует предсказуемость 2-го рода, заключающаяся в том, что, как отмечено в подразд. 7.2, статистические свойства процессов могут правильно воспроизводиться моделями. Это означает, например, что несмотря на невозможность правильного предсказания эволюции конкретного циклона (в данное время в данном месте) можно близко к реальности воспроизвести количество атмосферных вихрей на полушарии за месяц или сезон, их среднюю интенсивность и продолжительность. Это очень важно, поскольку в этом случае будет верно воспроизведен перенос тепла в атмосфере из низких широт в высокие, а статистически правильное воссоздание поля ветра обеспечит правильное моделирование течений Мирового океана.

Также при правильной (в среднем) динамике атмосферы окажется правильным режим осадков и испарения, а значит, будет воспроизводиться глобальный водный баланс. Заданное на ВГА сезонное перераспределение солнечной радиации создаст в климатической модели сезонный цикл, осложненный, как и в реальной климатической системе, термической инерцией океана, влиянием моделируемого снежного покрова, циркуляционными особенностями атмосферы и океана. В соответствии с моделируемым климатическим режимом будет работать углеродный цикл, контролирующий содержание CO_2 в атмосфере и интенсивность парникового эффекта. Это значит, что климатоформирующие механизмы будут функционировать так, как в реальности.

Роль начальных условий в этом случае мала, их влияние «забывается» в процессе интегрирования (долгая «память» сохраняется из-за большой инерционности Мирового океана). Суть климатического эксперимента, следовательно, заключается в том, что на протяжении интегрирования по времени модельный климат приспосабливается к граничным условиям (распределению солнечной радиации на ВГА, географии суши/моря, орографии, и др.) и параметрам (составу воздуха, отражательным свойствам и др.), а также и к внешним воздействиям. Под последними понимается, например, эмиссия парниковых газов антропогенного происхождения (в задаче прогноза климата будущего) или вариации прозрачности стратосферы из-за катастрофических вулканических извержений, или медленные изменения параметров орбиты и самой планеты, определяющие приход солнечной радиации на ВГА, и др. Из этих примеров ясно, что компьютерные эксперименты могут быть осуществлены как для решения прогностических задач, так и для воспроизведения изменений климата в прошлом.

Естественно, что для этого требуется максимальная адекватность модели реальной климатической системе. Вероятно, и здесь существует предел предсказуемости 2-го рода, связанный с чувствительностью климатической модели к граничным условиям и параметрам. Пока что он строго не определен, но ощущается (как будет неоднократно показано далее) в неполном соответствии модельных данных реально наблюдающимся. Этим определяется вектор развития климатического моделирования — постоянного стремления к усовершенствованию моделей. Это следует понимать не только как совершенствование гидродинамических, геофизических, астрономических и геохимических представлений, открытие новых эффектов и развитие методов их математического представления. В последние два десятилетия не менее важными этапами в развитии климатических моделей стало совершенствование вычислительной техники. Увеличение компьютерных мощностей позволило перейти к использованию моделей с большей пространственной дискретностью. За счет этого моделирование стало реалистичнее (особенно воспроизведение циркуляции

океана, динамики пограничных слоев, радиационного теплообмена в атмосфере и др.).

При моделировании климата возникает естественный вопрос о качестве полученных результатов. Существуют два требования, которым должны отвечать модели в расчетах эволюции климата. Первое — способность воспроизводить изменения климата, связанные с внешними воздействиями (временных рядов метеорологических величин, например, от начала XX в. до настоящего времени, или за последние несколько десятилетий, или в различные срезы палеовремени). Второе — генерировать собственную изменчивость, близкую по амплитуде и периодичности к наблюдаемой.

Проверка модельных данных (верификация) производится обычно сопоставлением результатов моделирования климата и данных наблюдений (данных реанализа) за XX—XXI вв. Эта процедура позволяет понять, какие климатические переменные хорошо воспроизводятся, определить регионы, в которых качество более высокое. Таким способом было установлено, что давление и геопотенциал в средней атмосфере воспроизводятся надежнее остальных величин. Вторую группу по уровню качества составляет приземная и приводная температура воздуха, атмосферные осадки, температура и соленость морей, средняя скорость ветра и др. Менее надежны данные о турбулентных потоках тепла и водяного пара, радиационных характеристиках в условиях меняющейся облачности, влагосодержании почвы и др. Еще менее надежны воспроизводимые моделями экстремальные значения.

Такое разделение на уровни качества связано с рядом обстоятельств. Во-первых, сама конструкция моделей предполагает существование погрешностей расчета тех величин, которые характеризуются резкими вариациями во времени и пространстве. Поэтому «гладкие» поля, например температуры, принципиально надежнее воспроизводятся, чем «разорванные» поля облачности или осадков. По этой же причине надежнее воспроизводится образование вихрей синоптического масштаба в атмосфере по сравнению с океаном, поскольку их горизонтальные размеры, характеризуемые величиной радиуса деформации Россби (см. подразд. 5.1), совершенно различны.

Вторая причина связана с тем, что несмотря на длительное существование наблюдательной сети эталоны, необходимые для проверки данных моделирования, развиты плохо. Так, даже климатология осадков характеризуется известными погрешностями (проблема опять же связана с тем, что глобальные измерения проводятся на сети станций, слишком редкой для «разорванного» поля, а уточняющие эту информацию спутниковые данные пока что имеют короткие ряды). Многие важные показатели просто не измеряются на глобальной сети — это, например, турбулентные потоки тепла и др. В этом случае верифицировать данные моделирования просто невозможно. Третья

причина в том, что тесты, полученные за период инструментальных наблюдений, не могут считаться полностью независимым эталоном, поскольку при конструировании моделей так или иначе используется процедура коррекции, т. е. подгонки под известный результат.

Поэтому крайне актуальным является развитие дополнительных эталонов. В таком качестве могли бы выступать палеоданные, и достигнутые в последние десятилетия успехи при реконструкции климата прошлого уже позволяют применять их в качестве инструмента валидации моделей. В перспективе верификационным тестом могут служить данные о климате других планет.

Что касается различий регионов, в которых качество моделирования стабильно лучше или хуже, то погрешности меньше там, где поверхность однородная. Так, на суше данные моделирования для больших равнин более надежны, чем данные для гор, архипелагов островов и побережий. Это связано с особенностями представления свойств поверхности в моделях: при весьма грубой горизонтальной дискретности (несколько десятков километров) территория внутри элементарной модельной ячейки (узел сетки) может быть либо сушей, либо морем, а горы внутри нее представлены плато средней высоты.

Кроме того, модельные ошибки велики в тех специфических регионах, где метеорологические явления строго приурочены к определенным узким зонам. Здесь даже малая ошибка модели сразу заметна. Так происходит, например, в экваториальных широтах восточной части Тихого океана и центральной части Атлантики, в которых зона осадков ВЗК стабильно располагается в виде узкой ленты (шириной порядка 100 — 200 км), простирающейся зонально на несколько тысяч километров (см. подразд. 3.4). Смещение модельных данных всего на одну модельную ячейку (размер которой ~100 км!) приводит к большим погрешностям обоих знаков: в регионе ВЗК осадков оказывается резко не достаточно, а в соседнем регионе наблюдается их большой избыток.

Отметим еще одну проблему моделирования климата — разные модели (т. е. сконструированные и реализованные разными научными коллективами) отличаются разной чувствительностью. Под этим понимается то, насколько сильно или слабо модель реагирует на заданное внешнее возмущение. В качестве теста обычно выступает изменение солнечной постоянной или изменение (как правило, удвоение) содержания углекислого газа в атмосфере.

С физической точки зрения чувствительность определяется эффективностью обратных связей, т. е. если в ответ на возникшее возмущение климат меняется и это влечет за собой развитие положительных обратных связей, то изменения усиливаются и амплитуда аномалии растет. И наоборот, отрицательные обратные связи демпфируют вариации, стараются их сгладить. Приведем один пример. При изменении климата (за счет каких-то подействовавших фак-

торов) происходят изменения температурно-влажностных свойств атмосферы. На них реагирует облачность. Ее изменения (балла и высоты слоев) сказываются на потоках радиации и могут вызвать в некоторых случаях дальнейшее развитие изменений, усиливая его, а в других случаях ослабить эффект. Поэтому модели, в которых при изменениях климата происходят изменения облачности, обладают большей чувствительностью.

Это, разумеется, только один из действующих механизмов, которые, к тому же, действуют с разной скоростью. Положение усугубляется тем, что недостаточно хорошо известно, какова чувствительность «на самом деле». В частности, статистика поля облаков, исследуемая в последние годы различными спутниковыми системами, дает разнообразные результаты. Поэтому в мире сосуществуют модели с разной чувствительностью и отличающимися результатами.

Модельные ошибки воспроизведения реального климата могут быть в некоторых случаях уменьшены за счет применения ансамблевого подхода. Это, фактически, традиционный прием математической статистики, творчески развитый для целей прогнозирования состояния атмосферы (см. подразд. 7.2) и климата. Проверка показала, что ансамбль прогнозов более полезен, чем индивидуальный прогноз.

Поэтому организуются крупные международные проекты с участием модельных групп со всего мира, для того чтобы получать, по возможности, более достоверные результаты при моделировании климата. Координация усилий заключается в создании сценариев изменений внешних воздействий, начальных и граничных условий, выработке регламентов численных экспериментов, унификации формы итогового формата выходных данных, создании базы для хранения результатов.

Данное направление координируется Межправительственной группой экспертов (Intergovernmental Panel on Climate Change — IPCC) при ВМО. В рамках IPCC моделирование климата осуществляется в проекте CMIP5. Это пятая фаза проекта «Coupled Model Intercomparison Project». Он объединяет более 40 моделей климата, представляющих 12 стран. В его рамках осуществлено около 30 экспериментов самого разного характера (моделирование современного климата, моделирование климата будущего, моделирование палеоклиматов, моделирование специальных условий, например, когда земля покрыта исключительно водой, и др.). Важно, что столь разные эксперименты производятся на одних и тех же математических моделях, что позволяет всесторонне оценить их качество. На предыдущем этапе (в начале XXI в.) эксперименты были разобщены по отдельным направлениям.

Отметим, однако, что наряду с интеграционными тенденциями постепенно усиливается «модельное неравенство». Оно связано с неодинаковыми в разных организациях и странах финансовыми и интеллектуальными вложениями в развитие моделирования кли-

мата. Поэтому наступит, несомненно, момент, когда из «облака» участников ансамбля выйдут несколько моделей, у которых качество моделирования будет наилучшим, а остальные просто отомрут за ненужностью.

В последние несколько лет появилось новое направление климатического прогноза, нацеленное на заблаговременности одного года — нескольких лет. Методика моделирования аналогична той, что применяется при моделировании метеорологических полей для прогноза погоды. Однако теперь, в прогнозе вариаций климата, главная роль в формировании начальных данных принадлежит Мировому океану: его инерционность дает существенный вклад в динамику климата на ближайшие несколько лет. Реализация такой задачи стала возможной только в современных условиях, когда резко вырос уровень мониторинга океана, особенно его внутренней структуры, что позволяет получать реалистичные начальные условия. В течение эксперимента модельный климат, с одной стороны, приспосабливается к граничным условиям и параметрам, но с другой — в нем развивается сигнал от исходного возмущения, содержащегося в начальных данных. Он остается заметным (на фоне шума) на протяжении примерно 1 — 3 лет. Исследования показали, что прогнозы на один год дают полезную информацию.

КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Какие виды прогнозов погоды вы знаете?
2. Что такое предел детерминированной предсказуемости и предел практической предсказуемости?
3. Охарактеризуйте принципиальную структуру математической модели атмосферы.
4. Какова технология прогнозирования погоды?
5. Охарактеризуйте принципиальную структуру модели климатической системы.
6. Какова технология моделирования климата?
7. Что такое предсказуемость второго рода?

Глава 8

ИСТОРИЯ КЛИМАТА

8.1. Изменения климата Земли за последние 0,5 млрд лет

На протяжении истории Солнечной системы эволюция Солнца (рост светимости) и планеты Земля обусловили изменение планетарного климата. Рассмотрим накладываются на этот генеральный тренд вариации климата, реконструированные для последних 0,5 млрд лет. Рассмотреть всю историю климата Земли с одинаковой достоверностью невозможно, потому что с возрастанием удаленности от современной эпохи климатические признаки, заключенные в горных породах, становятся все менее различимыми. Поэтому о самых древних событиях будет лишь упомянуто, подробность анализа и надежность получаемых характеристик будет возрастать с приближением к современному времени.

На рис. 8.1 показан реконструированный различными методами ход температуры за последние 0,5 млрд лет. Остановимся сначала на двух особенностях. Первая особенность — это изменчивость климата всех временных масштабов. Таким образом, рассуждения о непрерывности спектра колебаний метеорологических полей (см. подразд. 5.1) можно распространить и на масштабы климатических изменений.

Вторая особенность — это то, что размах колебаний температуры составил всего $\sim 15^\circ\text{C}$. Эта цифра маскирует, как будет показано далее, очень серьезные климатические изменения. Однако она выглядит удивительно маленькой, если вспомнить, что за этот период времени происходили грандиозные события: перемещение (разрушение, появление новых) континентов, горообразование, изменение форм жизни, падение крупных метеоритов, вариации орбитальных параметров и др. Возникает вопрос о причинах столь малых термических вариаций, ответ на который можно искать и в способности климатической системы развивать процессы, стремящиеся ослабить результаты деструктивных воздействий. Фактически, речь идет о саморегулировании, отражающим действие принципа *Ле Шателье* (H. L. Le Chatelier) (внутреннем свойстве самосохранения системы) на планетарном уровне.

Речь идет об *управлении климатом*, которое теоретически может быть достигнуто изменением концентрации биогенов (веществ, потребляемых и синтезируемых биотой) в окружающей среде. Такого рода

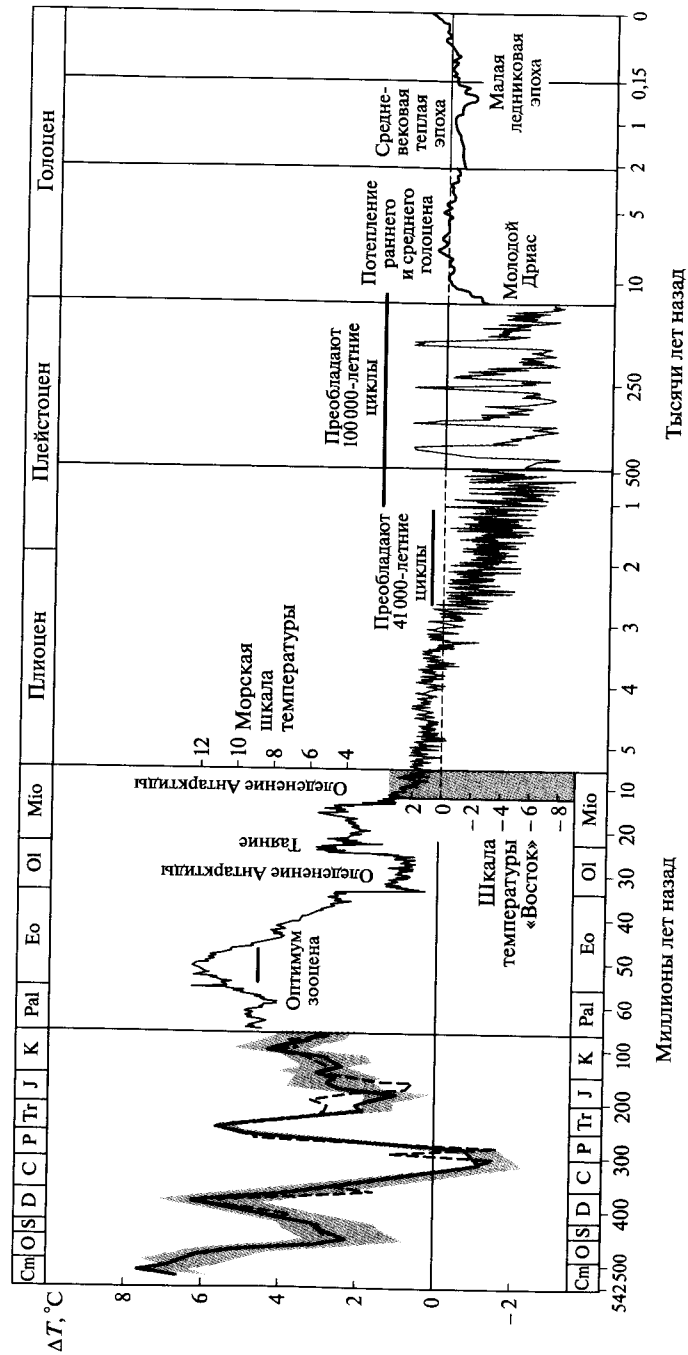


Рис. 8.1. Изменение температуры на Земле за последние ~0,54 млрд лет.

См — кембрий; О — ордовик; S — силур; D — девон; C — карбон; P — перм; Tr — триас; J — юра; K — мел; Pal — палеоген; Eo — эоцен; OI — олигоцен; Mio — миоцен

процессы действительно происходят, вызывая, например, планетарные изменения содержания углекислого газа в атмосфере, что влечет за собой изменение парникового эффекта и температурного режима.

Ортодоксальным воплощением принципа Ле Шателье применительно к биосфере явилась предложенная Дж. Лавлюком (G. Lovelock) концепция Геи (богини Земли), в которой биота представляется своего рода чувствительным элементом кибернетической системы, реагирующим на происходящие физические или химические изменения (такие как изменения температуры или концентрации кислорода, уровня загрязнения). Если существует отклонение от равновесия, то биота активизирует обратные связи, направленные на то, чтобы поддерживать гомеостаз, т.е. сохранить свое устойчивое состояние.

Для иллюстрации развиваемых представлений Дж. Лавлюк сконструировал специальный «мир маргариток». В первоначальной своей версии это был очень простой мир, в котором температура поверхности предполагалась зависящей только от поглощенной солнечной радиации — парниковый эффект не рассматривался. Отражательные свойства поверхности определяются растительностью, которая представлена цветами двух видов: белыми (с высокими отражательными свойствами) и черными (с небольшими значениями альбедо). Для каждого их вида предполагается существование своего определенного диапазона температуры (непересекающегося), в котором они размножаются оптимальным образом. Таким образом, в этом искусственном мире температура является единственной характеристикой окружающей среды, влияющей на жизнедеятельность биоты.

Изменения климата запускались изменениями притока солнечной энергии. При ее возрастании в системе происходит увеличение температуры. Однако при достижении значений, соответствующих оптимуму развития белых маргариток, они начинают активно размножаться и, как предполагается в модели, замещают собой черные. За счет возрастания белого покрытия увеличивается альбедо поверхности, радиационный баланс уменьшается, что препятствует росту температуры. Таким способом увеличение солнечной энергии компенсируется ростом альбедо за счет увеличения доли территории, занятой белыми маргаритками, и компенсация возможна до тех пор, пока вся территория не покроется ими. При уменьшении солнечной постоянной процесс идет в обратном направлении — когда температура (при похолодании) оказывается в диапазоне, где активизируются черные маргаритки, ее дальнейшее снижение компенсируется за счет уменьшения альбедо из-за увеличения доли территории, занятой черными маргаритками. Таким образом, «мир маргариток» ценен в том отношении, что он наглядно демонстрирует принципиальную возможность глобального биологического контроля состояния окружающей среды.

Оценить степень компенсации, которую может сгенерировать биосфера в ответ на отрицательное воздействие, очень трудно. Во мно-

гом это проблема отсутствия критерия, который позволил бы однозначно определить, что считать сильным, а что слабым изменением биосферы. С одной стороны, можно считать, что биосфера устояла и при глобальных похолоданиях и оледенениях, и при катастрофических метеоритных событиях. Однако, с другой стороны, при похолоданиях, например когда большие территории были захвачены ледниками, вечной мерзлотой, перигляциальными ландшафтами, произошло огромное снижение продукционных процессов и абиотизация суши, которые можно трактовать как дестабилизацию биосферы. В принципе, можно принять точку зрения С. П. Горшкова, что раз такие события случались, то это значит, что в некоторых случаях силы неорганической природы оказывались сильнее биосферных эффектов обратной связи.

М. И. Будыко исследовал колебания климата и вариации содержания CO_2 на протяжении геологической истории и установил их четкую связь с основными тектоническими циклами. Поэтому не биота, а глобальная тектоника является тем фактором, который на масштабах в десятки — сотни миллионов лет контролировал содержание углекислого газа, а вместе с этим и климат (через парниковый эффект). Биота активно включалась в «переработку» поступившей углекислоты, однако этот процесс, так же как и процесс химического выветривания, шел вслед за основным, «задающим» изменения, процессом.

Понижение температуры в позднем ордовике и особенно в перми сопровождались, по-видимому, формированием криосферы и оледенения материков. Об этом свидетельствуют и следы древних морен (геологических образований, сложенных ледниковыми отложениями). Генезис этих оледенений связывают с изменением содержания углекислого газа в атмосфере. В других работах обращается внимание на то, что в южном полушарии образовался единый суперконтинент (Гондвана), так что Южный полюс длительное время находился внутри материка, что способствует образованию ледяной шапки в полярной области и планетарному похолоданию.

В конце перми начался рост CO_2 в атмосфере, что сопровождалось ростом температуры. Южный полюс оказался на акватории Тихого океана, что способствовало дегляциации за счет роста притока тепла в высокие широты. В начале триаса оледенение исчезло.

В мезозойской эре в целом и в начале кайнозоя температуры были существенно выше современных. Этому способствовало высокое содержание CO_2 при уже сравнительно небольших отличиях от современного значения солнечной постоянной. Дополнительным фактором явилось то, что оба полюса в это время располагались в океанах и циркуляция водных масс обеспечивала обогрев полярных регионов. Уровень океана был выше современного на несколько десятков метров, однако эти позиции трудно сопоставимы, поскольку распределение материков и их площадь отличались друг от друга. Особен-

но «по-другому» выглядела Азия, отрезанная от Европы и Африки и расчлененная океаном Тетис на большие фрагменты.

После оптимума эоцена содержание CO_2 уменьшалось (рис. 8.2) и температура понизилась (см. рис. 8.1). Этот процесс не был монотонным (он на некоторое время приостанавливался в период миоцена), однако генеральная тенденция выражена четко.

Понижению температуры способствовало также и то, что примерно около 40 млн лет назад Антарктида уже «окончательно» заняла южную полярную область. Развитие специфической формы циркуляции (течение «Южное кольцо») привело к ограничению межширотного теплопереноса в Южном океане и способствовало изоляции континента, развитию похолодания полярной области и общепланетарному снижению температуры.

Начиная с этого времени происходило постепенное сокращение океана Тетис, остатками бассейна которого являются котловины современных Средиземного, Черного и Каспийского морей. Еще в олигоцене климат Центральной Азии и Сибири был гораздо более мягким, чем в настоящее время, и напоминал климат современной Европы.

Наряду с изменением конфигурации материков происходили активные орогенические процессы в Центральной Азии и в Северной Америке. В ее западной части в это время стали увеличиваться абсолютные высоты массива Скалистых гор. Мощные горные системы оказывали воздействие на региональные климатические особенности. Так, горная система Тибетского нагорья стала играть роль барьера между холодными и теплыми воздушными массами северной и южной Азии. В поле ветра проявились активные восходящие движения вдоль южного склона Гималаев, усиливающие осадки азиатского

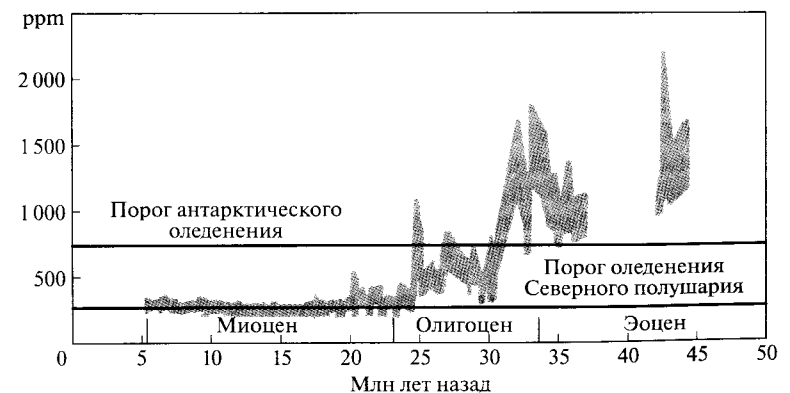


Рис. 8.2. Динамика содержания CO_2 в атмосфере за последние ~ 45 млн лет (горизонтальные линии отмечают гляциологические пороги, при переходе через которые происходило оледенение в южном и северном полушариях)

муссона и нисходящие движения сухого воздуха в центрально-азиатском регионе, способствующие его засушливости. Поэтому в миоцене климатический режим Азии уже в большей степени напоминал современный, чем климат олигоцена.

На особенности глобального климата оказал влияние и другой региональный тектонический эффект — закрытие панамского перешейка, произошедшее в период 13—2,5 млн лет назад. Появление барьера между океанами привело к развитию современной циркуляции в Атлантике: активизации переноса тепла в высокие широты Северного полушария, что сформировало современный мягкий климат Европы.

Однако главным климатическим фактором плиоцена было прогрессирующее уменьшение концентрации углекислого газа в атмосфере, ослабление парникового эффекта и общее падение температуры. Это привело, наконец, к переходу термических условий в высоких широтах через определенный рубеж (четвертичный ледниковый порог) и формированию криосферы. Было обнаружено (сопоставлением данных реконструкций климата и результатов моделирования климата), что для формирования ледникового щита Антарктиды критично снижение уровня атмосферного CO_2 ниже 750 ppm (см. рис. 8.2). Достигший в среднем миоцене своего «современного» состояния ледяной щит Антарктиды с тех пор ни разу полностью не разрушался.

Для оледенения северного полушария критический порог гораздо ниже (см. рис. 8.2). Различия связаны с отмеченной изолированностью южной полярной области. Зависимость процесса образования оледенения северного полушария от снижения концентрации CO_2 оказывается нелинейной. Ледники появляются при падении CO_2 ниже 300 ppm; сначала их площадь нарастает линейно, пропорционально уменьшению CO_2 . Так происходит до значения ~240 ppm, при котором состояние климата и оледенения становится неустойчивым, и небольшого снижения CO_2 достаточно для резкого (скачкообразного) нарастания площади, занятой льдами, и их массы. Дальнейшее снижение CO_2 вызывает вновь лишь небольшое приращение площади. Подобным образом оледенение реагирует и на вариации радиационного режима: до определенного значения снижение линейно, а затем происходит резкий скачок.

8.2. Изменения климата и палеогеография плиоцена, плейстоцена и голоцена

В предыдущем подразделе были рассмотрены крупные вариации климата, причинно связанные с эволюцией планеты в целом. Изменения климата меньшего временного масштаба становятся в некотором смысле «более самостоятельны». Действительно, начиная

с некоторых частот они происходят уже на практически неизменном фоне географической и геофизической обстановки: в условиях неизменной светимости Солнца, стабильной скорости вращения Земли, заданном распределении материков и океанов, а также рельефа.

В данном подразделе будут рассмотрены эмпирические сведения об изменении климата последних нескольких миллионов лет. Основным материалом для реконструкций служат изотопно-кислородные исследования донных осадков Мирового океана Дж. Имбри (J. Imbrie), Н. Шеклтона (N. Shackleton) и других, которые дают представление об объеме материкового оледенения. Чтобы понять смысл такой интерпретации, обратим внимание, что относительное обеднение/обогащение морских микроорганизмов (слагающих морские осадки) тяжелым изотопом кислорода отражает вариации $\delta^{18}\text{O}$ в морской воде. Они объясняются следующей последовательностью событий. При испарении соотношение между изотопами ^{16}O и ^{18}O , существовавшее в морской воде, нарушается: из-за эффекта фракционирования молекулы водяного пара в воздухе над морем обогащены более легким изотопом, а океан обогащен тяжелым изотопом. Далее водяной пар, перемещающийся вместе с воздушной массой, частично конденсируется, создавая осадки. При этом остающийся в воздухе пар содержит все меньше ^{18}O , изотопы которого легче удаляются при фазовых переходах. Поэтому, чем дальше в глубь континента перемещается воздух, тем все более «легкими» становятся молекулы водяного пара в осадках, снежном покрове, озерах, ледниках и мерзлых грунтах. В то же время реки непрерывно возвращают воду, выпавшую на материках, в океан, восстанавливая исходный изотопный баланс.

При похолодании климата часть вод, оказавшаяся на материке, консервируется в ледниковом покрове. При этом лед обогащен легкими изотопами $\delta^{18}\text{O} < 0$, а вода в океане оказывается несколько «тяжелее» ($\delta^{18}\text{O} > 0$). Таким образом, реконструированная изотопная кривая морской воды может быть интерпретирована с точки зрения изменений объема континентального оледенения.

Ее хронология выполнена также на основе интерпретации изотопных методов, причем при этом используются статистические приемы: из рядов данных отфильтрованы шумы и кривая несколько подстраивается под известные астрономические циклы (см. подразд. 9.2). Вариации $\delta^{18}\text{O}$ отражают морские изотопные (или кислородно-изотопные) стадии (MIS). Нечетными цифрами обозначаются стадии, соответствующие теплomu климату; стадия MIS-1 соответствует современному теплomu периоду (голоцену), длящемуся уже около 10 тыс. лет. Четные цифры обозначают холодные события; например, MIS-2 соответствует позднеледниковому похолоданию и т. д.

Помимо морских отложений важным источником палеоинформации служат ледниковые данные, извлеченные из толщ ледниковых покровов Антарктиды и Гренландии. Химическому анализу подверга-

ются пузырьки воздуха, заполнявшие поры снежного покрова в стадии его формирования и «законсервированные» на десятки и сотни тысяч лет. Принципиальной проблемой, как и в предыдущем случае, является датировка, т. е. перевод линейных размеров кернов в абсолютные значения возраста. Это сложная процедура, учитывающая особенности растекания ледяного щита как вязкопластичной сплошной среды, и корректируемая сопоставлением данных разных скважин друг с другом и с данными морских изотопных стадий. В результате работ Дж. Жуселя (J. Jousel) и других были восстановлены данные о динамике температуры (по вариациям дейтерия), содержании углекислого газа, метана, закиси азота, концентрации аэрозолей.

Большое количество разнообразных палеогеографических данных поставляется реконструкциями, осуществляемыми на основе интерпретации данных равнин Европы и Северной Америки (А. А. Величко и др.). Наличие здесь разновозрастных горизонтов морен, разделенных озерно-болотными отложениями, представляет большие возможности для восстановления природных условий плейстоцена. Важным источником палеоинформации служит Лессовое плато (средняя часть бассейна р. Хуанхэ, Китай).

В области распространения многолетнемерзлых грунтов важную информацию о климатах прошлого дает изучение, как показано Ю. К. Васильчуком, относительного содержания изотопов кислорода и водорода в повторно-жильных льдах, которые представляют собой наиболее распространенный вид подземных льдов на равнинах севера.

Несмотря на то что для каждого вида информации осуществляются датировки, результирующие кривые оказываются несколько отличающимися друг от друга: количество экстремумов различно, и они имеют разную выраженность, совпадающие по конфигурации участки кривых сдвинуты по шкале времени относительно друг друга, и т. д. Эти различия могут быть связаны с неточностями реконструкций, но могут отражать и реально наблюдавшиеся региональные особенности.

Сопоставим календарь морских изотопных данных с событиями, реконструированными в умеренной зоне Северного полушария. Современный теплый период представляет собой глобально прослеживаемое событие, для обозначения которого повсеместно применяется термин «голоцен». Пик предыдущего межледникового — микулинское межледниковье по интерпретации данных с Восточно-Европейской равнины (ВЕР) — коррелирует с изотопно-кислородной стадией MIS-5e. Вслед за этим наступила длительная холодная эпоха, которой соответствовала, по шкале ВЕР, Валдайская ледниковая эпоха, хронологическим аналогом в Северной Америки стало Висконсинское оледенение, а в Альпах — эпоха Вюрм. При этом стадия MIS-5d — это ранневалдайское оледенение, затем следует средний валдай, и, наконец, стадия MIS-2 соответствует поздневалдайскому оледене-

нию. События, предшествовавшие микулинскому межледниковью, коррелируют между собой менее надежно.

Главной особенностью климата последних 1—1,5 млн лет была последовательность ледниковых (межледниковых) событий, следующих друг за другом с периодичностью около 100 тыс. лет (рис. 8.3). Доля теплых состояний климата (межледниковый) невелика — в последний миллион лет примерно только 10 % времени приходится на теплые события. Кроме основной периодичности имеются циклы в 41 тыс. лет и менее выраженные циклы с периодичностью около 20 тыс. лет. Ранее, чем 1—1,5 млн лет назад, 100 000-летней периодичности не наблюдалось, главным ритмом были 41 000-летние вариации (см. рис. 8.1).

На рис. 8.3 кроме кривой температуры 1 представлена независимая реконструированная кривая изменений радиационного баланса 2 на внешней границе атмосферы по данным о реконструированных изменениях парниковых газов. Коэффициент в линейном уравнении регрессии «температура — радиационное воздействие» получается равен $1,5^{\circ}\text{C}/(\text{Вт}/\text{м}^2)$. Это оценка чувствительности климатической системы, показывающая, что изменение в $1 \text{ Вт}/\text{м}^2$ создаст изменение глобальной температуры в $1,5^{\circ}\text{C}$. Для неустановившегося процесса потепления XX—XXI вв. она существенно меньше, так как корректируется учетом инерционности (см. подразд. 9.4).

Глобальное снижение температуры во время пиковых условий оледенения составило $\sim 5^{\circ}\text{C}$ (по сравнению с типичными условиями современного климата). При этом увеличивалась площадь морских льдов, развивалось наземное оледенение, причем не только за счет разрастания Гренландии и Антарктиды, но и из-за появления новых ледниковых щитов в Северной Америке и в Европе (рис. 8.4). На обширных территориях Евразии сформировались подземные льды («вечная мерзлота»). Вода, «консервируемая» в ледниках, изымалась из глобального круговорота, что приводило к снижению уровня Ми-

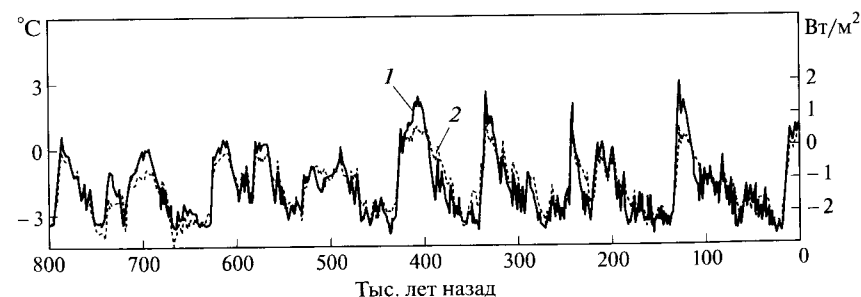


Рис. 8.3. Изменения температуры (1) и вариаций радиационного бюджета на ВГА (2), инициируемых за счет изменений CO_2 , CH_4 и N_2O , определенных по данным анализа ледникового керна станции «Восток» в Антарктиде

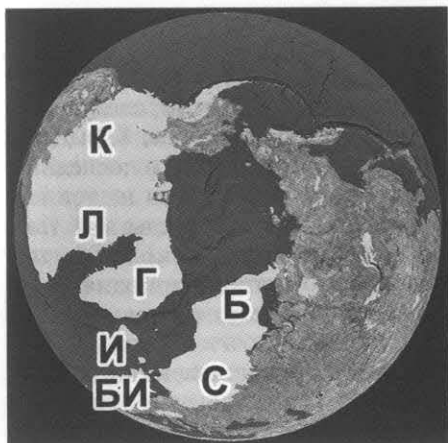


Рис. 8.4. Ледниковые щиты Северного полушария в период позднеплейстоценового максимума оледенения:

Г — Гренландский щит; С — Скандинавский щит; Б — шельфа Баренцева моря; И — Исландский; БИ — Британско-ирландский; Л — Лаврентийский; К — Кордильерский

рового океана. В среднем принимается, что оно составило ~100 м в пик позднеплейстоценовых криохронов. Такие грандиозные перестройки происходили неоднократно за последние 1—1,5 млн лет.

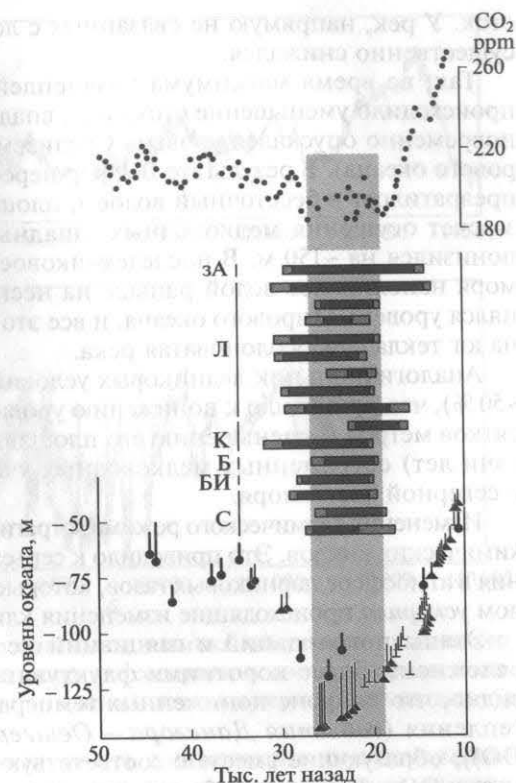
Ледниковые щиты занимали огромные территории и их периферийные фрагменты эволюционировали нередко независимо друг от друга (рис. 8.5), поэтому максимум последнего оледенения как единого планетарного события трудно привязать к определенной дате. Однако в среднем интенсификация происходила в период времени, соответствующий интервалу низкого стояния уровня моря (27—19 тыс. лет назад). В это же время отмечено снижение концентрации CO_2 в атмосфере. Нет оснований вводить единую дату формирования и разрушения ледниковых щитов (см. рис. 8.5), поскольку, как установлено, в процессе разрушения, например, у Лаврентийского и Скандинавского щитов наблюдалось не только разновременное отступление отдельных лопастей, но и их осцилляторные подвижки на сотни километров.

Падение уровня океана приводило к осушению части океанского шельфа. В некоторых случаях из-под воды появлялись обширные территории. Например, в западной Арктике практически вся область современного Баренцева моря оказывалась сушей, и на ней формировался наземный ледниковый комплекс, объединенный морскими льдами с Скандинавским щитом. На тысячи лет осушалась северная часть Тихого океана (так называемая Берингия), где в пик ледниковой эпохи формировались условия арктической пустыни и тундры.

В восточной Атлантике падение уровня океана сопровождалось осушением Северного моря, и на этой территории речные воды, движущиеся по долинам современных Эльбы, Темзы, Сены, Рейна, Мааса, Шельды, объединялись в единую короткую мощную реку, которая протекала по осушенному дну современного Ла Манша и после этого впадала в океан.

Рис. 8.5. Изменения содержания в атмосфере CO_2 и уровня Мирового океана (по различным данным), а также эволюция ледниковых покровов западной Антарктиды (ЗА), восьми периферийных фрагментов Лаврентийского щита (Л), двух фрагментов Кордильерского щита (К), Баренцево-морского щита (Б), Британско-ирландского щита (БИ), трех фрагментов Скандинавского щита (С)

(Представлено время активизации и диссипации ледников (концы прямоугольников) и периоды их максимального развития (заливка прямоугольника). Интервал низкого стояния уровня моря показан серой заливкой.)



В целом глобальное похолодание сопровождалось уменьшением количества осадков. Это было связано с тем, что в холодном воздухе может потенциально содержаться меньше водяного пара (см. подразд. 1.1). Усилившаяся аридизация приводила к возрастанию заплыленности атмосферы,

В холодные и сухие ледниковые эпохи происходило упрощение широтной зональности ландшафтной оболочки Земли, происходившее за счет распада трех лесных поясов (внутритропического и двух в умеренных широтах Северного и Южного полушарий) и господства открытых пространств: тундростепей в умеренных широтах, на юге переходящих в полупустыни-пустыни. В экваториальных регионах стали господствовать саванны, а лесные массивы остались лишь там, где сохранилось повышенное увлажнение, например в район г. Камерун в Африке.

Объем стока рек претерпел существенные изменения. У тех рек, долины которых принимали талые воды с краевых частей ледников, сток увеличился. Характерным примером служит Миссисипи — в пик оледенения край Лаврентийского ледникового щита находился южнее Великих озер, и потоки талой воды существенно увеличили

сток. У рек, напрямую не связанных с ледниковым питанием, сток существенно снижался.

Так, во время максимума позднеплейстоценового похолодания происходило уменьшение стока рек, впадающих в Черное море. Одновременно опускался уровень Средиземного моря (как части Мирового океана). В результате Босфор пересох, а Черное море надолго превратилось в бессточный водоем, площадь которого уменьшалась за счет осушения мелководных западных частей моря, а уровень понизился на ~150 м. В послеледниковое время котловина Черного моря наполнилась водой раньше на несколько тысяч лет, чем поднялся уровень Мирового океана, и все это время по Босфору с севера на юг текла слабосоленоватая река.

Аналогично в пик ледниковых условий снижался сток Волги (на ~50 %), что приводило к понижению уровня Каспия на несколько десятков метров и уменьшению его площади за счет осушения (на тысячи лет) современных мелководных участков, главным образом, в северной части моря.

Изменения термического режима затрагивали интенсивность биогеохимических циклов. Это приводило к серьезным изменениям содержания в атмосфере парниковых газов, которые происходили так, что в целом *ускоряли* происходящие изменения климата (см. подразд. 9.2).

Этапы похолоданий и гляциаций не были однородными, они осложнены более короткими флуктуациями климата. На рис. 8.6 видно, что на фоне пониженных температур возникали резкие потепления (*события Дансгора — Оешгера* (Dansgaard — Oeschger, DO)), образующие вместе с соответствующей стадией похолодания «цикл DO». Размах колебаний близок к тому, который наблюдался при переходе от ледниковой стадии к межледниковью. Иногда события DO следовали одно за другим, а иногда представляли собой изолированные явления температуры.

Иной тип вариаций был обнаружен по признаку прерывания морских донных осадков осадочным материалом материкового происхождения (песок, глина и др.). На этом основании возникла концепция так называемых *событий Хайнриха* (H. Heinrich) (*H-событий*), связанных с выносом в Атлантику обломочного материала армадами айсбергов. Они происходили нерегулярно (приблизительно один раз за 10 тыс. лет), последнее такое событие (H_1) произошло около 15 тыс. лет назад. Изучение минералогического состава отложений позволило идентифицировать районы выноса. Оказалось, что в этом процессе играли роль ледниковые щиты современной Канады, Гренландии, шельфа Баренцева моря и Исландии. События Хайнриха свидетельствуют, что ледниковым щитам была присуща неустойчивость, которая разряжалась резким увеличением айсбергового стока.

Откликами на события DO и *H* явились изменения климата Западной и Восточной Сибири, аномалии муссона южной Азии, вариации термического режима северной части Тихого океана и др. Однако

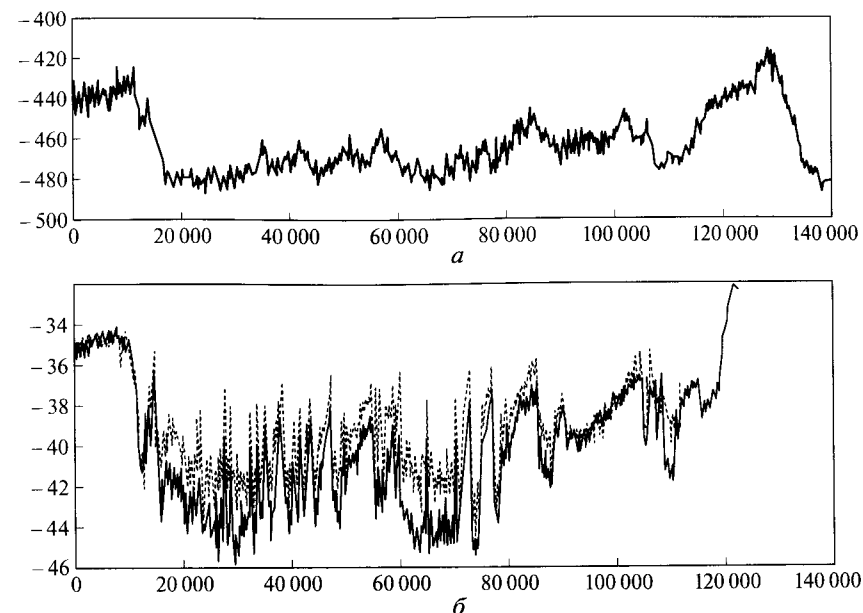


Рис. 8.6. Вариации климата по данным о динамике дейтерия по данным керн «Восток» в Антарктиде (а) и динамике содержания изотопа тяжелого кислорода в составе молекул воды по данным ледяных кернов Гренландии (б)

нельзя сказать, что вся изменчивость в каждом регионе исчерпывается этими явлениями, ряд экстремумов реконструирован в эпохи, когда события DO и *H* не были зарегистрированы.

В Северном полушарии потепление послеледниковья сильно затормозилось во время события Хайнриха H_1 (рис. 8.7). Затем произошло потепление Аллеред, сменившееся похолоданием Молодого Дриаса (Younger Dryas — YD). В это время температура (по данным, восстановленным в Гренландии) понизилась на 15 °C. Это было глобально прослеживаемое событие, отразившееся и в интенсивности индийского муссона, оставившее след в изотопном составе покровно-жилых льдов Сибири, и в донных отложениях Тихого океана и др. После его завершения начался теплый период межледниковья (голоцен), продолжающийся уже около 10 тыс. лет. Вскоре после его начала вновь произошел срыв глобального потепления — около 8,2 тыс. лет назад (см. рис. 8.1), однако несравнимо меньшей интенсивности, чем YD.

В Южном полушарии послеледниковое потепление носило более равномерный характер, хотя и здесь видны промежуточные экстремумы, которые появлялись в противофазе с событиями Северного полушария.

В период теплой стадии начала и середины голоцена распределение ландшафтов (в первую очередь растительного покрова) от-

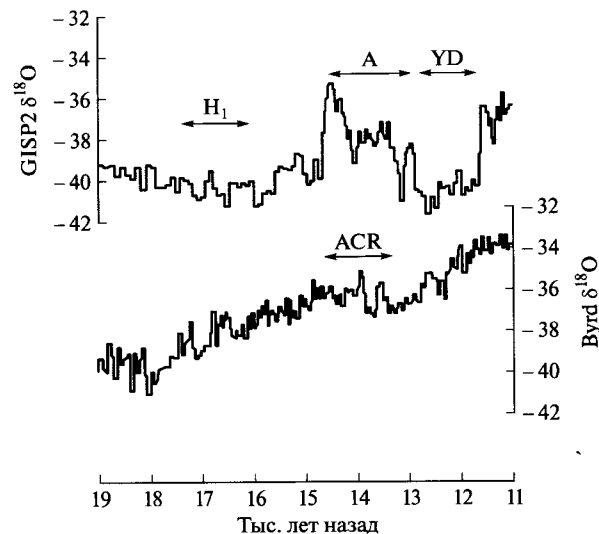


Рис. 8.7. Динамика климата в последнем ледниковом периоде в Северном и Южном полушариях по данным о вариациях изотопа тяжелого кислорода в составе молекул воды по данным интерпретации керна GISP2 (Гренландия) и керна Byrd (Антарктида):

H_1 — событие Хайнриха; A — Аллеред; YD — Молодой Дриас; ACR — стадия «возвращение холодов в Антарктиде»

личалось от современного. Так, современные тундры представляли собой лесотундру и тайгу. Вместо пустынь и полупустынь тропиков и субтропиков возникали сухие степи и саванны, а в отдельных регионах, на возвышенностях — даже леса. Для Африки и Азии в первой половине и середине голоцена были характерны высокие уровни озер (в частности, озеро Чад имело большие размеры), также свидетельствуя о гораздо более высоких уровнях увлажненности, чем в настоящее время. В это время здесь реки были более полноводны, в том числе существовали реки, бравшие начало на возвышенностях Тибести и Ахаггер и впадавшие в Средиземное море. Соответственно, иным был и животный мир — петроглифы зоны современной пустыни изображают крокодилов и бегемотов, а в памятниках древнего Египта нередко присутствует кобра, змея, которая не обитает здесь в современных условиях пустыни.

Переход к засушливым условиям начался ~5 тыс. лет назад. Перестройка ландшафтных условий была нелинейной, или, лучше сказать, она была линейной не всегда. На рис. 8.8 показаны изменения условий увлажнения/засушливости Западной Африки, интегрально проявившиеся в морских донных отложениях прилегающей части Атлантического океана. Около 5,5 тыс. лет назад произошел качественный сдвиг

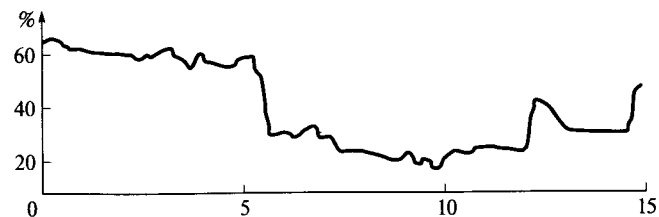


Рис. 8.8. Изменение содержания пыли, выносимой из Западной Африки и откладываемой в донных морских отложениях

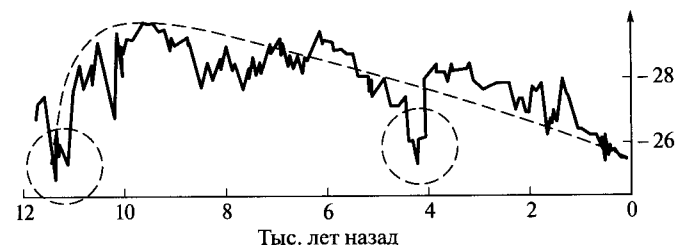


Рис. 8.9. Динамика индийского муссона за последние 12 тыс. лет, реконструированная по изотопным данным содержания тяжелого кислорода. Обозначены события YD и «4,2»

ухудшения увлажнения. Это произошло, несомненно, из-за того, что муссонные потоки перестали с прежней интенсивностью проникать на материк, однако непонятно, почему это случилось именно в данное время, почему процесс приобрел скачкообразный характер и почему до и после этого эпизода изменения опять были монотонны. Отметим, что влажный период в Африке до этого существовал по крайней мере 10 тыс. лет, хотя в период YD существовала тенденция к опустыниванию. Усиление засушливости во время холодных событий, связанное с ослаблением летней муссонной активности, проявлялось и в Азии (рис. 8.9). Помимо этого, обращает на себя внимание эпизод около 4,2 тыс. лет назад. Существуют обоснованные представления о том, что именно это прерывание муссона явилось причиной длительной засушливости, коллапса экономики (в первую очередь, сельского хозяйства) и деградации аккадской культуры, развивавшейся до этого длительное время на среднем Востоке.

8.3. Климат последнего тысячелетия и изменения климата в XX и XXI вв.

Изменения климата в период голоцена представляют собой вариации, наложенные на слабый тренд похолодания (см. рис. 8.1). Наиболее надежно изучены, естественно, ближайшие события, проис-

ходившие в последние 1—2 тыс. лет. В это время в природной среде не отмечено серьезных изменений, что представляется очень важным в контексте исследования современных изменений климата. В этом случае его особенности можно изучать не по короткому ~150-летнему ряду метеорологических наблюдений, а по гораздо более длинному ряду реконструированных показателей.

В главных чертах изменения климата выглядели следующим образом. В конце первого тысячелетия нашей эры началась теплая эпоха — *Средневековая климатическая аномалия* (Medieval Climate Anomaly — MCA), которая продолжалась приблизительно 300 лет. Затем выделяется холодная аномалия климата — *Малый ледниковый период* (Little Ice Age — LIA), сменившийся, в свою очередь, потеплением климата. Если генерализовать информацию различных регионов и разных источников, то MCA приходится на 900—1200 гг., а LIA — на 1350—1850 гг.

Эти события хорошо заметны по данным реконструкций температуры Гренландии (рис. 8.10). Однако в других регионах аномалии ведут себя иначе. В Альпах (см. рис. 8.10) MCA практически не выражена, а LIA выглядит в виде серии кратковременных холодных аномалий, перемежающихся теплыми событиями. Некоторые экстремумы синхронны с аналогичными в других регионах, другие — нет.

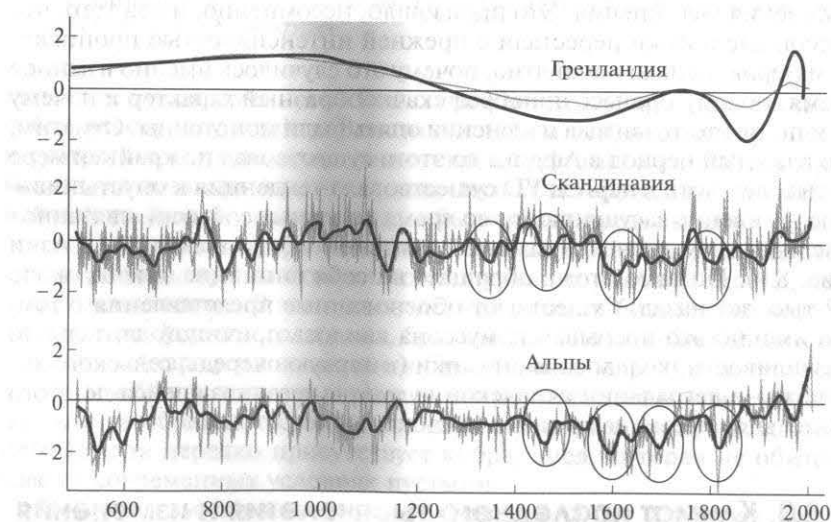


Рис. 8.10. Реконструированные изменения температуры за 1,5 тыс. лет на юге и в центре Гренландии (сглаженные кривые изотопных данных с дискретностью 50 лет), в Скандинавии и Альпах (температура летних месяцев: осреднения нескольких реализаций, полученных по кольцам деревьев). Интервал MCA выделен фоном. Минимумы LIA обведены

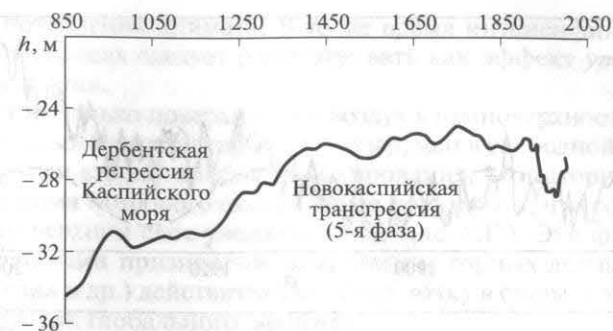


Рис. 8.11. Изменения уровня Каспийского моря за ~1 тыс. лет

Этот вывод о несовпадении, несинхронности информации касается не только данных о вариациях температуры, но также и данных о состоянии увлажнения: есть регионы, где никаких принципиальных событий в названные эпохи не наблюдалось, но есть и такие, где аномалии определенного знака были отмечены. Наиболее заметное событие, соответствующее MCA, — это интенсификация засухливости южной части современной территории США. Ее генетически связывают с одновременно произошедшим ослаблением во время MCA интенсивности ENSO (см. подразд. 5.5) и повышенной во время MCA температурой воды западной части Атлантики. По современным представлениям оба этих факта типично приводят к развитию засухи на территории южных штатов США. Во время MCA наблюдалась Дербентская регрессия Каспийского моря (рис. 8.11). При переходе климата от MCA к LIA уровень Каспия вырос.

Последний экстремум LIA наблюдался в начале XIX в. После этого началось потепление климата. Сперва оно происходило небыстро, но в XX в. стало ускоряться (коэффициент линейного тренда за 1880—2012 гг. составил ~0,8 °C). Оно не было монотонно (рис. 8.12). На кривой можно выделить серию флуктуаций, из которых достаточно четко диагностируется колебание с периодом около 60 лет. Оно включает в себя холодную аномалию в начале XX в., затем теплые события 30-х и 40-х гг. XX в., потом 50-е и 60-е гг. XX в., когда общее потепление сменилось некоторым похолоданием, затем был период потепления, а начиная с конца 90-х гг. XX в. по 2014 г. (момент написания книги) потепление приостановилось на достигнутом ранее высоком уровне. Можно считать, что глобальное потепление шло с разной скоростью в зависимости от того, совпадал его тренд или нет с фазой 60-летнего колебания.

В разных местах Земли изменения температуры происходят с разной скоростью. Так, отмеченные флуктуации отражаются и в поведении индексов AMO и PDO (см. рис. 5.16), характеризующих декадную изменчивость циркуляции атмосферы и климата. Особенно быстро

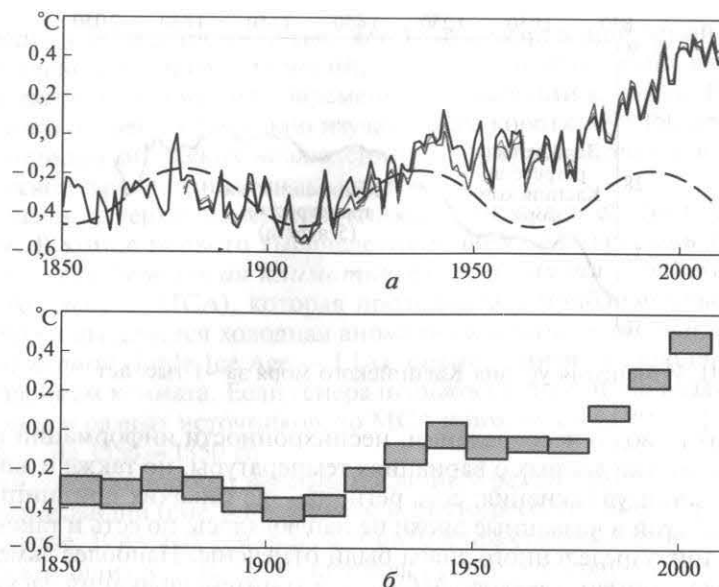


Рис. 8.12. Наблюдаемые изменения температуры воздуха у поверхности Земли относительно среднего за 1961 — 1990 гг.:

a — межгодовые вариации (по данным трех архивов) глобально-осредненных значений и аппроксимация $T' = 0,15 \sin\left(\frac{2\pi t}{60}\right)$, где t — годы; *б* — их сглаженные значения

растет температура городских агломераций, однако это следствие локальных особенностей.

Использование одних только данных наблюдений на метеорологических станциях для характеристики глобального роста температуры должно интерпретироваться с известной долей осторожности. Действительно, многие станции, располагавшиеся в XIX в. в сельской местности или внутри природных ландшафтов, в середине XX в. уже оказались внутри урбанизированных территорий. Диагностируемый ими рост температур связан не столько с глобальными факторами, сколько с локальными городскими воздействиями. Понимание важности этого эффекта потребовало проведения селекции тех станций, у которых условия расположения изменились коренным образом. Такая работа была осуществлена Дж. Хансен (J. Hansen) и другими; в качестве критерия выбраковки станций, расположенных в сильно урбанизированных районах, было использовано некоторое пороговое значение ночного свечения земной поверхности, диагностируемое по спутниковым данным. В результате из объема данных были изъяты некоторые станции восточного побережья США, Японии и др. Анализ динамики температуры по оставшейся выборке дал практически те же самые результаты, подчеркнувшие глобальный

характер потепления климата. В то же время интенсификацию потепления в городах следует рассматривать как эффект *урбанистического усиления*.

Теплеет не только поверхность и воздух в приповерхностном слое. Положительный тренд температуры обнаружен в свободной атмосфере по данным аэрологического зондирования. Мониторинг термического режима Мирового океана также показывает, что содержание тепла в его верхнем слое увеличивается (рис. 8.13). Эти факты вместе с косвенными признаками (сокращение горных ледников, рост уровня океана и др.) действительно ставят точку в споре о реальности потепления как глобального эффекта.

Вопрос о происхождении потепления будет подробно рассмотрен далее (см. подразд. 9.4), однако здесь в ряду других эмпирических сведений приведем факт роста содержания в атмосфере CO_2 и других так называемых парниковых газов (рис. 8.14, цв. вкл. рис. 16). Основные компоненты воздуха — азот и кислород — пока практически не затрагиваются изменениями (те, которые показаны на рис. 8.14, очень малы).

Происходят спорадические изменения аэрозолей. В некоторых случаях (в городах, в зонах лесных пожаров, при извержениях вулканов) эти изменения могут быть настолько сильны, что создается опасность для здоровья людей. Однако с географической точки зрения это локальные события и к тому же, как правило, кратковременные.

Рост CO_2 может, в принципе, происходить и из-за антропогенного воздействия и (или) за счет изменений в системе углеродного цикла. Учитывая сравнительную мощность источников может показаться (см. подразд. 1.3), что последний фактор должен преобладать. Для этого, казалось бы, достаточно небольшой разбалансировки, например, в обмене атмосферы с океаном. Однако оказалось, что

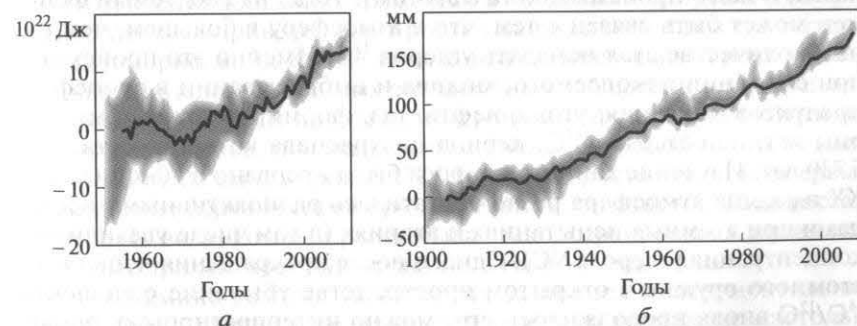


Рис. 8.13. Изменения, происходящие в Мировом океане:

a — рост содержания тепла в слое 0...700 м относительно среднего по всем архивам данных за 1970-е гг.; *б* — повышение уровня Мирового океана по данным различных архивов и методов измерений (включая спутниковые измерения уровня в последние несколько лет)

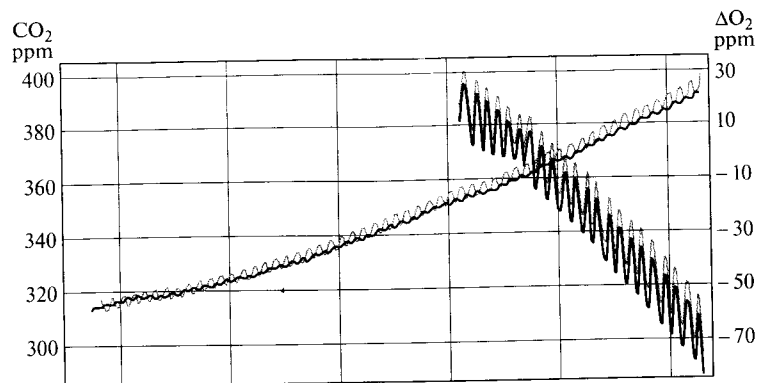


Рис. 8.14. Рост содержания CO_2 в атмосфере по данным измерений на станции Мауна-Лоа, Гавайские о-ва (линия с четким годовым ходом) и по данным измерений на Южном полюсе. Показано закономерное убывание кислорода по данным нескольких станций Северного и Южного полушарий

глобальный рост атмосферного CO_2 осуществляется исключительно за счет антропогенного притока углерода, связанного с сжиганием ископаемого топлива. Этот факт подтверждается синхронным уменьшением (из-за горения) содержания кислорода (см. рис. 8.14). Другим доказательством служит эффект Зюсса (H. Suess). Еще в 40—50-е гг. XX в. было установлено, что происходит постепенное относительное обеднение атмосферного углерода радиоактивным изотопом углерода ^{14}C , т.е. уменьшение отношения $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$. Для объяснения этого феномена принимается во внимание, что производство радиоактивного изотопа неизменно во времени (^{14}C образуется в верхней атмосфере в результате взаимодействия нейтронов космического происхождения с азотом). Тогда наблюдаемый феномен может быть связан с тем, что в атмосферу в большем, чем ранее, количестве стал попадать углерод ^{12}C . Именно это происходит при сжигании ископаемого топлива и выбрасывании в атмосферу продуктов сжигания: уголь, нефть, газ, формировавшиеся миллионы лет, не содержат ^{14}C , период полураспада которого оставляет 5730 лет. Изучение данного вопроса было прервано в 50-х и 60-х гг. XX в., когда атмосфера резко обогатилась радиоактивными изотопами при атомных испытаниях и авариях (в том числе увеличилась концентрация углерода ^{14}C). Однако после прекращения испытаний атомного оружия в открытом пространстве убывание отношения $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ вновь продолжилось, что можно интерпретировать проявлением эффекта Зюсса.

Доводом в пользу факта антропогенной обусловленности прироста CO_2 служит и поведение во времени концентрации изотопа ^{13}C . Наблюдения показывают, что относительное содержание этого изотопа закономерно убывает, что также может быть интерпретировано как

факт поступления в атмосферу CO_2 при росте сжигания древесины и ископаемого топлива.

Дополнительным подтверждением антропогенной обусловленности современного роста CO_2 является анализ реконструированной концентрации CO_2 — на протяжении нескольких тысяч лет концентрация испытывала небольшие колебания около некоторого среднего значения (275 ± 10 ppm), которое естественно считать «доиндустриальным уровнем» (см. цв. вкл. рис. 16).

Глобальное потепление отчетливо проявляется в состоянии горного оледенения. Ледники являются хорошим индикатором климатических изменений, поскольку лед — чувствительная к изменению климата субстанция. Кроме того, их использование удобно для мониторинга, потому что объем горных ледников не так велик, чтобы ощущалась инерционность отклика. Горное оледенение практически повсеместно в мире деградирует и только в Скандинавии, где потепление сопровождается сильным ростом осадков, ледники разрастаются.

Важным показателем динамики климата служат вариации сезонного снежного покрова. Существуют данные (преимущественно спутниковые) о том, что площадь сезонного снежного покрова Северного полушария уменьшилась на несколько процентов. В то же время, анализ поведения снежного покрова на территории обширной Восточно-Европейской равнины (выполненный по данным станционных наблюдений) показал, что за 40 лет (1962—2002 гг.) динамика величин водного эквивалента снега, накопленного за зиму, характеризуется нулевым трендом, несмотря на наблюдавшееся в этом регионе четко диагностированное потепление в зимнее время. Это связано с тем, что потепление выражается активизацией фронтальной деятельности и (в зимнее время) ростом осадков в твердой фазе.

Потепление климата отражается в состоянии Мирового океана. Ранее уже был приведен факт роста содержания тепла в его верхних слоях (см. рис. 8.13). Кроме того, с потеплением связан рост уровня. Обобщение многочисленных станционных наблюдений, подкрепленное в последние годы прямыми измерениями уровня с специализированных спутников, показало, что за 130 лет Мировой океан поднялся почти на 20 см (см. рис. 8.13). Причиной роста стали, во-первых, расширение верхних слоев при нагревании, во-вторых, в океан стала поступать вода, которая ранее была «законсервирована» в ледниках на суше, причем преимущественно в горном оледенении.

В динамике режима увлажнения за период инструментальных наблюдений существуют изменения, однако тренды не настолько хорошо выражены, чтобы статистически достоверно можно было утверждать о существовании изменений планетарного масштаба. Скорее можно говорить о региональных эффектах. Наиболее сильные (в том числе по уровню региональных социально-экономических последствий) изменения происходят в зоне Сахеля, где в середине

60-х гг. XX в. произошла резкая смена режима увлажнения, ознаменовавшая, как оказалось, переход к длительной засушливой эпохе. Непосредственная причина явления заключается в том, что в регион перестали проникать в прежнем количестве муссонные осадки (отрицательная аномалия сумм осадков составила ~20 %). Однако полный ответ на вопрос, почему так изменилось состояние циркуляции Гвинейского муссона, до сих пор не получен.

Над акваторией Северной Атлантики осадки усилились. Это обстоятельство, вместе с ростом объемов речного стока и усиленным таянием многолетних льдов Арктики, создает направленное распределение вод Северной Атлантики, что отчетливо наблюдается по данным целого ряда морских станций уже на протяжении последних 40—50 лет. Отметим, что вклад талых вод Гренландии в этот процесс пока что относительно мал.

Продолжая перечисление регионов, в которых происходит закономерный рост осадков, следует упомянуть юг Южной Америки. Здесь за 100 лет их количество возросло примерно на 15 %. Таким образом, создается впечатление, что осадки высоких широт возрастают, а в низких широтах — уменьшаются. Однако следует признать, что межгодовая изменчивость велика и затушевывает эти намечающиеся тенденции изменений.

Принципиальные изменения происходят во внутригодовом распределении осадков. Особенно существенно это затрагивает умеренные широты, где из-за потепления увеличивается доля жидких осадков. Это может не затронуть годового стока, но принципиально сказывается на гидрологическом режиме рек, поскольку уменьшается объем половодья и увеличивается зимний сток. Есть признаки того, что увеличивается повторяемость интенсивных ливней.

Важной проблемой, не имеющей пока что однозначного решения, является вопрос о том, связаны ли с потеплением климата изменения экстремальных гидрометеорологических явлений. Пока что не отмечено изменений в статистике количества и интенсивности торнадо в США. С другой стороны, уже есть (даже на коротких рядах наблюдений) представление о том, что увеличивается частота экстремальных наводнений и засух.

В практическом плане крайне важным следствием глобального потепления должен, как считается, стать рост интенсивности тропических ураганов и увеличение территорий их существования. Здесь принимается во внимание известный эмпирический факт: ураганы могут существовать над морской поверхностью с температурой не ниже 27 °C (см. подразд. 5.2). Отсюда делается вывод о том, что при повышении температуры и расширении территории, оконтуриваемой изотермой 27 °C, тропические ураганы должны стать мощнее, их может быть больше и они могут дольше существовать. Пока что зафиксирован слабый тренд максимальных значений скорости ветра в ураганах Атлантики, т. е. для каждого урагана выбрано максималь-

ное значение, и наблюдается — в среднем — их слабое год от года увеличение. Однако следует иметь в виду, что температурный эффект не единственный, существуют и другие факторы (см. подразд. 5.2), и тенденции их изменений при потеплении неочевидны.

КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Какие вам известны косвенные климатические индикаторы и какие существуют проблемы абсолютной датировки при палеоклиматических реконструкциях?
2. Каковы основные закономерности изменения температурного режима Земли за последние ~0,5 млрд лет?
3. Назовите основные ритмы изменчивости климатического режима в плиocene и плейстоцене.
4. Охарактеризуйте ледниковые события и события межледникового плейстоцена.
5. Что такое циклы Дансгора — Оешгера и события Хайнриха?
6. Что такое похолодание Молодого Дриаса?
7. Что такое голоцен?
8. Что представляла собой флуктуация климата последнего тысячелетия «Средневековое потепление — Маленькая ледниковая эпоха»?
9. Охарактеризуйте глобальное потепление климата и изменения окружающей среды в XX и XXI вв.

9.1. Изменения климата с позиции динамики сложных систем

Климату присуща изменчивость (см. подразд. 6.1). Фундаментальной задачей является понимание механизма ее возникновения. Иногда она адекватно моделируется в компьютерных экспериментах (см. подразд. 7.3), в других случаях модели климата не способны ее воссоздать. Однако даже в случае формального успеха моделирования необходима уверенность в том, что воспроизводится именно то явление, которое существует в природе, а не что-то иное, похожее на реальный процесс только некоторыми деталями эволюции.

Поведение сложных (динамических) систем (ДС) имеет общие черты, присущие не только климатической системе. Это подразумевает возможность общего методологического подхода к их изучению и выраженности явлений в единой шкале понятий и терминов. Представляется полезным рассмотреть некоторые «схемы поведения», синтез которых будет использован в дальнейшем как рациональная основа при анализе природы климатических изменений.

Будем характеризовать ДС набором значений x_i (в случае климатической системы это климатические переменные: например, значения температуры, осадков и др.). Эволюция ДС во времени в общей форме описывается системой уравнений

$$\frac{dx_i}{dt} = F_i. \quad (9.1)$$

Удобно переписать это выражение, изменив правую часть:

$$\frac{dx_i}{dt} = -\frac{\partial U}{\partial x_i}, \quad (9.2)$$

введя потенциал U .

Для понимания эволюции ДС важно знать, имеет ли ДС *состояния равновесия*, и решить вопрос о том, *устойчивы* они или *неустойчивы*. Эти представления о поведении ДС можно получить, не решая исходное уравнение, а анализируя вид функции $U = U(x)$. Действительно, по определению наличие состояний равновесия ДС — это условие $\frac{dx_i}{dt} = 0$ или $\frac{\partial U}{\partial x_i} = 0$, т.е. состоянию равновесия соответ-

ствует экстремум функции $U = U(x)$. Поэтому вид данной функции характеризует эволюцию ДС.

Для случая только одной переменной на рис. 9.1 схематически изображен график потенциала некоторой ДС, содержащей несколько состояний равновесия в виде ложбин («потенциальных ям»), разделенных гребнями. Пусть ДС — шарик, находящийся в одной из потенциальных ям (A_1). Это его положение равновесия, вблизи которого ДС или находится в покое, или испытывает колебания малой амплитуды. Такая система называется *линейным осциллятором* и служит моделью малых колебаний груза на пружинке, колебаний математического маятника, колебаний с частотой Брента — Вайсала (1.21) жидкой частицы, достигшей при конвекции наивысшей точки подъема, т.е. в таком состоянии могут пребывать ДС самой разнообразной природы. Колебания могут быть затухающими и незатухающими. Первый случай — это *система с диссипацией* (с трением

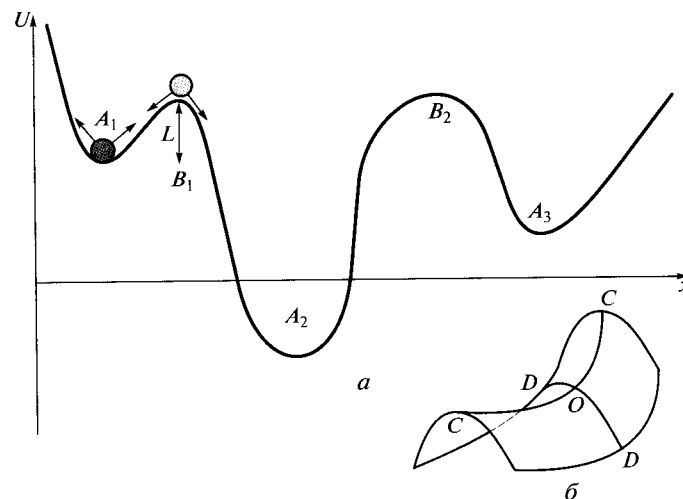


Рис. 9.1. График функции потенциала некоторой динамической системы в случае одной переменной (а). Система вблизи A_1 испытывает малые колебания около положения равновесия (механический аналог — тяжелый шарик, перекачивающийся влево — вправо, амплитуда его колебаний предполагается недостаточной для того, чтобы он мог, преодолев порог L , выкатиться из «потенциальной ямы». Квантовомеханические туннельные переходы не рассматриваются). Систему вблизи B_1 достаточно вывести из состояния равновесия и она перейдет в устойчивое состояние A_1 или A_2 (шарик, неустойчиво стоящий на вершине, при малейшем толчке скатится влево или вправо). Поэтому из графика $U = U(x)$ видно, что экстремумы A_1, A_2, A_3 характеризуют устойчивые, а B_1 и B_2 — неустойчивые положения равновесия. Конфигурация потенциала динамической системы (б) в трехмерном пространстве в форме седла. Положение равновесия (точка O) неустойчиво вдоль траектории DD

в случае механической системы перекачивания шарика: шарик стремится остановиться, заняв положение равновесия). Второй случай — сколь угодно долго длящиеся колебания, амплитуда которых зависит от начального условия (от того, на какое расстояние от положения равновесия был отклонен шарик в начальный момент).

Устойчивость/неустойчивость проверяется анализом того, что будет происходить в результате небольшого отклонения от состояния равновесия: если после этого с течением времени ДС остается вблизи состояния равновесия, то это означает устойчивость, а если происходит резкий уход от состояния равновесия, то, значит, оно неустойчиво. Так, в ложбине A_1 шарик находится в состоянии равновесия (если амплитуда его колебаний недостаточна для преодоления барьера, разделяющего два локальных устойчивых положений равновесия, и перехода в другое состояние). При положении шарика в точках B_1 , B_2 равновесие будет неустойчивое, поскольку малейшее отклонение от вертикали вызовет скатывание шарика в ту или иную ложбину. Рассмотренный тип неустойчивости есть *неустойчивость по отношению к малым возмущениям*.

Стремление системы с диссипацией занять положение равновесия означает, что каждое последующее состояние все ближе и ближе к некоторому предельному значению. Эту ситуацию можно выразить другими словами, представив, что состояние ДС притягивается (от *англ. to attract*) к определенному значению. Говорят, что последовательность временных состояний (так называемая фазовая траектория) притягивается к аттрактору. В рассмотренном случае затухающих колебаний аттрактор это всего лишь одна точка — положение равновесия.

Иная ситуация возникает, когда ДС такова, что вне зависимости от начальных условий она стремится к установлению автоколебаний, частота и амплитуда которых определяются свойствами ДС и не зависят от начальных значений. В этом случае аттрактор — *предельный цикл* — это уже не точка, а эллипс, к которому стремится фазовая траектория (как говорят, «наматывается») и вечно движется вокруг него. Он «предельный», потому что к нему притягивается состояние системы, переходящее в режим стационарных автоколебаний. В пространстве нескольких переменных аттрактор представлен эллипсоидом, тором, а также может иметь сложную структуру, в том числе и фрактальной конфигурации.

Плоский рисунок (см. рис. 9.1) не оставляет ДС при малых колебаниях никаких шансов самопроизвольно «перекатиться» в другое положение равновесия. Это может произойти только под влиянием внешнего импульса. Однако уже в трехмерной геометрии положение неустойчивого равновесия можно представить в виде седла (рис. 9.1, б), с боковых поверхностей которого шарик может «выкатиться» в третье измерение.

Представим себе ДС в трехмерной геометрии с двумя положениями неустойчивого равновесия. Тогда эволюцию системы можно пред-

ставить в соответствии с вышеизложенным так: она притягивается к первому состоянию равновесия, но из-за неустойчивости «отскакивает» от него, попадая в область притяжения другого аттрактора, «наматывается» на него, снова отскакивает, попадает в окрестность первого аттрактора и т.д. Время нахождения на каждом аттракторе всякий раз представляет собой случайную величину. Это пример так называемого динамического хаоса: в названии подчеркивается, что хаотическое поведение создается в системе уравнений, в которую явно не включена случайная функция. Здесь случайность поведения задается структурой уравнения. Наглядным примером рассмотренного поведения служит известный *аттрактор Лоренца* (E. Lorenz). Он получается как решение уравнений, описывающих конвективные движения.

Для демонстрации других возможностей возникновения неустойчивого поведения рассмотрим эволюцию ДС при изменении параметров системы, выраженных изменениями потенциала. Как и в прошлых примерах, предполагаем, что ДС эволюционирует в виде колебаний около положения равновесия, т.е. шарик перекачивается на дне лунки, амплитуда которых недостаточна для того, чтобы преодолеть барьер. Пусть происходят изменения свойств системы, которые выражены в том, что высота барьера, разделяющего лунку с шариком и соседнюю, более глубокую, лунку, постепенно уменьшается (рис. 9.2). Как откликается ДС на это явление? До тех пор пока высота барьера больше, чем амплитуда колебаний, в системе

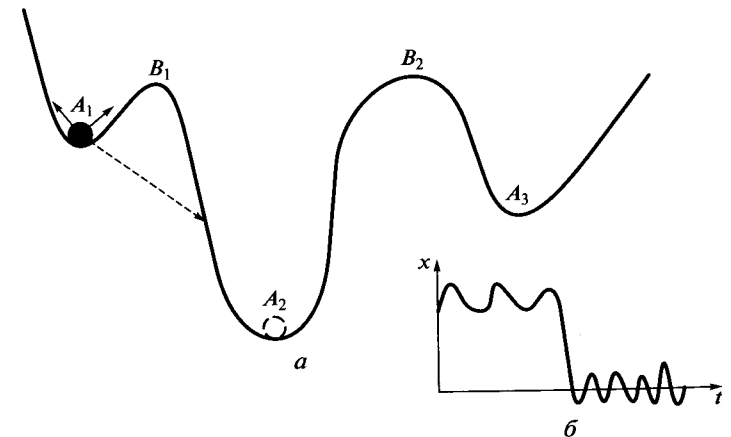


Рис. 9.2. Медленные изменения конфигурации графика $U = U(x)$. Постепенно выполаживается максимум B_1 (а). В тот момент, когда особые точки A_1 и B_1 сливаются, система внезапно, катастрофически (!) переходит из A_1 в A_2 . Фрагмент изменения ДС во времени: момент бифуркации отмечен резким изменением эволюционной кривой (б)

не происходит никаких изменений, а затем положение равновесия резко меняется (шарик скатится в расположенную ниже лунку). В случае с шариком это действительно произойдет очень быстро, так что может выглядеть как скачкообразный процесс. Это изменение свойств поведения системы отражает *структурную неустойчивость* поведения системы. Состояние, наблюдаемое перед тем как скачок происходит, когда малейшего изменения параметра (параметров) достаточно для резкого изменения свойств системы, называется *точкой бифуркации*, а само явление перехода — *бифуркацией системы*. Можно представить, как опасно при прогнозировании опасных явлений «прозевать» точку бифуркации, когда медленный тренд системы вдруг сменяется резкими, взрывными изменениями. Это выглядит как катастрофа, поэтому область науки, изучающую модели ДС, при изменении параметров которых происходит кардинальное изменение свойств решений дифференциальных уравнений, описывающих динамику ДС, называют еще и *теорией катастроф*.

Нередко поведение ДС носит сложный характер неравномерно появляющихся пульсаций разной амплитуды и продолжительности. Одним из приемов математического описания является следующий: отказаться от изучения глубинных причин и сразу рассматривать поведение ДС как хаотическое. Однако имеется в виду не просто статистический подход, основанный на изучении данных наблюдений, а представление о том, как иерархически связаны между собой флуктуации разных масштабов. Рассмотрим ДС, обладающую значительной инерционностью, такой, что мелкие быстрые воздействия разных знаков не могут сразу сказаться на ее динамике (влияние отдельной аномалии так слабо, что практически неощущаемо). Эти последовательно идущие знакопеременные аномалии не полностью погашают друг друга, их эффекты накапливаются, и поэтому состояние ДС медленно изменяется. Эта концепция соответствует математической теории броуновского движения. В соответствии с ее выводами, если в течение времени t броуновская частица испытывала хаотические импульсы молекул, то она удалится от исходного положения на среднее расстояние, пропорциональное \sqrt{t} . Распространяя эту математическую модель на адекватную ДС можно утверждать, что воздействие знакопеременных быстрых аномалий уводит ДС от начального состояния (рис. 9.3). Однако в действие вступают противоборствующие эффекты. Исходя из общих соображений их можно представить выражением, пропорциональным (со знаком «минус») величине нарастающего отклонения. В этом случае они демпфируют отклонения от начальной точки как сторону положительных, так и отрицательных значений координатной оси.

Методически рассмотренный результат очень ценен, поскольку показывает, что объяснение тренда любой природы следует искать не обязательно в действии внешних факторов, но, прежде всего, в саморазвитии ДС.

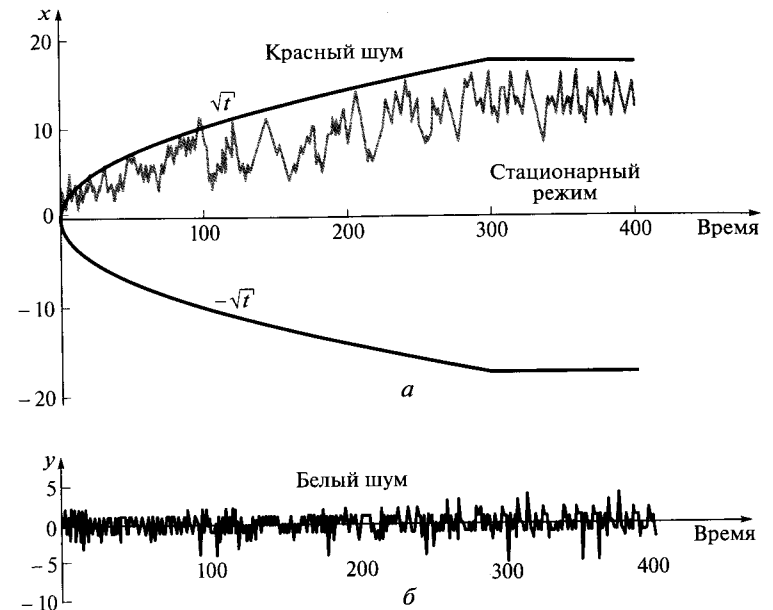


Рис. 9.3. Эволюция состояния некоторой ДС под воздействием белого шума, демонстрирующая развитие красного шума: на начальном этапе характер динамики трендовый, переходящий затем в режим установившихся стохастических колебаний. Рост аномалий именно в сторону положительных значений случаен

Обратим внимание на то, что в случае броуновского движения порции мелких воздействий следуют друг за другом хаотическим образом и не связаны между собой. В этом случае говорят, что это *дельта-коррелированный случайный процесс* (связность между последовательными импульсами существует на условном маленьком интервале времени $\delta \rightarrow 0$) или *белый шум*. Теперь, в рамках введенной терминологии, можно сказать, что происходит суммирование сигналов белого шума, в результате накопления которых проявляются и постепенно нарастают долгопериодные аномалии. Их характерное свойство заключается в иерархичности разномасштабных событий: чем событие продолжительнее, тем больше его амплитуда. Этот случайный процесс называется *красный шум*.

Разумеется, такая ситуация типична только для такой ДС, в которой взаимодействуют подсистемы с очень разными инерционными свойствами. При этом медленная система приспосабливается не к индивидуальным флуктуациям быстрой системы, а к их статистическому поведению, выраженному накопленными флуктуациями.

Для иллюстрации кратко рассмотрим закономерности формирования межгодовых колебаний уровня режима Каспийского моря.

В изменчивости его годового водного баланса определяющим являются приток воды, осуществляемый р. Волгой, и испарение с зеркала. Сток других рек, осадки над морем и подземный сток второстепенны. Исследования показывают, что вариации уровня гораздо лучше коррелируют не с годовыми значениями, а с накопленными аномалиями водного баланса. Аналогичные закономерности находят в эволюции горного ледника, «интегрирующего» флуктуации притоков и оттоков массы (осадки и потери массы при таянии), в формировании долгоживущих аномалий температуры и солености Мирового океана и др.

Вернемся к рассмотрению состояний равновесия ДС. Будем опять считать, что ДС находится в одном из локальных состояний равновесия (рис. 9.4), но теперь предположим, что амплитуда колебаний около положения равновесия есть случайная величина в каждый момент времени. Если амплитуда хоть изредка оказывается порядка L , то может произойти ситуация, когда система преодолеет барьер, разделяющий ложбины, и перейдет из A_1 в A_2 (шарик перекатится из одной потенциальной ямы в другую). Затем, через какое-то время, зависящее от соотношения амплитуды, высоты барьера и повторяемости экстремальных событий, система вернется в A_1 , затем процесс повторится, и т. д. Данное поведение ДС называется *явлением переброса*. Несмотря на то что перебросы незаконмерно следуют один за другим, можно говорить о существовании некоторого среднего периода переброса. Отметим, что здесь налицо два притягивающих

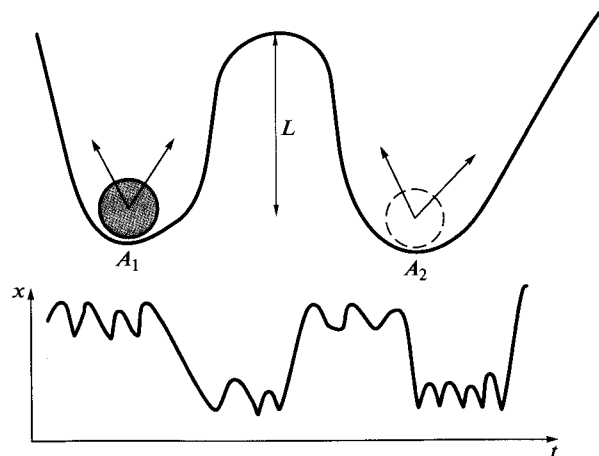


Рис. 9.4. Явление «переброса»: за счет нерегулярных флуктуаций система находится то в A_1 , то в A_2 . Момент переброса случаен, продолжительность нахождения вблизи каждого состояния — случайна; но существует средний период переброса:

L — параметр, определяющий высоту барьера

множества (A_1 и A_2), но оба они неустойчивы не по своим внутренним свойствам, а из-за воздействия шума. Поэтому рассмотренный механизм по своему проявлению похож на динамический хаос, но механизм формирования изменчивости иной.

Теперь усложним предыдущий пример, введя в рассмотрение вынуждающее гармоническое воздействие малой амплитуды. Оно, казалось бы, не скажется на поведении ДС, потому что главные особенности поведения будут определяться перебросами системы. Однако если период колебаний близок к типичному времени переброса, то возникает явление, напоминающее резонанс, когда в системе разрастаются колебания из-за взаимодействия с ритмом переброса и может получиться так, что именно они окажутся доминирующей особенностью поведения ДС. Данное явление назвали *стохастическим резонансом*.

Теперь при переходе к следующему примеру сперва обратим внимание на характерную особенность больших изменений климата, сопровождающихся оледенением суши (см. подразд. 8.2). При смене холодной эпохи на теплую типично возникают эффекты запаздывания глобальной температуры и объема льдов по отношению к вызывающему этот эффект энергетическому воздействию. Этот эффект феноменологически (т. е. используя только особенности поведения) можно описать, используя математическую модель *запаздывающего осциллятора*. Ее отличительной особенностью является постепенное нарастание и, наконец, «установление» колебаний определенной амплитуды в системе.

Отметим еще одно явление, свойственное сложным системам, — *гистерезис*. Оно заключается в том, что в некоторых случаях реализуется неодинаковый отклик системы на рост и убывание какого-либо внешнего фактора.

Подводя итог, подчеркнем, что были рассмотрены очень простые примеры. Однако даже здесь удалось увидеть возможность самопроизвольного развития трендов, резких скачкообразных переходов, изменений ритмичности процесса и др. В климатической системе все гораздо сложнее, однако имеет смысл использовать введенный понятийный аппарат. Это полезно для того, чтобы рационально расшифровывать, хотя и качественно, представления об обратных связях, нелинейных взаимодействиях и др.

9.2. Теория изменений климата в плиоцене — плейстоцене

В гл. 8 были представлены важнейшие результаты реконструкций климата в прошлом. Крупные изменения климата, прослеживаемые миллионы — десятки миллионов лет, представляли собой реакцию на изменения содержания в атмосфере углекислого газа. Его концен-

трация возрастала в эпохи активизации тектоники и убывала в последующих этапах, когда CO_2 постепенно изымался из атмосферы и шел на формирование известняков (см. подразд. 1.3). Поэтому с хорошим приближением можно принять точку зрения М. И. Будыко, согласно которой история крупных изменений климата Земли была историей вариаций CO_2 . В этом контексте снижение температуры, происходящее на протяжении нескольких сотен миллионов лет, хорошо заметно на рис. 8.1, связано с таким же масштабным уменьшением концентрации CO_2 в атмосфере, что в свою очередь обусловлено, по мнению В. Е. Хаина, постепенным снижением тектонической активности нашей планеты.

Рассмотрим более подробно изменения климата последних отделов кайнозойской эры. Интерес к этим событиям вызван тем, что при приближении к современной эпохе фоновое состояние внешних факторов все более соответствует тому, что наблюдается в настоящее время, и исследование соответствующих им состояний климата становится важным для развития теории климата.

В период примерно 1,5—5 млн лет назад (более древние события пока что не реконструированы с нужной дискретностью) доминирующим циклом климатической изменчивости был 41 000-летний (см. подразд. 8.2). В последние ~1,5 млн лет климат приобрел черты макроциклических вариаций «ледниковое/межледниковое состояние» с периодичностью около 100 тыс. лет (см. рис. 8.3). Кроме основного цикла прослеживается 41 000- и 20 000-летняя периодичность. Наблюдались и менее организованные ритмы и нерегулярные флуктуации разной частоты, которым в целом присущ характер красного шума (см. подразд. 9.1).

При изучении природы этих изменений на первый план вышла теория Миланковича (М. Milankovitch), в которой делается акцент на вариациях инсоляции на ВГА.

Определяющие радиационный режим планеты наклон ϵ , эксцентриситет e и долгота перигелия ϖ (см. подразд. 2.2) с точки зрения небесной механики не константы. Они испытывают сложные изменения, создаваемые гравитационными полями Солнца и планет, в первую очередь Юпитера. На рис. 9.5 представлены результаты расчетов: наклонение колеблется от 22° до $24,5^\circ$ с периодом в 41 тыс. лет (за представленные 1 600 тыс. лет кривая имеет 39 экстремумов, так что $1\,600/39 = 41$). В современную эпоху $\epsilon = 23,44^\circ$. Позиция перигелия смещается относительно положения равноденствия с ритмичностью в 19 и 23 тыс. лет. Изменения радиационного режима управляются временными ходами ϵ и $e \cos \varpi$, поэтому результирующая кривая инсоляции демонстрирует сложные сочетания нерегулярно повторяющихся положительных и отрицательных сезонных аномалий (см. рис. 9.5).

Еще один важный параметр радиационного режима — продолжительность года — остается константой. При очень небольших измене-

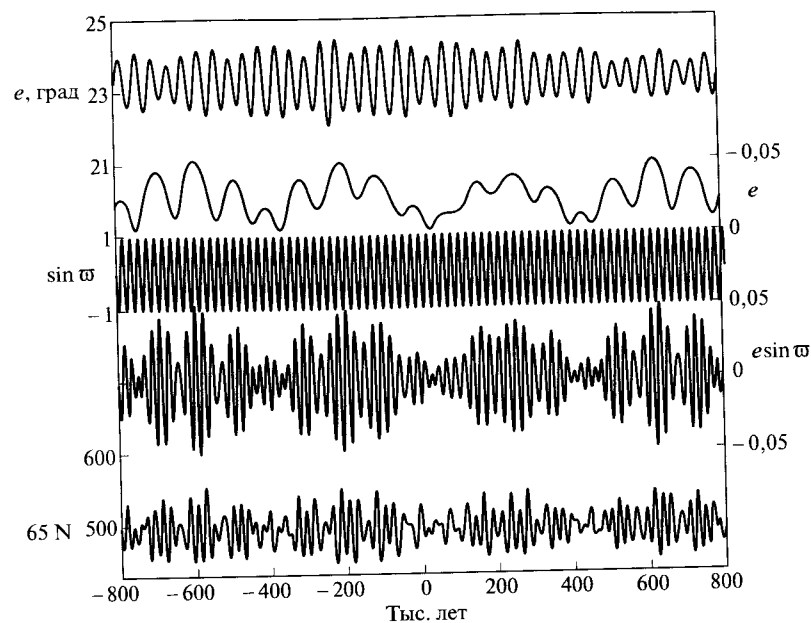


Рис. 9.5. Рассчитанные значения характеристик орбиты Земли и ее положения на орбите за ± 800 тыс. лет. Нижняя кривая — колебания средней за сутки инсоляции на 65° с. ш., $\text{Вт}/\text{м}^2$

ниях эксцентриситета годовая сумма инсоляции на ВГА (см. подразд. 2.2), приходящая к Земле, практически не меняется, а происходит только *перераспределение энергии* по широтным зонам и сезонам. Уменьшение ϵ («выпрямление» оси вращающейся планеты по отношению к плоскости орбиты) снижает амплитуду сезонных колебаний, и, наоборот, увеличение ϵ обостряет тепловые различия между сезонами. Отметим, что при увеличении (уменьшении) ϵ происходит рост (снижение) *годового* притока радиации в высоких широтах, в то время как в низких широтах наблюдается пропорциональное уменьшение (рост) инсоляции.

Итак, изменчивость потока солнечной энергии концентрируется на определенных периодах. Анализ рядов реконструированных величин показал, что периодичности Миланковича имеют место, однако не более 20 % дисперсии может быть объяснено колебаниями в 41, 23 и 19 тыс. лет. Главный вклад в изменчивость вносят 100 000-ные ритмы.

Представленные результаты делают нетривиальным интерпретацию теоретических результатов. Действительно, неясно, сформируются ли климатические аномалии при нулевых годовых аномалиях притока энергии. В 30-х годах XX в. М. Миланковичем была выска-

зана идея, что изменения климата следуют за аномалиями инсоляции летнего Северного полушария. Прошло около 40 лет до того момента, когда удалось доказать правильность этой гипотезы на основе моделирования климата.

Сложность проблемы изучения реакции климата на вариации инсоляции усугубляет то, что изменения климата происходят при активном участии обратных связей климатической системы. Пример усиления парникового эффекта при росте температуры за счет водяного пара (см. подразд. 2.4) — это, фактически, мгновенно действующий механизм. Более медленно реализуется альбедная обратная связь, когда, например при отрицательной аномалии температуры, происходит увеличение площади снежно-ледового покрова, приводящее к росту альбедо, уменьшению радиационного баланса и, следовательно, дальнейшему падению температуры. Это положительная обратная связь, усиливающая первоначальное воздействие.

Другим регулятором изменений климата является механизм обратной связи между состоянием климата и углеродным циклом. Рассмотрим для примера факторы, действующие при похолоданиях.

Во-первых, при сниженных температурах углекислый газ легче (как известно) растворяется в воде, что обеспечивает его отток из атмосферы. Во-вторых, в холодные эпохи уменьшалось производство первичной продукции на суше, что обеспечивало некоторый невосстребованный запас CO_2 в атмосфере. При этом засушливость и опустынивание материков приводило к увеличению рыхлого материала на поверхности, что облегчало подъем в воздух большего количества пыли (это уменьшало прозрачность атмосферы и снижало температуру). Возросший вынос пыли в океан приводил к обогащению его верхних слоев ионами железа. Это, как показано экспериментальными и теоретическими исследованиями, способствует жизнедеятельности фитопланктона, в результате чего из-за усиления фотосинтеза происходит более активное усвоение углерода из морской воды. Это третий фактор, поскольку происходящее понижение концентрации CO_2 в воде приводит к отсосу его из атмосферы. После отмирания микроорганизмы опускаются на дно. Таким образом, атмосферный CO_2 «складируется» в донных отложениях. Сопоставление названных разнонаправленных эффектов, выполненное путем математических экспериментов, позволяет сделать вывод, что в холодные эпохи содержание CO_2 в атмосфере убывало, т.е. понижению температуры еще более способствовало ослабление парникового эффекта. В теплые эпохи факторы действуют противоположным образом.

Сопоставим теперь результаты моделирования климата в ситуациях 126 ($\epsilon = 23,9^\circ$, $\varpi = 90^\circ$) и 115 тыс. лет назад ($\epsilon = 22,4^\circ$, $\varpi = 270^\circ$) с палеоданными. Этот отрезок истории Земли известен как переход от ярко выраженного межледникового состояния климата (стадия 5e, или Микулинское межледниковье) к стадии 5d, при котором глобальная температура понизилась на несколько градусов (см. подразд. 10.2).

Годовые аномалии температуры 126 тыс. лет назад получились положительными по сравнению с 115 тыс. лет назад, причем различия соответствуют реконструированным значениям. Асимметричная реакция климата на симметричное сезонное перераспределение инсоляции объясняется тем, что при росте ϵ увеличился, как отмечалось ранее, приток солнечной радиации в высокие широты, а также действиями обратных связей. Так, рост температуры способствует росту содержания водяного пара в атмосфере. Этот механизм почти незаметен при низкой температуре (см. формулу (1.5)), а это, усиливая парниковый эффект атмосферы, приводит к росту температуры нижней атмосферы (см. подразд. 2.4). С этой точки зрения приток тепла летом важнее для результирующих изменений, чем аналогичный отток тепла зимой. Кроме того, при повышенном облучении солнечной радиацией северного полушария летом активизировались тропические муссоны северного полушария, и дополнительно выделяющееся в атмосфере скрытое тепло шло на создание положительной аномалии температуры. Когда же среднегодовые температуры ощутимо стали меняться, заработали альбедная и углеродная обратные связи.

Для более детального анализа условий межледникового рассмотрим результаты моделирования климата голоцена для 6 тыс. лет назад. Ответственными за создание аномалии режима солнечной радиации на ВГА в это время явилось увеличение наклона. Оно составляло $\epsilon = 24,105^\circ$, что способствовало формированию положительной аномалии инсоляции летом и отрицательной аномалии зимой. Изменилась долгота перигелия ($\varpi = 180,87^\circ$) — перигелий приходился на лето, а афелий на зиму (в современных условиях — наоборот (см. подразд. 2.2)), что усиливает происходящее из-за изменений наклона перераспределение инсоляции.

Модели климата (с учетом всех обратных связей) воспроизвели в умеренной зоне Северного полушария заметное повышение температуры летом над континентами (цв. вкл. рис. 17) и слабо выраженное похолодание зимой. В Южном полушарии аномалии инсоляции на ВГА сезонно зеркальны, поэтому положительная аномалия температуры отмечается зимой (июнь — август) и отрицательная летом (декабрь — февраль).

В муссонных регионах тропиков Северного полушария аномалия температуры отрицательна как зимой, так и летом. В декабре — феврале это связано с реакцией термического режима на уменьшение инсоляции на ВГА. В июне — августе с тем, что при интенсификации муссонов увеличилась увлажненность суши и выросли затраты тепла на испарение и транспирацию. В тропиках Африки зона муссонного увлажнения продвинулась к северу, в то время как северная Африка оказалась, с точки зрения моделирования, даже более засушливой, чем в современная. Годовые аномалии температуры умеренных широт получились (как и при моделировании климата 126 тыс. лет назад) положительными.

Рассмотрим гипотезы о происхождении 100 000-летнего цикла. Анализ упрощенных уравнений климатической системы, а также общие палеогеографические представления показывают, что имеются два устойчивых состояния равновесия, соответствующих ледниковому и межледниковому климату. Переход из одного состояния в другое возможен за счет механизма переброса (см. подразд. 9.1).

Однако период переброса близок к периоду колебаний эксцентриситета. Это позволяет предполагать возможность осуществления стохастического резонанса (см. подразд. 9.1), за счет которого колебания инсоляции с первоначально малой амплитудой разрастаются, создавая в итоге наиболее значимый ритм колебаний климата плейстоцена. Это пока что не более чем красивая теория, но она не противоречит эмпирическим данным.

Обратим также внимание на то, что в генерацию 100 000-летних колебаний могут внести вклад эффекты запаздывания реакции ледниковых щитов на аномалии инсоляции в рамках реализации механизма запаздывающего осциллятора (см. подразд. 9.1).

Следовательно, 100 000-летние колебания климата возникли за счет внутренних процессов климатической системы. В этом контексте получается, что орбитально-индуцированные вариации инсоляции важны не столько сами по себе, сколько как механизм, запускающий процесс изменений, который поддерживается, интенсифицируется и модифицируется обратными связями. Другими словами, они представляют собой своеобразный «метроном», задающий ритм климатических изменений.

Доминирование 100 000-летних колебаний возникло тогда, когда важную роль в функционировании обратных связей стало играть оледенение Северного полушария. До этого в теплой эпохе ситуация была иной. На это указывает то, что на протяжении миллионов лет доминировал 41 000-летний ритм, представляющий собой вынужденное колебание, инициируемое вариациями ε . Тропические муссоны были тем *чувствительным элементом*, который воспринимал внешний сигнал и далее транслировал его всей климатической системе. Так происходило на протяжении длительного времени, пока функция управления климатическими изменениями не перешла к ледниковым щитам криосферы.

9.3. Природа катастрофических похолоданий

Быстрые и в то же время происходившие с большой амплитудой флуктуации климата такие события, как Хайнриха и Дансгора — Оешгера (см. рис. 8.6), а также Молодого Дриаса (YD, см. рис. 8.7) не находят, естественно, объяснений в рамках теории Миланковича и с позиций иерархической концепции красного шума. Для объяснения их генезиса следует искать иные механизмы.

Рассмотрим событие YD. Это было глобальное событие, наиболее хорошо выраженное (по амплитуде) в Гренландии, Северной Атлантике и Европе. Именно здесь произошло явление, сгенерировавшее отклик, который оказался прослеживаемым на всем земном шаре.

В формировании термического режима этого региона важную роль играет тепло, приносимое из тропиков Гольфстримом и его продолжением, Североатлантическим течением. Циркуляция океана очень чувствительна к стратификации вод (см. подразд. 1.3), изменения которой при низких температурах зависят не только от температуры, но и от солёности. Данный эффект есть проявление нелинейности уравнения состояния морской воды: при высоких температурах плотность практически линейно возрастает с убыванием температуры, однако постепенно эта связь ослабевает и при температурах $\sim 5^\circ\text{C}$ и ниже зависимость от температуры практически исчезает — в этом температурном диапазоне изменения плотности определяются вариациями солёности (чем выше солёность, тем больше плотность).

Таким образом если в приповерхностных водах североатлантических морей происходит распреснение, то плотность воды уменьшается. При достаточной выраженности этого явления стратификация профиля может стать настолько устойчива, что это приведет к прекращению (или ослаблению) опускания вод. Теперь, без океанской конвекции, циркуляция вод должна принять иную форму. Наблюдения, моделирование и палеоокеанические реконструкции показывают, что вода, выносимая Гольфстримом из субтропиков, не идет в высокие широты, а сразу отклоняется на восток, а затем на юг.

Непопадание теплой воды в Северную Атлантику резко снижает ее температуру, формируя холодную аномалию. Этот «сигнал» транспортируется атмосферными движениями, достаточно быстро создавая аномалию уже в масштабе полушария и всего земного шара. Нарушение общей циркуляции Мирового океана сказывается через несколько месяцев на состоянии климата полярных регионов Южного полушария, способствуя развитию положительной аномалии температуры (возникают «качели с эффектом запаздывания» — см. подразд. 8.2).

Понимание этих закономерностей предполагает объяснение природы YD именно с точки зрения реакции климата на распреснение вод Северной Атлантики и последующего перебоя в обеспечении региона теплом.

На наличие генетической связи YD с эффектами распреснения вод указывают реконструированные палеоокеанологические данные, показывающие, что около 13 тыс. лет назад приток пресной воды в северную Атлантику увеличился более чем в 3 раза и составил $\sim 0,17 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$, продержавшись в таком состоянии около 1 500 лет. Поступление пресной воды осуществлялось за счет возросшего стока талой воды с материка.

Аналогичный механизм нарушения конвекции в океане и сокращения переноса тепла Североатлантическим течением происходил во время *H*-событий. Однако распреснение создавали армады айсбергов, выносимые катастрофическими сдвигами из краевых частей ледниковых щитов.

Для того чтобы определить источник пресной воды во время YD, обратимся к изменениям палеогеографической обстановки, которые произошли за несколько предшествующих тысяч лет на Североамериканском континенте. При максимальном развитии оледенения южный край Лаврентийского ледникового щита располагался несколько южнее Великих американских озер (см. рис. 8.4) и сброс талых вод происходил по долине Миссисипи в Мексиканский залив. Распреснение его вод никак не сказывалось на циркуляции Мирового океана и состоянии климата, как было продемонстрировано результатами модельных экспериментов. Этого, вообще говоря, следовало ожидать в свете изложенных ранее представлений о роли небольших изменений солёности при высоких температурах воды.

При потеплении климата ледник отступил к северу, и после перехода водораздела сброс талых вод стал возможен как по долине реки Маккензи в Северный Ледовитый океан, так и по долине реки Святого Лаврентия в Атлантику. В последнем случае происходило распреснение воды Лабрадорской котловины — одного из ключевых, с точки зрения формирования глубинных вод, регионов Северной Атлантики.

Палеогеографические реконструкции показали, что вытекающие реки несколько раз подпруживались плотинами из обломков льда и горных пород. В результате в понижении рельефа между Аппалачами и отодвинувшимся к северу краем ледникового щита образовывались озера. Это современные Великие озера (в Северной Америке) и палеозеро Агассиз, современными остатками которого являются озера Минитоба, Виннипег и др. Через некоторое время происходил прорыв плотин, приводящий к выносам огромных объемов воды по долинам рек.

Отметим, что катастрофические прорывы приледниковых озер не являются чем-то исключительным, они диагностированы и в других регионах. Таковыми были неоднократные прорывы озера Мизула, воды которого были подпружены одной из лопастей Кордильерского ледникового щита, при прорывах которого сброс вод происходил по ущельям р. Колумбия в Тихий океан. При этом реконструированная глубина потока в пиковой ситуации (длящейся несколько дней) достигала ~900 м (глубина современной Амазонки в устьевой части ~300 м), а расходы составляли около $1,0 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$. Другой регион, в котором отмечены следы еще более мощного прорыва, — это Чуйско-Курайская котловина (Алтай), где по аналогичным причинам катастрофический спуск озера произошел около 15 000 лет назад.

Отметим одно кажущееся противоречие: ясно, что, несмотря на возросший сток пресной воды с материка, ее количество было ничтожно мало по сравнению с объемом воды во всей четырехкилометровой толще Северной Атлантики. Однако эти объемы как раз и нет смысла сравнивать — речь идет о том, что попадающая в океан пресная вода распространяется, как менее плотная, в его приповерхностном слое. Здесь ее было достаточно, чтобы понизить солёность и обеспечить усиление устойчивости стратификации верхних слоев океана.

Следствием распреснения явилась остановка конвекции. По данным компьютерных экспериментов на климатических моделях этот процесс был неравномерен во времени и занял несколько десятков лет. Он сопровождался общей перестройкой системы течений, в результате чего перенос вод, а с ним и перенос тепла в океане к северу резко снизился (более чем на порядок в некоторых экспериментах), и таким путем была инициирована долгоживущая холодная аномалия на поверхности океана. Она оказала воздействие на режим общей циркуляции атмосферы, которая транслировала холодный сигнал в другие регионы.

В результате резкого падения температуры во время YD на европейский континент вернулись холодные условия, близкие к пиковым условиям позднего плейстоцена, но без образования континентального ледникового щита. Отчетливое похолодание отмечено также в Сибири и Северной Америке. В тропиках на него отреагировали муссоны ослаблением своей циркуляции и уменьшением осадков (см. рис. 8.9).

Продолжительность события YD (см. рис. 8.7) составила 1 000 лет. Скорее всего, здесь сыграло свою роль наложение нескольких произошедших подряд событий рассмотренного типа. Сокращение поступления пресной воды привело к восстановлению режима циркуляции Атлантического океана и росту температуры, т. е. завершению YD.

9.4. Теория изменений климата за последние 1 000 лет и в современную эпоху

Ряды наблюдений, продолжительностью 100 — 150 лет, недостаточно длинны для того, чтобы получить представление об изменениях климата. Поэтому к анализу привлекаются данные реконструкций за последние 1 — 1,5 тыс. лет, поскольку в этот период состояние природной среды и климатические условия близки к современным. Важнейшей особенностью этого этапа истории климата является глобальная флуктуация «MCA — LIA — современное потепление» (см. подразд. 8.3).

Для понимания генезиса этих изменений прежде всего отметим установленный факт неизменного содержания парниковых газов (см. вкл. рис. 16 и рис. 9.6). Следует принять во внимание закономер-

ности поведения светимости Солнца (см. рис. 9.6). Важным фактором оказались изменения приходящей солнечной радиации за счет долговременных изменений прозрачности стратосферы, являющихся следствием вулканических извержений взрывного типа. Забрасываемый в стратосферу сернистый газ (SO_2) проходит ряд фотохимических реакций и в течение нескольких суток превращается в монодисперсное облако капель серной кислоты субмикронного размера.

В стратосфере содержание водяного пара очень мало (см. подразд. 1.1), поэтому вымывание частиц при конденсации (сублимации) не происходит, а оседание очень медленно. Это дает время течениям общей циркуляции стратосферы распределить аэрозоль вокруг всего земного шара (для этого требуется приблизительно один год). Такие облака не меняют парниковые свойства, но несколько увеличивают планетарное альбедо, стимулируя снижение температуры. Слежение за продуктами этих извержений показало, что аномалия прозрачности ощущается в течение 1 — 3 лет после извержения. Вулканические извержения взрывного типа это: Пинатубо (1991 г., Филиппины), Эль Чичон (1982 г., Мексика), Агунг (1963 г., Филиппины) и др. Последнему из названных событий предшествовал длительный период (~50 лет) отсутствия событий такого рода, и «прояснение» стратосферы должно было, по данным К. Я. Винникова, внести некоторый вклад в потепление XX в. (см. подразд. 8.3).

Отмеченные факторы были включены в математические модели климата, с которыми были проведены численные эксперименты, направленные на воспроизведение изменений климата за последние 1 000 лет. Результаты получились различающимися в деталях, но совпадающими в главных чертах. Наибольший эффект достигался тогда, когда сигналы ослабления светимости и снижения прозрачности совпадали. Таким образом, имеются четкие модельные свидетельства

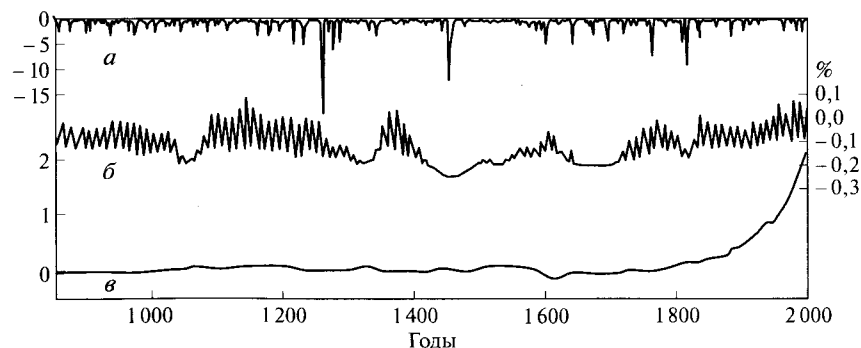


Рис. 9.6. Изменения радиационного воздействия на климат Земли за счет вулканических извержений (Вт/м^2) (а), вариаций солнечной постоянной (%) (б) и изменений концентрации парниковых газов (Вт/м^2), на основе реконструированных и измеренных концентраций (в)

того, что вариация «МСА — ЛА» представляла собой реакцию климатической системы на изменения притока солнечной радиации.

После завершения последней аномалии Малого ледникового периода (вызванной загрязнением стратосферы продуктами извержения вулкана Тамбора, 1815 г., и одновременно снижением в этот период притока солнечной энергии на ВГА) температура начала расти. Этому способствовало увеличение светимости Солнца но, главное — это нарастающее усиление парникового эффекта за счет увеличения в атмосфере концентрации CO_2 и других парниковых газов (см. рис. 9.6).

Гипотеза о том, были ли эти сигналы достаточны для того, чтобы вызвать наблюдаемый рост температуры, может быть проверена только на основе математического моделирования. Результаты использования современных моделей показывают, что все главные особенности хода температуры за последнюю тысячу лет — средневековая теплая аномалия, маленький ледниковый период и современное потепление климата в главных чертах воспроизводятся правильно. Это фундаментальный результат, создающий основу для развития (на тех же принципах) методики прогнозирования изменений климата будущего. В то же время каждая модель воспроизводит свой индивидуальный ход. Межмодельный разброс результатов может быть истолкован как набор отдельных фазовых траекторий климатической системы (см. подразд. 6.1 и 7.3).

Теперь остановимся подробнее на генезисе современных (за последние ~100 лет) изменений климата. Анализ действия различных факторов, характеризующих создаваемыми ими аномалиями плотности потока радиации на ВГА (табл. 9.1) показал, что суммарное воздействие составляет $\sim 2,26 \text{ Вт/м}^2$. Это, фактически, уменьшение потерь планетой энергии в виде инфракрасного излучения, не означающее изменения радиационной температуры Земли, которая по-прежнему определяется солнечной постоянной и отражательными свойствами (см. подразд. 2.4).

Ситуацию надо понимать так. Чтобы при выросшем радиационном балансе радиационная температура осталась неизменной, должна вырасти высота того слоя, на верхней границе которого формируется уходящая радиация. При этом можно в первом приближении считать, что ниже его весь профиль температуры $T = T(z)$ (см. рис. 1.1) сдвигается вправо в сторону более высоких температур, что означает рост температуры в нижних слоях тропосферы и у поверхности.

Прирост глобально осредненной температуры за этот же период времени составил $\sim 1^\circ\text{C}$ (см. рис. 8.12). Отношение 1°C к $2,26 \text{ Вт/м}^2$, равное $0,44^\circ\text{C}/(\text{Вт/м}^2)$, существенно меньше $1,5^\circ\text{C}/(\text{Вт/м}^2)$, т.е. оценки, полученной при сопоставлении долговременных (тысячелетних) изменений (см. подразд. 8.2). Это различия чувствительности климатической системы в нестационарных и стационарных условиях. Дело в том, что инерционная климатическая система не способна мгновенно

Таблица 9.1. Вклад различных факторов в формирование аномалии радиационного бюджета на верхней границе атмосферы (состояние 2011 г. по сравнению с 1750 г.)

| Вещество, испускаемое в атмосферу | Изменение соединений (или свойств), осуществляющее воздействие на радиационный режим | Радиационное воздействие (Вт/м ²) | | |
|-----------------------------------|--|---|--------------------|-------|
| | | среднее | диапазон изменений | |
| CO ₂ | CO ₂ | 1,68 | 1,33 | 2,03 |
| CH ₄ | CO ₂ , CH ₄ , O ₃ | 0,97 | 0,74 | 1,20 |
| фреоны | O ₃ , CFCs, HCFCs | 0,18 | 0,01 | 0,35 |
| N ₂ O | N ₂ O | 0,17 | 0,13 | 0,21 |
| CO | CO ₂ , CH ₄ , O ₃ | 0,23 | 0,16 | 0,30 |
| Органические летучие соединения | CO ₂ , CH ₄ , O ₃ | 0,10 | 0,05 | 0,15 |
| NO _x | NO ₃ , CH ₄ , O ₃ | -0,15 | -0,34 | 0,03 |
| Аэрозоли | Минеральная пыль, нитрат серы, органический углерод, сажа | -0,27 | -0,77 | 0,23 |
| | облачность | -0,55 | -1,33 | -0,06 |
| | Изменение альбедо, возникшее за счет землепользования | -0,15 | -0,25 | -0,05 |
| | Изменение солнечной постоянной | 0,05 | 0 | 0,10 |
| | Суммарный эффект | 2,26 | | |

но отреагировать на быстрые притоки тепла. В условиях потепления климата часть тепла уходит от поверхности в глубокие слои океана, идет на прогрев суши, который затрачивается на таяние льдов (в том числе и многолетнемерзлых грунтов), так что не участвует в формировании повышения температуры у земной поверхности. Поэтому в текущих, нестационарных условиях 1 Вт/м² обеспечивает прирост температуры только на 0,44 °С.

Главный вклад в современное потепление вносит постепенное накопление в атмосфере углекислого газа. В атмосфере остается менее половины объема эмиссий CO₂, а остальная часть распределяется между океаном и биотой суши. Воздействие других газов (CH₄, O₃, N₂O и фреонов) составляет совокупно 1,3 Вт/м² (см. табл. 9.1).

При этом химически малоактивный газ N₂O, эмитируемый в атмосферу, остается в ней надолго. Метан влияет и сам непосредственно, и из-за того что, участвуя в реакциях, он вызывает изменения концентрации других парниковых газов, превращаясь в CO₂ и воздействуя на содержание озона. Химически активный угарный газ (CO) сам по себе не участвует в формировании аномалий парникового эффекта (его концентрации велики только в крупных городах, т. е. на очень небольших, в планетарном масштабе, территориях), но воздействует на климат через продукты своих реакций.

Роль изменений аэрозолей на итоговое радиационное воздействие оценить сложно. Прежде всего потому, что аэрозоль различен по химическому составу и разные фракции имеют совершенно разные функции. Так, рост концентрации частиц сажи способствует нагреванию атмосферы, а увеличение содержания пыли и серосодержащих частиц приводит к увеличению планетарного альбедо и понижению температуры. Это создает проблемы в итоговых оценках — типичные значения, представленные в табл. 9.1, на самом деле просто «тонут» в широком диапазоне изменчивости. Следует отметить всегда существовавшие и чисто мониторинговые проблемы получения глобальных сведений об аэрозоле, а развитые в последние годы спутниковые методы имеют слишком короткие ряды для выполнения климатических обобщений.

Еще менее надежно определена роль аэрозоля как косвенного фактора, воздействующего на радиационный режим посредством изменения оптических свойств облаков. Итоговый эффект действия аэрозоля посредством модификации свойств облачности очень приблизительно оценивается как отрицательная величина (см. табл. 9.1).

Изменения радиационного бюджета системы «поверхность — атмосфера» происходят и за счет изменений свойств поверхности суши. Вовлечение в сельскохозяйственное производство и урбанизация новых земель, антропогенно-обусловленное опустынивание привели в целом к некоторому росту альбедо суши и уменьшению радиационного баланса системы «атмосфера — поверхность». Существует и конкурирующий процесс — загрязненность снежного покрова, за счет чего происходит некоторая компенсация аномалий отражательных свойств.

Наконец, следует упомянуть роль вариаций светимости Солнца. Ее вклад в прошедшие изменения климата оценен в табл. 9.1 как слабо положительный.

Как уже отмечалось, климатический отклик на глобальные изменения в отдельных регионах формируется не только (и часто не столько) под влиянием внешних планетарных факторов, но и под воздействием обратных связей, имеющих различную природу и реализующихся с разными скоростями. Именно обратные связи создают прихотливую пространственную картину отклика регионального климатического режима на радиационное воздействие.

На цв. вкл. рис. 18 сопоставлен глобальный тренд температуры по данным наблюдений и по результатам моделирования. Видно, что синтез природных и антропогенных факторов позволяет воспроизвести принципиальные особенности хода глобально осредненной температуры. Полные модели воспроизводят более изменчивый модельный климат по сравнению с результатами моделей промежуточной сложности. На рис. 9.7 видно, что антропогенный сигнал определяет главные особенности изменений температуры на всех континентах.

Обращает на себя внимание то, что модели завышают потепление последних лет. Возможно, что здесь сказывается неполное воспроизведение в компьютерных экспериментах 60-летней изменчивости, установленной как эмпирический факт (см. рис. 8.12, а). В это несоответствие вносит вклад некоторое ослабление светимости Солнца, произошедшее в 24-м цикле солнечной активности (см. рис 2.4, б).

Средняя по ансамблю моделей кривая получается более сглаженной (см. цв. вкл. рис. 18, рис. 9.7), чем кривая реального хода температуры. Это не является свидетельством того, что модели не воспроизводят в должной степени дисперсию межгодовых колебаний. Проблема состоит в несогласованности фаз моделируемых колебаний, т. е. в рамках терминологии «сигнал — шум» можно образно сказать, что каждая модель «шумит по-своему».

Рассмотрим подробнее изменение климата XX—XXI вв. На температурной кривой (см. рис. 8.12) главными особенностями является потепление климата конца XX в., потепление 30-х и 40-х гг. XX в. и сменившее его похолодание 50—60-х гг. XX в.

Изучение распределения наблюдавшихся аномалий климатических полей показало, что потепление конца XX в. проявляется наиболее отчетливо в умеренной зоне Северного полушария (особенно в Сибири), в то время как предыдущее было наиболее заметно в Арктике (поэтому для него используется термин «потепление Арктики»). Пространственная структура аномалий такова, что потеплению Арктики соответствовали в 50-х гг. XX в. похолодание с той же конфигурацией аномалий, только с обратным знаком.

Если теперь рассмотреть детально пространственную структуру модельных аномалий температуры и сравнить ее с данными наблюдений (цв. вкл. рис. 19), то, несмотря на совпадение общей географической картины аномалий, заметны и серьезные региональные отличия. В Азии, например, потепление наиболее значительно в умеренных широтах (в Сибири и в Центральной Азии), в то время как модели показывают максимум потепления на побережье Северного Ледовитого океана. Такая же картина наблюдается в Северной Америке — модельный максимум сдвинут в регион Канадского архипелага по сравнению с тем, что наблюдается в действительности.

Можно констатировать, что модели воспроизводят процесс в целом. Однако региональные детали и межгодовая изменчивость нередко остаются пока за пределами их возможностей. Это можно

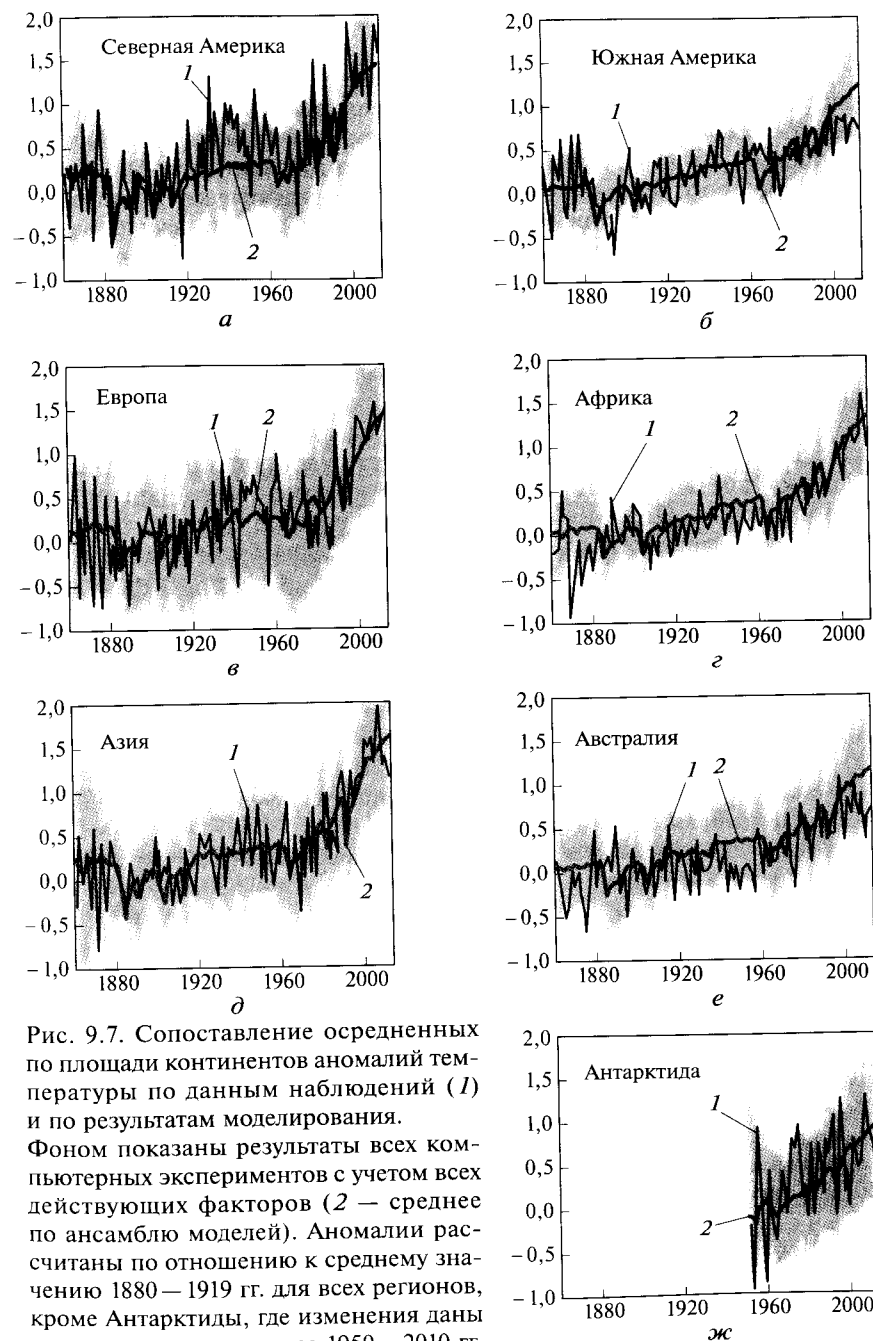


Рис. 9.7. Сопоставление осредненных по площади континентов аномалий температуры по данным наблюдений (1) и по результатам моделирования. Фонем показаны результаты всех компьютерных экспериментов с учетом всех действующих факторов (2 — среднее по ансамблю моделей). Аномалии рассчитаны по отношению к среднему значению 1880—1919 гг. для всех регионов, кроме Антарктиды, где изменения даны относительно среднего за 1950—2010 гг.

воспринимать как проявление предела предсказуемости 2-го рода (см. подразд. 7.3).

Принципиальное значение имеет ответ на вопрос, являются ли рассматриваемые черты современного потепления уникальными или нет, т.е. было ли нечто подобное в прошлом (именно в недалеком прошлом, когда фоновые значения внешних климатообразующих факторов соответствовали тем, которые существуют в настоящее время). В случае положительного ответа этим доказывается исключительно антропогенно-обусловленный характер современных климатических изменений. Это влечет за собой необходимость принятия определенных мер экономического и, возможно, политического характера, направленных на сокращение эмиссий, возможно, борьбу с воздействиями на климат (см. подразд. 10.3). В случае отрицательного ответа можно считать, что антропогенное воздействие хотя и важный фактор, но не оно определяет общий ход процесса климатических изменений. Ответ на этот вопрос дать трудно, поскольку данных реконструкций (как уже отмечалось) совершенно недостаточно. Поэтому существует осторожное мнение, что в период средневекового потепления температуры были близки к тем, которые наблюдались в XX в., т.е. пока что, в современную эпоху, изменения *почти что не вышли* за пределы естественной изменчивости. Однако дальнейшее потепление климата (см. гл. 10) создаст уже уникальную ситуацию.

КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Охарактеризуйте историю долговременных изменений климата Земли как историю изменений CO_2 .
2. Охарактеризуйте моделирование климата как средство развития знаний о динамике климата.
3. Какова природа 41- и 20-тысячелетних климатических ритмов?
4. Какова природа 100-тысячелетних ритмов плейстоцена?
5. Что такое гляциологические пороги, неустойчивость и скачкообразные переходы к оледенению?
6. Что представляет собой генезис похолодания Молодого Дриаса?
7. Какова роль вулканических извержений и колебаний светимости Солнца в инициации колебаний климата в последнюю тысячу лет?
8. Какова антропогенная обусловленность современного роста в атмосфере концентраций парниковых газов? Что такое эффект Зюсса?
9. Каков антропогенно-обусловленный тренд современного потепления?
10. Что такое урбанистическое усиление тренда современного потепления?

Глава 10

КЛИМАТ БУДУЩЕГО

10.1. Прогноз изменений климата в XXI в.

Быстрые изменения климата, происходящие в последние десятилетия (см. подразд. 8.3), и инициируемые ими изменения окружающей среды делают актуальной проблему прогноза состояния климата. Методологической базой является теория климата, описывающая генезис изменений, на основе которой построены математические модели климатической системы, служащие инструментом осуществления прогноза. Доверие к ним основано на том, что в компьютерных экспериментах удастся моделировать основные черты колебаний климата как в период инструментальных наблюдений, так и в течение всего последнего тысячелетия (см. подразд. 9.4). Кроме того, модели оказались способными, при правильном подборе параметров внешних воздействий и граничных условий, воссоздавать палеогеографические события (см. подразд. 9.2...9.4). Это означает, что модели способны воспроизводить любое климатическое событие (если определены граничные условия и параметры), а значит, в том числе и то, которое будет складываться в будущем. На этой идее основана методология применения математического моделирования для прогноза изменений климата XXI в.

В то же время опыт применения моделей показал ряд недостатков. Это, в частности, несогласованное воспроизведение разными моделями (с реальностью и друг с другом) фаз автоколебаний климатической системы (см. подразд. 9.4). В результате модельные средние (по ансамблю моделей) значения имеют сглаженный ход. Если отказаться от ансамблевого мультимодельного принципа, то качество выходных результатов моделирования снижается. По этой же причине воспроизведение состояния климата отдельных регионов характеризуется большими погрешностями. Важно также понимать, что выходные данные моделей совершенно различны по качеству. Все это требует разумной осторожности при использовании модельных результатов.

Для осуществления моделирования изменений климата требуется задание временного хода (сценария) внешних воздействий. Имеется в виду априорное предсказание динамики перечисленных в табл. 9.1 показателей, определявших изменения климата в XX и начале XXI в.

Это сама по себе сложнейшая задача, поскольку, например, для прогноза загрязнений стратосферы продуктами вулканических извержений требуется перспективный прогноз тектонической активности, методика которого не разработана. Для задания аномалий инсоляции на ВГА нужен прогноз светимости Солнца, однако с этим имеются определенные проблемы.

Наконец, календарь антропогенно-обусловленных эмиссий газов и аэрозолей, а также темпов и способов преобразования поверхности суши может быть составлен, если известны наперед темпы демографии, особенности развития мировой экономики (включая возможные технологические достижения, переходы на альтернативное топливо и др.), будущее политическое устройство мира и т. д. Задача получения такой информации выглядит неразрешимой, если учесть, что многое в социально-экономическом процессе само зависит от состояния окружающей среды и состояния климата.

С другой стороны, ситуация облегчается тем, что для получения именно информации о выбросах в окружающую среду климатически значимых веществ не требуются сверхдетальные данные — в первом приближении достаточно знания некоторых общих тенденций развития природы и общества. Кроме того, естественную неопределенность информации можно хотя бы частично преодолеть, развивая не один, а набор сценариев от «мягкого» до «жесткого». Сразу отметим, что сценарии не несут футуристического «фэнтезийного» характера: принимается, что современное состояние мира в главных чертах сохранится, хотя такие вещи, как переход на альтернативное углеводородному топливо в сценарии закладывается. В развитии сценариев координирующую роль играет межправительственная группа экспертов (IPCC), работающая под эгидой ВМО.

При выработке сценариев реализовано два метода, которые несколько условно можно обозначить как последовательный и параллельный подходы.

В первом случае сначала на базе представлений о росте населения, развитии энергетики, сельского хозяйства, транспорта создается социально-экономический сценарий (набор сценариев). Затем, предполагая известными темпы и интенсивность функционирования специфических отраслей производства, устанавливается соответствующий календарь эмиссий парниковых газов и аэрозолей, а также оцениваются воздействия на свойства поверхности суши. Следующий этап — расчет на этой основе календаря изменения концентраций, с учетом обмена атмосферы с океаном и биотой суши и химическими превращениями. Наконец, эти временные ряды вводятся в климатические модели (как внешние факторы, создающие радиационное воздействие), которые вырабатывают календарь изменений температуры, осадков, влажности и др. Эти данные, в свою очередь, используются для определения изменений окружающей среды и изменений климатически обусловленных природных ресурсов.

Такого типа сценарии развивались с конца 80-х годов XX в. Последний вариант был представлен в 2000 г. в Special Report on Emissions Scenarios, поэтому данные материалы получили название «сценарии SRES». Они имеют буквенно-цифровое обозначение. Основные это A1, A2, B1 и B2, однако есть и более сложные комбинации.

Буква «А» в целом означает, что приоритетом мирового социально-экономического развития является экономика, буква «В» нацеливает вектор развития на сбережение окружающей среды. Цифра «1» характеризует приоритет мировых интересов, а «2» означает учет в первую очередь интересов регионов и отдельных стран. Самый «жесткий» сценарий — это A2. В нем мир представлен разобшенным, в котором каждая страна решает свои проблемы без какой-либо общепланетной координации. Это сценарий интенсивного развития экономики с небольшим учетом требований защиты окружающей среды. В сценарий A1 закладывается быстрый экономический рост и быстрое внедрение эффективных технологий, позволяющих не так сильно воздействовать на окружающую среду и климат. В сценарии B1 подчеркивается внедрение чистых технологий, а B2 ориентирован на устойчивое развитие каждого региона, с грамотным решением его экологических проблем.

Недостатки этих сценариев — их априорность, т. е. задаются определяющие климат факторы, которые сами от него зависят. Тем не менее сценарии SRES были использованы в крупном международном эксперименте CMIP3 (Coupled Model Intercomparison Project), направленном на моделирование будущего состояния климата.

Параллельный подход частично снимает отмеченную ранее априорность: климатический и социально-экономический сценарий развиваются вместе, итерационно совершенствуя друг друга. Для этой цели используются интегральные оценочные модели (Integrated Assessment model), описывающие динамику основных показателей состояния человеческого общества. Они включают в себя и простые модели климата (калиброванные по данным совершенных моделей) для выработки общих оценок будущего состояния климата. Пока не может идти речь о том, чтобы полностью интерактивно объединить полные климатические модели и оценочные модели, поскольку моделирование климата представляет собой исключительно трудоемкую технологическую задачу.

Сценарий строится как траектория (несколько траекторий) последовательных состояний, приводящая в итоге (в конце XXI в.) за счет действия эмиссий и преобразования поверхности земли, к определенной аномалии радиационного воздействия на ВГА. Чем больше воздействие, тем большей получается аномалия, так что по этому признаку можно интегрально характеризовать не только климатический эффект, но и оценивать необходимые изменения промышленности, сельского хозяйства, требуемые для того, чтобы его достичь. Эти траектории, или пути (Representative concentration pathways, RCPs), и есть

сценарии развивающихся во времени внешних воздействий. Предполагается, что к конкретной аномалии приводит единственный путь. В конце концов было выбрано четыре сценария, которые отражают минимальное, максимальное и промежуточные антропогенные воздействия на климат XXI века (табл. 10.1). Цифры, входящие в аббревиатуру, — итоговое возмущение радиационного баланса на ВГА.

В сценарии RCP2.6 предполагается, что эмиссии увеличиваются до 2020 г., а затем убывают. Напомним (см. табл. 9.1), что аномалия к 2011 г. составила 2,26 Вт/м². По данному сценарию радиационное воздействие еще некоторое время будет нарастать, достигнув максимума (3 Вт/м²) в 2035 г., а затем будет убывать до 2,6 Вт/м² к 2100 г. В сценариях RCP4.5 и RCP6.0 эмиссии увеличиваются до 2050 и 2080 гг. соответственно, а затем начинают уменьшаться. В сценарии RCP8.5 рост эмиссий ослабевает после 2050 г., но продолжается до 2100 г.

Если сравнить сценарии SRES и RCP, то можно отметить их близость. Например, сценарий A2 по своим климатическим проявлениям напоминает RCP8.5, а B1 — RCP2.6.

Рассмотрим результаты прогноза климатических переменных. Отметим еще раз, что в моделях вычисляются *все* характеристики (см. подразд. 7.3), но практическое значение с точки зрения достоверности имеют лишь немногие, прошедшие тщательную верификацию.

На рис. 10.1 показаны прогнозируемые изменения температуры при двух сценариях, а в табл. 10.1 даны средние значения аномалий в 2081—2100 гг. по всем четырем сценариям. Отметим, что рост средней по планете температуры в конце столетия достигает 4 °С по жесткому сценарию и 1 °С по самому мягкому. Несмотря на то что эмиссии в сценарии RCP2.6 начинают уменьшаться еще в первой трети столетия,

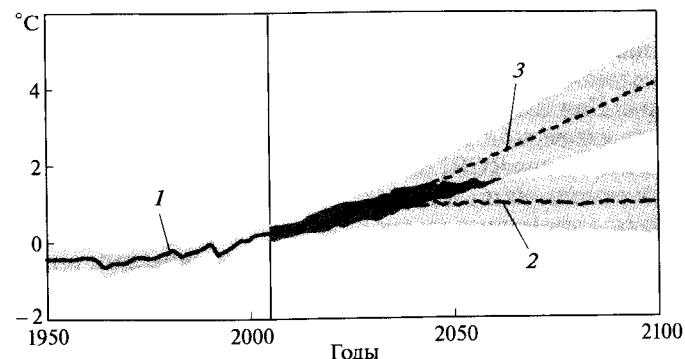


Рис. 10.1. Аномалии относительно современного уровня (1) глобальной температуры воздуха у поверхности, прогнозируемые в XXI в. в соответствии со сценариями RCP2.6 (2) и RCP8.5 (3). Затемнена область, в которой диапазоны неопределенности прогноза пересекаются

ания, аномалия, достигнутая в это время, остается стабильной на протяжении следующих нескольких десятилетий. В этом запаздывании отклика важную роль играет то, что сокращение эмиссий не означает такого же мгновенного сокращения концентрации парниковых газов в атмосфере (особенно таких инерционных, как CO₂ и N₂O). Кроме того, важна и инерционность океана, который, нагревшись, не позволит системе быстро вернуться в исходное состояние.

Важной особенностью является то, что аномалии, принадлежащие к столь разным сценариям, долгое время неразличимы — фактически, кривые начинают значимо расходиться только с середины XXI в. Отсюда следует важный практический вывод о том, что в первой половине XXI в. не стоит пытаться искать ответа на вопрос, по какому конкретному пути (из намеченных RCP) развивается климат.

На цв. вкл. рис. 20 представлено географическое распределение аномалий температуры. Для обоих сценариев характерно повсеместное потепление — исключением является только регион Северной Атлантики. Здесь, в силу статистической незначимости результатов, можно считать, что аномалия равна нулю. Это следствие того, что (как показывают модельные эксперименты) уменьшается межширотный перенос тепла океанской циркуляцией. Подобный процесс в своих максимальных проявлениях приводил к похолоданиям планетарного масштаба, таким как Молодой Дриас (см. подразд. 9.3). В современных условиях такой грандиозный эффект не ожидается (см. цв. вкл. рис. 20), однако его влияния достаточно для того, чтобы демпфировать эффекты глобального потепления над частью Северной Атлантики.

В обоих сценариях (цв. вкл. рис. 20, а) максимальные аномалии температуры ожидаются над Арктическим бассейном и побережьем. Несколько меньше аномалии в Антарктиде и над сушей в умеренных

Таблица 10.1. Основные климатические сценарии RCP и соответствующие им аномалии в последнее 20-летие XXI в.

| Название | Радиационное воздействие, Вт/м ² , в 2100 г. | Особенности поведения | Аномалия глобально осредненной температуры, °С | Площадь многолетних морских льдов Арктики, 1 · 10 ⁶ км ² | Превышение уровня Мирового океана века, м |
|----------|---|--------------------------------------|--|--|---|
| RCP8.5 | 8,5 | Рост до 2100 г. | 4,0 | 0 | 0,65 |
| RCP6.0 | 6,0 | Стабилизация к 2100 г. | 2,5 | 0,5 | 0,47 |
| RCP4.5 | 4,5 | Стабилизация к 2100 г. | 1,8 | 2,5 | 0,47 |
| RCP2.6 | 2,6 | Максимум в 2035 г., затем уменьшение | 1,0 | 4,0 | 0,40 |

широтах и субтропиках. Над океанами аномалии в целом не так велики, как над сушей. Большие аномалии в Арктике связаны с деградацией морского ледяного покрова, что, в свою очередь, ускоряет повышение температуры. Для RCP8.5. многолетние льды исчезнут уже к середине XXI в. (в конце северного лета Арктика будет полностью освобождаться ото льда), а в условиях RCP2.6 их площадь уменьшится в 2 раза по сравнению с современной и стабилизируется на этом уровне.

Рассмотрим аномалии осадков (цв. вкл. рис. 20, б). Прежде всего обратим внимание на то, что областей с незначимыми аномалиями гораздо больше в RCP2.6 по сравнению с RCP8.5. Это следствие того, что аномалия в «мягком» сценарии гораздо меньше по абсолютной величине, чем в «жестком», поэтому ее сигнал менее заметен на фоне одной и той же естественной изменчивости. Этот факт подчеркивает важное обстоятельство *методологии математического моделирования изменений климата*: легче моделировать отклик на большие возмущения, поскольку имеется больше шансов получить статистически значимую реакцию, т. е. иметь результат, который далее можно продуктивно интерпретировать, использовать для других расчетов и оценок, создавая на этой основе практические выводы.

География аномалий осадков весьма прихотлива — здесь нет такой общей картины, как в распределении аномалий температуры, где практически все аномалии значимы. Ожидаемое уменьшение осадков в Средиземноморье и Черноморском регионе отражает то, что траектории атлантических циклонов сместятся к северу — всегда при потеплении (не обязательно при изменении климата, но даже просто в сезонном ходе, при переходе от зимы к лету); изотермы, поля давления и ветра со всеми характерными особенностями смещаются в сторону полюса. Факт уменьшения осадков в Средиземноморье вместе с ростом температуры (см. цв. вкл. рис. 20, а) однозначно означает усиление засушливости. Аналогичная ситуация, причем в условиях того же типа климата, произойдет на юге Африки.

В тропиках уменьшение осадков ожидается в районах господства субтропических антициклонов, где и так осадки редки. В экваториальных широтах Тихого океана прогнозируется рост осадков, однако именно к этому результату можно относиться с недоверием, потому что здесь как раз велики погрешности (см. подразд. 9.4) воспроизведения правильного географического расположения ВЗК. В других регионах тропиков, в том числе и в районах тропических муссонов, аномалии осадков незначимы. Это означает, что они не так велики, как их естественные межгодовые вариации.

Увеличение осадков и рост температуры ожидается в умеренных и высоких широтах Евразии и Северной Америки. Трудно без специального исследования решить вопрос о том, что будет перевешивать, и что в итоге будет преобладать: засушливость или переувлажнение.

Изменения климата сказываются на состоянии горного оледенения — их общепланетарная деградация, отмеченная как характерная

тенденция современного климатического режима (см. подразд. 8.3), продолжится в условиях потепления XXI в. Будет происходить интенсивное таяние Гренландского ледникового щита во всех его краевых участках. Для Антарктиды такого однозначного вывода сделать нельзя. Тут ожидается как таяние (на Антарктическом полуострове, например), так и, наоборот, приращение объема льда, причем почти по всей периферии. При объяснении этого феномена следует иметь в виду, во-первых, то, что таяние происходит при стремлении температуры перейти через 0°C — тогда избыток тепла тратится на таяние. В условиях Антарктиды потепление на несколько градусов не может изменить общей картины холодного континента. Во-вторых, потепление в высоких широтах обязательно сопровождается проникновением фронтов и циклонической деятельностью. При этом выпадают осадки, способствующие наращиванию объема снега. Сами циклоны могут и не приносить тепла к поверхности, так как в процессе окклюдирования (см. подразд. 5.2) теплая воздушная масса теряет контакт с поверхностью.

Таяние ледников освобождает воду, которая была изъята из глобального круговорота и «законсервирована» в них. Следствием этого является подъем уровня океана. Рост температуры верхних слоев океана приводит к расширению слоя воды и, следовательно, также к росту уровня. Совместный эффект показан на рис. 10.2. Поскольку кривые, относящиеся к различным сценариям, расположены не слишком далеко друг от друга, то, учитывая общий приближенный характер прогноза, можно прогнозировать изменения уровня в конце столетия примерно на 0,5 м. Затопление опасно для низких берегов (Флорида, Бангладеш, часть азиатского побережья Северного ледовитого океана, некоторые острова и др.), не защищенных специальными гидротехническими сооружениями (такими как в Нидерландах). Кроме того, увеличивается риск для всех побережий из-за того, что

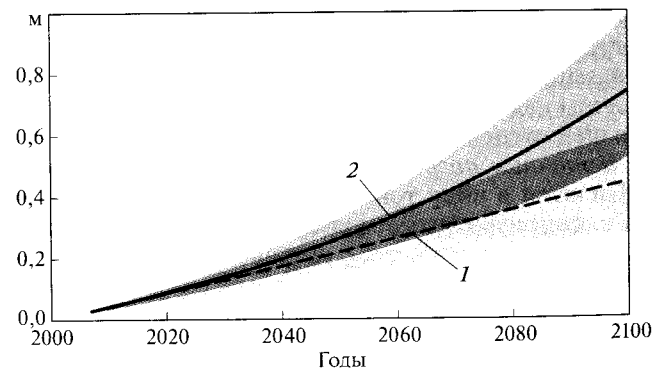


Рис. 10.2. Аномалии уровня Мирового океана, прогнозируемые в XXI в. в соответствии со сценариями RCP2.6 (1) и RCP8.5 (2). Затемнена область, в которой диапазоны неопределенности прогноза пересекаются

портовые сооружения и вообще многие объекты инфраструктуры тяготеют к прибрежной полосе и при подъеме уровня окажутся в зоне штормовых рисков.

Для Мирового океана прогнозируется повышение кислотности воды. Как известно, морская вода слабощелочная, среднее значение рН в 2000 г. составило около 8,1. Расчеты на моделях климата показали, что в рамках сценария RCP8.5 рН к 2100 г. понизится до 7,8. Эти изменения окажутся существенны для функционирования некоторых морских экосистем, в высокой степени чувствительных к кислотности среды.

В заключение данного подраздела остановимся еще раз на неопределенности результатов. Она имеет разные источники, и их воздействие различно при разной заблаговременности прогноза.

Первый источник — погрешности, вносимые неизвестностью пути мирового развития; отсюда возникает неопределенность в эмиссиях, концентрациях и преобразовании поверхности. Однако различия между сценариями становятся заметны не сразу, а только по прошествии нескольких десятков лет, что находит свое отражение в близости кривых аномалий и в перекрытии доверительных значений (см. рис. 10.1 и 10.2).

Второй источник погрешностей — неопределенность начальных данных и неадекватное воспроизведение внутренней изменчивости. Имеется в виду зависимость решения уравнений (прогноза) от заданных начальных данных, которые известны недостаточно полно. Кроме того, автоколебания каждой модели несогласованны, поэтому ансамблевое среднее получается сглаженным (как отмечалось ранее). Чтобы бороться с этой погрешностью и сделать прогнозные данные более полезными, предлагается, например, добавить к тренду температуры, представленному на рис. 10.1, синусоиду с периодом в 60 лет (см. рис. 8.12, а). Однако такие простые рецепты очень опасны, поскольку опускают прогноз на эмпирический уровень, ставя его в зависимость от априорно задаваемой поправки. Данный тип погрешности важен в первые десятилетия, далее сигнал аномалий будет преобладающим над шумом (автоколебаниями), и качество прогноза будет в меньшей степени ощущать эту ошибку.

Третий источник погрешностей — недостатки климатических моделей. Имеются в виду тонкие особенности обратных связей, упрощенно воспроизводимые модельными параметризациями (см. подразд. 7.2, 7.3). Возможно, что с увеличением заблаговременности прогноза они будут менее важны, поскольку из-за роста воздействий возросший отклик состояния климата будет менее чувствителен к тонким особенностям.

Четвертая возможная причина погрешностей — необычные (не ожидаемые на современном уровне науки) проявления внешних воздействий, таких как изменение светимости Солнца, усиление частоты и мощности извержений взрывного типа, падение крупных

метеоритов и др. Эти факторы могут кардинально изменить всю картину прогнозируемых изменений, однако научный учет «неожидаемых» явлений невозможен.

Пятая причина — обнаружение новых климатических эффектов. В этом, в принципе, нет ничего необычного. Некоторые важные концепции появились недавно: так, только в последние примерно 10 лет стало ясно, что солнечная постоянная, варьирующаяся вместе с солнечной активностью, формирует климатически значимый эффект. В этот же период появилось представление (благодаря синтезу данных палеогеографии, океанологии и моделирования климата) о генезисе резких колебаний климата, вызываемых изменениями стратификации вод Северной Атлантики, и степени опасности их появления в будущем. Новые климатически важные эффекты могут быть связаны с ролью изменений скорости вращения Земли, солнечно-атмосферными связями и, возможно, какими-то совершенно новыми явлениями.

Если суммировать информацию о погрешностях, то получается, что из-за второй перечисленной причины прогноз на первые годы исключительно труден (в рамках рассматриваемой постановки задачи). Поэтому для *прогноза на несколько лет* применяется иной подход (см. подразд. 7.3), когда решается задача, аналогичная по сути прогнозу погоды (задача с принципиальным учетом информации, содержащейся в начальных полях). Проверка этого метода, осуществленная путем его применения к интервалу последних 20 лет показала, что таким способом удастся гораздо правильнее описывать межгодовые вариации климата.

Прогноз на конец XXI в. становится менее определенным из-за первой указанной причины — различий сценариев. В этом случае логично использовать самый жесткий сценарий как оценку максимально возможных аномалий. Таким образом, получается, что наивысшей объективностью обладает прогноз на середину XXI в.

На этой основе должны развиваться представления о том, какие меры адаптации к новым климатическим условиям потребуются, чтобы смягчить последствия изменений. Это служит основой для развития сценариев, учитывающих риски изменений климата, стоимость мер адаптации, направления политических решений.

10.2. Комплексная оценка последствий потепления климата XXI в. на примере Восточно-Европейской равнины и Западной Сибири

Глобальное потепление приводит к изменениям состояния тех природных ресурсов (страны, региона), которые зависят от климата. Будем называть их климатически обусловленными природными

ресурсами (КоПР). Они включают в себя энергетические ресурсы (в том числе гидроэнергетические и ветроэнергетические, затраты тепла на обогрев и вентиляцию помещений), водные ресурсы (объем речного стока выступает как оценка потенциала водных ресурсов), агроклиматические ресурсы, экологические ресурсы (в том числе связанные с уровнем заболеваемости населения), рекреационные ресурсы и др.

Изменения климата воздействуют на климатозависимые отрасли хозяйства и состояние экономики в целом. Оно складывается в виде прямых последствий зависимости условий хозяйствования от вариаций климата, которые проявляются на макроэкономическом уровне в изменении динамики, структуры и технологического уклада развития экономики. При этом следует иметь в виду как благоприятные изменения, так и препятствующие развитию конкретных производств. То же самое относится и к регионам — существуют благоприятные и неблагоприятные изменения, различные для разных территорий.

Косвенные последствия связаны с реакцией экономической системы на климатически обусловленные изменения условий хозяйствования. Она реализуется вследствие адаптации элементов экономической системы к изменившимся обстоятельствам на основе применения новых технологий и форм организации при строительстве и оборудовании хозяйственных объектов и сооружений в различных секторах экономики.

Помимо адаптационного направления деятельности реакция экономической системы на климатические изменения реализуется через организацию такого экономического уклада, который предусматривал бы смягчение воздействий на состояние климата (путем снижения выбросов парниковых газов, изменения форм землепользования и др.).

Для прогноза этих изменений и последствий требуется осуществление прогноза климата (см. подразд. 10.1) и количественное выражение значимости ресурсов и влияний в терминах переменных, достоверно воспроизводимых климатическими моделями. Последовательность действий представлена в табл. 10.2.

Количественная оценка большинства КоПР и других показателей выполняется на основе сведений о температуре воздуха и осадках, поскольку эти величины представляют собой надежный продукт моделирования климата. Для примера далее рассмотрены оценки возможных изменений климатических ресурсов в текущем столетии для некоторых регионов Восточно-Европейской и Западно-Сибирской равнин. Выбор равнин связан с тем, что здесь данные моделирования более надежны (см. подразд. 7.3). Поэтому горные районы исключены из представленного далее анализа.

Оценка изменения климатических ресурсов выполнена для середины XXI в. (2046 — 2065 гг.), поскольку, как отмечалось в подразд. 10.1, погрешности, вносимые различными источниками, здесь наи-

Таблица 10.2. Последовательная схема прогноза состояния КоПР

| Номер этапа | Этап |
|-------------|---|
| 1 | Прогноз климатических переменных на XXI в. |
| 2 | Прогноз термического режима, увлажнения, ветра |
| 3 | Прогноз: речного стока, снежного покрова; состояния многолетнемерзлых грунтов; динамики растительности; экологических показателей |
| 4 | Прогноз: водных ресурсов; гидроэнергетических ресурсов; ветроэнергетических ресурсов; изменений строительных норм и правил; продуктивности лесов; заболеваемости малярией |
| 5 | Прогнозирование воздействия на жилищно-коммунальное хозяйство, топливно-энергетический комплекс, сельское хозяйство, транспорт и др. |
| 6 | Разработка адаптационных мероприятий для сельского хозяйства, жилищно-коммунального хозяйства, водного хозяйства, медико-санитарных мероприятий по предупреждению заболеваний и др. |

меньшие. В основе расчетов лежат осредненные по ансамблю данные моделирования климата, относящиеся к сценарию A2. Это жесткий сценарий (к нему близок и RCP8.5), поэтому получающиеся особенности имеют смысл «оценок сверху». В качестве «базового» периода для определения изменений в соответствии с рекомендациями ВМО принят в 1961 — 1990 гг. Прогнозируемое изменение какой-либо величины X определяется так: по *модельным* данным вычисляется аномалия $\Delta X^m = \bar{X}^m(2046 — 2065 \text{ гг.}) - \bar{X}^m(1961 — 1990 \text{ гг.})$, с помощью которой прогностическое значение $\bar{X}(2046 — 2065 \text{ гг.})$ вычисляется путем коррекции известного по *данным наблюдений* современного значения ($\bar{X}^0(1961 — 1989 \text{ гг.})$) следующим образом:

$$\bar{X}(2046 — 2065 \text{ гг.}) = \bar{X}^0(1961 — 1989 \text{ гг.}) + \Delta X^m. \quad (10.1)$$

Стадии прогнозирования обязательно предшествует верификация данных каждой модели, имеющая целью отобрать для включения в ансамбль данные только надежных моделей.

Проанализируем результаты. Для рассматриваемого региона потепление выражается увеличением теплообеспеченности (рис. 10.3). Оно наиболее заметно в высоких широтах и связано прежде всего со смягчением температур холодного периода. Это должно сказаться на затратах топлива, объем которого зависит от суровости холодного сезона и продолжительности отопительного сезона (который устанавливается тогда, когда средняя суточная температура воздуха менее 8 °С). Расчеты показывают, что продолжительность отопительного сезона сокращается на ~20 сут в южных частях рассматриваемой территории и примерно на 30 сут в северных областях.

Для такой холодной страны, как Россия, потепление — важнейший показатель улучшения агроклиматических ресурсов. При потеплении возрастает продолжительность вегетационного периода, а также количество осадков, выпадающих при положительной температуре воздуха (рис. 10.4). В середине XXI в. это может привести к снижению повторяемости нормальных с точки зрения увлажнения лет на юге Восточно-Европейской равнины. Одновременно здесь заметно возрастет повторяемость засушливых и очень засушливых лет,

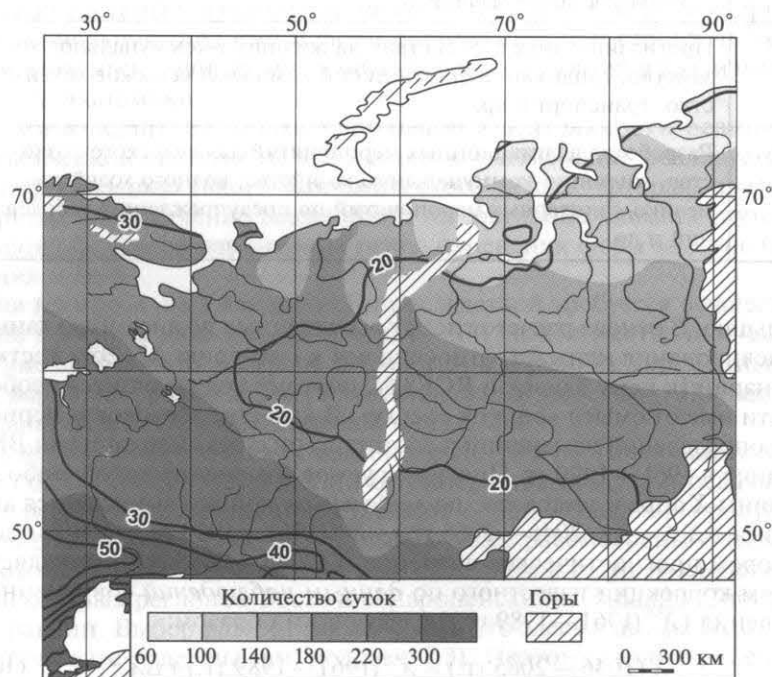


Рис. 10.3. Среднее число дней с $t > 0^\circ\text{C}$ по наблюдениям за 1961—1990 гг. (фоновая заливка) и их отклонение от современных значений (2046—2065 гг.) по результатам моделирования (изолинии)

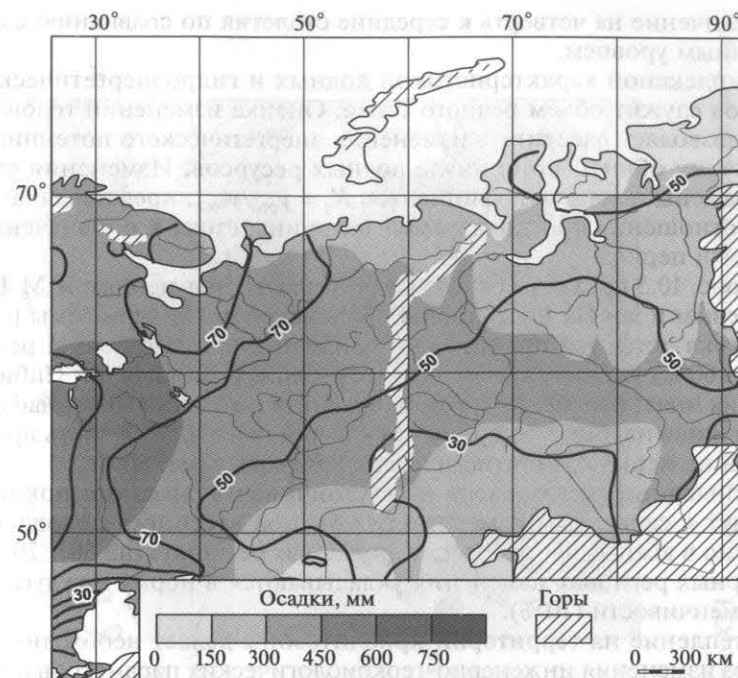


Рис. 10.4. Аномалии сумм осадков (изолинии) за период со средней суточной температурой воздуха $t > 0^\circ\text{C}$ в 2046—2065 гг. по отношению к базовому периоду 1961—1990 гг. (фоновая заливка)

что может еще более увеличить риск ведения сельскохозяйственных работ. В то же время на севере, напротив, можно ожидать возрастания вероятности лет с достаточным (по ГТК) увлажнением.

В Центральном федеральном округе России произойдут лишь небольшие изменения в сторону увеличения засушливости. Это предположение было проверено путем введения данных климатического моделирования в систему «климат — почва — урожай» (разработанную Д. О. Сиротенко), которая вычисляет показатели увлажнения и агроклиматические характеристики. В результате было установлено, что к середине XX в. ожидается лишь слабое уменьшение ГТК.

Ситуацию можно наглядно охарактеризовать, подбирая тем или иным районам современные географические аналоги агроклиматических условий. Так, для Калужской области России таковым к середине XXI в. оказывается современная Черниговская область Украины. Аналог Орловской области для условий середины столетия — современная Хмельницкая область Украины и т. д. Прогноз изменений продуктивности зерновых культур в Центральном федеральном округе оптимистический: например, в Калужской области ожидается

его увеличение на четверть к середине столетия по сравнению с современным уровнем.

Комплексной характеристикой водных и гидроэнергетических ресурсов служит объем речного стока. Оценка изменений годового стока позволяет рассчитать изменения энергетического потенциала и величину общего потенциала водных ресурсов. Изменения стока выражены полем коэффициентов $K_y = y_{\text{pro}}/y_{\text{base}}$, представляющих собой отношение прогнозируемой величины стока к его значению в базовый период.

На рис. 10.5 показаны основные результаты, полученные В. М. Евстигнеевым и др. На Восточной-Европейской равнине объемы речного стока остаются практически неизменными на севере и резко (на 40...60 %) уменьшаются в южных регионах. В Западной Сибири ситуация иная: изменения, причем сравнительно небольшие, наблюдаются лишь на юге, в то время как север и центральная часть практически не испытывают статистически значимых изменений.

Уменьшение снегозапасов и неустойчивость снежного покрова приведут к серьезным изменениям объемов весеннего половодья, особенно в южных частях рассматриваемых регионов (на 50...70 %). В северных регионах изменения укладываются в норму междугодовой изменчивости (10 %).

Потепление на территории криолитозоны делает необходимым прогноз изменения инженерно-геокриологических параметров и нарастания деформаций объектов при деградации вечномерзлых оснований грунтов. Действительно, в последние десятилетия многократно возросли природные риски, связанные со снижением надежности зданий и сооружений многих промышленных регионов и населенных пунктов Крайнего Севера. При повышении температуры поверхности на хозяйственно освоенных территориях (особенно там, где типично отсутствуют естественные защитные мохово-торфяные покровы) происходит отепление мерзлых толщ, вызывающее развитие ряда деградационных тенденций в вечномерзлых грунтах. Во-первых, несущая способность замороженных фундаментов уменьшается (ослабевают силы смерзания, т.е. сопротивление сдвигу, и уменьшается площадь смерзания при увеличении глубины сезонного оттаивания). Во-вторых, при увеличении глубины сезонно-талого слоя более обширной становится зона воздействия касательных сил морозного пучения. Имеется в виду то, что осенью, когда происходит замерзание воды в грунте, возникают воздействия на опору (сваю), погруженную в грунт. Опоры имеющихся объектов не рассчитаны на усиление действия касательных сил, происходящего из-за того, что грунты летом стали (из-за потепления) оттаивать на большую глубину. Эти результаты требуют пересмотра существующих строительных норм и правил.

Воздействия изменений климата на жизнедеятельность человека непосредственно складываются из изменений условий комфортно-

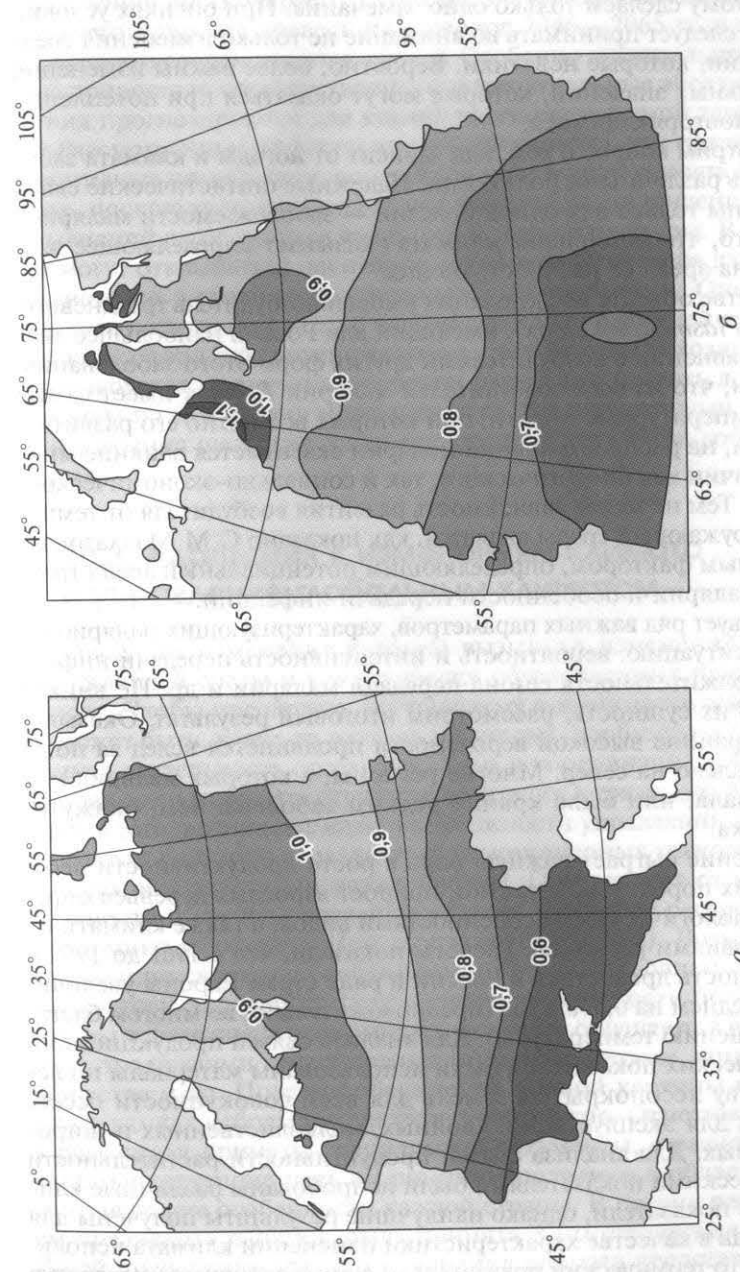


Рис. 10.5. Относительное изменение годового стока к середине XXI в. в долях от значений базисного периода на территории Восточно-Европейской равнины (а) и Западной Сибири (б) по ансамблю климатических моделей СМІРЗ

сти (см. подразд. 6.4) и заболеваемости. Первая позиция достаточно ясна, поэтому сделаем только одно замечание. При оценках условий комфорта следует принимать во внимание не только изменения средних величин, которые невелики. Вероятно, более важны изменения экстремальных значений, которые могут оказаться при потеплении типично повторяющимися.

Рассмотрим вопрос о том, как зависит от погоды и климата заболеваемость различными болезнями. Надежные статистические связи установлены только для одной болезни — заболеваемости малярией за счет того, что потепление климата оказывает определяющее воздействие на ареал ее распространения.

В качестве объекта исследования выбран возбудитель трехдневной малярии (*Plasmodium vivax*), имеющий для России наибольшее значение в сравнении с возбудителями других форм этого заболевания. Дело в том, что из всех возбудителей малярии *P. vivax* имеет самые низкие температурные пороги, при которых возможно его развитие. Разумеется, на распространении малярии сказывается влияние множества причин как биологического, так и социально-экономического характера. Тем не менее зависимость развития возбудителя от температуры окружающей среды является, как показано С. М. Малхазовой, необходимым фактором, определяющим потенциальный ареал трехдневной малярии и особенности передачи инфекции.

Существует ряд важных параметров, характеризующих маляриологическую ситуацию: вероятность и интенсивность передачи инфекции, продолжительность сезона передачи малярии и др. Не вникая детально в их сущность, рассмотрим итоговый результат. Оказывается, что граница высокой вероятности продвинется вслед за потеплением далеко на север. Многие регионы, в которых малярия или отсутствовала, или была крайне редким заболеванием, окажутся в зоне риска.

Потепление сыграет важную роль в росте продуктивности лесобразующих пород. Как известно, прирост взрослых деревьев определяется биологическими особенностями видов, а также климатическими условиями регионов. Расчеты показали, что с 1961 до 1998 г. продуктивность древостоев в России и ряде стран Европы увеличилась в среднем на 0,5 % в год (предположительно, во многом благодаря повышению температуры). Для анализа связей продукционных и климатических показателей были использованы материалы по лесоустройству лесопокрытых земель для всей совокупности лесов, возможных для эксплуатации: хвойных, мелколиственных и широколиственных. Для анализа связей продуктивности растительности с климатическими показателями были испробованы различные климатические показатели, однако наилучшие результаты получены для случая, когда в качестве характеристики изменений климата использовался чисто термический показатель — суммы активных температур при температуре воздуха, превышающей 10 °С.

Анализ уравнений регрессии демонстрирует общую тенденцию увеличения прогнозируемых средних значений показателя удельного среднего прироста древесины в период 2046 — 2065 гг. в сравнении с периодом современного климата. Особенно значительное увеличение прироста и, соответственно, его максимальные абсолютные значения прогнозируются для южной части исследуемой территории.

Рассмотренные эффекты изменений климата, как правило, имеют негативные последствия, по крайней мере в краткосрочной перспективе, поскольку реализация даже положительных тенденций требует изменений сложившихся традиций и инфраструктуры. В то же время могут открываться некоторые «окна возможностей» для развития экономики в связи климатическими изменениями. Они связаны, как было отмечено ранее, с благоприятной тенденцией сокращения затрат на топливо, потенциально с ростом сельскохозяйственного производства, увеличением сроков навигации (вплоть до круглогодичной) по Северному морскому пути, благоприятными условиями для освоения шельфовых зон арктических морей при добыче нефти и газа.

10.3. Адаптация к изменениям климата и управление глобальным климатом

Грядущие изменения климата вызывают изменения состояния окружающей среды и климатически обусловленных природных ресурсов. Чтобы преодолеть эту проблему с минимальными потерями (а может быть, в чем-то извлечь и выгоды), необходима целенаправленная деятельность отдельных стран и координация усилий в масштабах всего мира. Это стратегия адаптации к грядущим изменениям. Кроме того, возникают идеи о возможности управления глобальным климатом с помощью различных геоинженерных технологий.

Способы адаптации разнообразны. Они зависят от конкретной опасности и степени воздействия на те или иные ресурсы, отрасли экономики и экологию (см. подразд. 10.1 и 10.2). Возможность их реализации связана с особенностями страны: уровнем ее развития, состоянием экономики (климатические опасности более чувствительны в фазе спада экономики и почти не ощущаются в фазе подъема), традициями и национальными приоритетами, консолидацией общества и др. Поэтому обсуждение полной картины мер адаптации в рамках небольшого раздела невозможно. Отметим только, что в ряде стран приняты специальные документы, с разной глубиной регламентирующие цель и принципы политики в области климата, учитывающие особенности каждой страны. В России распоряжением президента в 2009 г. была принята *Климатическая доктрина*. В ней подчеркивается, что изменения климата представляют собой одну из важнейших проблем XXI в., охватывающую экологические,

экономические и социальные аспекты устойчивого развития Российской Федерации. Далее, характеризуя прогрессирующее потепление, говорится о роли хозяйственной деятельности человека, связанной с выбросами парниковых газов, об изменении частоты и интенсивности климатических аномалий и экстремальных погодных явлений. В целом подчеркивается, что изменение климата есть один из ключевых долговременных факторов безопасности России. Поэтому делается вывод о необходимости всеобъемлющего и взвешенного подхода государства к проблемам климата на основе комплексного научного анализа экологических, экономических и социальных факторов.

Проблему воздействия на климат и последствия изменений климата нельзя решить на региональном или национальном уровне. Это осознание потенциальной опасности глобальных изменений природной среды и возможных социально-экономических последствий, инициируемых изменениями климата, породило различные формы международного сотрудничества. Это, прежде всего, совместные научные исследования климата. О нем, о реализации различных проектов и результатах исследований было сказано уже немало в предыдущих подразделах. Кроме того, под эгидой ООН заключаются различные международные договоры, ограничивающие те или другие аспекты деятельности государств, опасные с точки зрения изменений климата.

Эта деятельность получила межгосударственное правовое оформление в 1992 г., когда ООН утвердила *Рамочную конвенцию об изменении климата*, предусматривающую постоянный процесс рассмотрения, обсуждения и обмена информацией, принятие различных обязательств с учетом новых знаний и политической воли. Промежуточным, но знаковым событием данного направления деятельности стали соглашения, подкрепленные конкретными обязательствами, принятые в 1997 г. в Киото (Япония). Был принят *Протокол (Киотский протокол)*, согласно которому промышленно развитые страны к 2008—2012 гг. должны были сократить (или стабилизировать) свои совокупные выбросы парниковых газов по меньшей мере на 5 % по сравнению с уровнем 1990 г. Так, Евросоюз должен был сократить выбросы на 8 %, США — на 7 % (но договор не был ратифицирован), Япония — на 6 %, Канада — на 6 % (но вышла из договора), страны Восточной Европы и Прибалтики — в среднем на 8 %. Россия и Украина должны были сохранить среднегодовые выбросы в 2008—2012 гг. на уровне 1990 г. Китай, Индия и развивающиеся страны обязательств на себя не брали.

Неэффективность Киотского протокола как практического средства контроля парникового эффекта характеризует, что в период его действия концентрация CO_2 и других парниковых газов увеличивалась в прежнем темпе (см. рис. 8.14). Однако положительным следствием явились разработка методов мониторинга и обмена данными, опыт взаимодействия государств на правительственном уровне

по выработке согласованной политики в области решения проблем окружающей среды.

Перейдем к краткому обсуждению предлагаемых технологий управления глобальным климатом. Они основываются на двух подходах:

- развитие технологий, направленных на уменьшение концентрации CO_2 в атмосфере, в результате чего ожидается уменьшение эффективности парникового эффекта и снижение температуры;
- развитие технологий уменьшения прихода солнечной радиации за счет ее регулирования, также приводящего к снижению температуры.

Каждый конкретный проект следует оценивать с разных точек зрения. Это, прежде всего, эффективность, стоимость, экологические последствия. Последние две позиции подразумевают, как правило, необходимость принятия компромиссного решения с учетом положительных качеств и серьезности отрицательных последствий.

Среди первой группы проектов наиболее ясной является идея массового восстановления лесов и создание их новых массивов, поскольку деревья в балансе углерода создают сток CO_2 из атмосферы. Этот подход крайне привлекателен с экологической точки зрения. Однако требуется глубокое изучение эффективности метода. Дело в том, что дополнительное облесение, конечно, увеличивает отток CO_2 и должно способствовать снижению температуры. Однако, как показали результаты всестороннего моделирования этого явления, осуществленные М. Клауссеном (М. Claussen), результирующим эффектом может оказаться рост температуры. Дело в том, что лес, заменивший луговую растительность определенной территории, экранирует снежный покров и из-за уменьшения альбедо территории увеличивается поглощение солнечной радиации. Этот эффект может оказаться превалирующим в тепловом балансе.

Иной подход заключается в том, чтобы организовать очистку эмиссий и накачивать углерод в пористые грунты, обеспечивая там его сохранность. Однако трудно осуществить такой проект в масштабах каждого предприятия Земли.

Существует проект развития технологии «биологического насоса», реализующей природный процесс (см. подразд. 9.2) обогащения верхних слоев океана ионами железа. При этом происходит развитие фитопланктона в больших количествах. При достаточном количестве солнечной радиации он в процессе фотосинтеза будет поглощать растворенный в воде CO_2 . В результате концентрация CO_2 в воде будет уменьшаться, и для восстановления равновесия парциальных давлений возникнет перенос углерода из атмосферы. После завершения жизни морские микроорганизмы оседают на дно, так что данный метод обеспечивает отсос углекислого газа из атмосферы и складирование углерода в донных отложениях. Однако детали данной технологии не разработаны и эффективность не доказана. Кроме того, неясны

экологические эффекты, которые будут иметь место при масштабном загрязнении океана ржавчиной в коллоидальной форме.

Рассмотрим вторую группу проектов. Физически простая идея заключается в том, чтобы расположить между Солнцем и Землей объект в виде системы экранов, призванных управлять потоком солнечной радиации. Если выбрать для этого специальную позицию на эклиптике — так называемую Лагранжеву точку (~1,5 млн км от Земли), то объект будет находиться в стационарной позиции между Солнцем и Землей. Экраны можно не делать особенно крупными, так как на таком расстоянии угловые размеры планеты малы (~0,5°). Регулируя экраны можно, создавая своеобразную «полутьну», добиться нужного уменьшения притока солнечной энергии, чтобы ликвидировать последствия парникового потепления. Этот метод, несомненно, эффективен, однако из всех технологий он оценивается как исключительно дорогостоящий.

Вторая идея заключается в том, чтобы управлять солнечной радиацией посредством увеличения отражательных свойств облаков. Для этой цели предполагается использовать протяженные поля слоистокучевых облаков, стабильно существующие под пассатной инверсией в восточных частях океанов. Физический механизм, лежащий в основе предлагаемого подхода, — это зависимость альбедо облаков от концентрации капель: при одной и той же водности альбедо облаков растёт, если концентрация облачных капель увеличивается. Технология выглядит следующим образом. Требуется расположить на морской поверхности платформы со специальными устройствами, создающими и распыляющими капельки морской воды диаметром около 1 мкм. Интенсивная турбулентность и вертикальные движения, существующие в пограничном слое, обеспечат подъём некоторого их количества в облачный слой. Здесь они, выступая как ядра конденсации, активируют образование капель облака, тем самым повышая их концентрацию. Эффективность и стоимость проекта практически не исследованы.

Еще один подход развивается по аналогии с воздействием на климат загрязнения стратосферы продуктами взрывных вулканических извержений (см. подразд. 9.4). Предполагается воздействовать на солнечную радиацию с помощью искусственного облака серосодержащих аэрозолей, которое создается и поддерживается в стратосфере с помощью регулярной деятельности высокопотолочных самолетов. В качестве вещества для рассеивания в стратосфере планируется, например H_2S , поскольку именно в этом соединении велик удельный вес серы и поэтому его наиболее дешево транспортировать в стратосферу.

Данный проект, предложенный еще 40 лет назад М. И. Будыко, удобен как с точки зрения эффективности воздействия, так и для практической реализации. И с точки зрения стоимости он не представляется «запредельно» дорогим, особенно если финансирование

его обслуживания будет разделено между разными странами. Однако изучение отклика климата на перманентное существование подобного облака показало следующее: действительно, возможно будет обеспечить понижение глобальной температуры и поддерживать ее, например, на уровне 60—90-х годов XX в., однако климат отдельных регионов не восстановится. Это не означает, конечно, грандиозную перестройку — география климатов не изменится. Однако проявившееся в XX и начале XXI в. аномалии (по отношению к реперному современному климату 1961—1990 гг.) заменятся другими. Такого же результата можно ожидать и при использовании других перечисленных ранее геоинженерных технологий. С этой точки зрения возникают сомнения, надо ли вместо одних аномалий рукотворно создавать другие. Кроме того, совершенно не проработаны экологические последствия загрязнения атмосферы серой, которая в результате реализации методики будет стабильно оседать на сушу и океан.

В заключение отметим, что с точки зрения руководителей стран, т. е. людей, принимающих решения, применение масштабных и дорогих геоинженерных мероприятий для «спасения» климата, а также строительство дамб для защиты прибрежной инфраструктуры от эффектов повышения уровня Мирового океана, будет признано необходимым тогда, когда появятся «сверхубедительные» данные о том, что изменения климата действительно настолько опасны, что финансовые вложения необходимы. Однако есть опасность, чтобы изменения не перешли некоторую черту, не дошли до «точки невозврата», когда никакими мерами ситуацию нельзя будет исправить.

КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Как осуществляется моделирование климата для целей прогноза климата?
2. Какие вы знаете сценарии семейств SRES и RCP?
3. Каково прогнозируемое изменение климата в XXI в.?
4. Охарактеризуйте изменение состояния окружающей среды в XXI в. при изменениях климата.
5. Какие возможны изменения в XXI в. климатически обусловленных природных ресурсов?
6. Какова стратегия выработки способов адаптации к климатическим изменениям и смягчению их последствий?
7. Что представляют собой идеи геоинжиниринга для управления изменениями глобального климата?

1. Будыко М. И. Климат в прошлом и будущем / М. И. Будыко. — Л. : Гидрометеиздат, 1980.
2. География, общество, окружающая среда / отв. ред. Н. И. Алексеевский, С. А. Добролюбов. — М. : Городец, 2004.
3. Исаев А. А. Экологическая климатология / А. А. Исаев. — М. : Научный мир, 2003.
4. Кислов А. В. Климат в прошлом, настоящем и будущем / А. В. Кислов. — М. : Наука/Интерпериодика, 2001.
5. Климат России / под ред. Н. В. Кобышева. — СПб. : Гидрометеиздат, 2001.
6. Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем / под ред. С. М. Семенова. — М. : Гидрометеиздат, 2012.
7. Хромов С. П. Метеорология и климатология / С. П. Хромов, М. А. Петросянц. — М. : Изд-во МГУ, 2006.
8. Эколого-географические последствия глобального потепления климата XXI века на Восточно-Европейской равнине и в Западной Сибири / под ред. Н. С. Касимова, А. В. Кислова. — М. : МАКС Пресс, 2011.
9. Климатическая доктрина РФ. — [www/kremlin.ru/acts/6365](http://www.kremlin.ru/acts/6365).
10. Wallace J. M., Hobbs P. V. Atmospheric Science. Second Edition. Amsterdam. Elsevier. — 2005. — 484 p.

Интернет-источники

<http://meteoinfo.ru/> — гидрометцентр России. Текущая погода. Прогнозы всех видов. Синоптические карты.

<http://www.wetterzentrale.de/> — прогнозы метеорологических полей до 10 суток по данным нескольких центров. Синоптические и прогнозные карты. Архив метеорологических полей.

<http://meteo.ru/> — всероссийский НИИ гидрометеорологической информации — Мировой центр данных. Информация всех видов.

<http://disc.sci.gsfc.nasa.gov> — разнообразные гидрометеорологические данные. Удобный интерфейс.

<http://wetter3.de/> — прогнозы по данным нескольких центров. Синоптические и прогнозные карты. Разрезы метеорологических полей.

<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/> — индексы циркуляции.

<http://rims.unh.edu/data/data.cgi> — метеорологические данные для Арктики: гридированные, для бассейнов рек и др., различная временная дискретность.

<http://www.ipcc.ch/> — информация Межправительственной группы экспертов. Отчеты IPCC. Ссылки на базы данных.

<http://www-pcmdi.llnl.gov/projects/cmip/> — базы данных CMIP3, CMIP5 и др.

<http://www.wmo.ch/web/wcp/wcdmp/home.html> — сайт Всемирной метеорологической организации.

<http://www.ncdc.noaa.gov/oa/wmo/wdcamet.html> — мировой центр данных.

<http://cdiac.esd.ornl.gov/>

<http://www.nhc.noaa.gov/> — тропические ураганы Атлантики и восточной части Тихого океана.

<http://www.prh.noaa.gov/hnl/cphc/> — ураганы Тихого океана.

<http://earth.nullschool.net/> — текущая и прогнозная картина общей циркуляции атмосферы.

<http://ru.wikipedia.org>

<http://en.wikipedia.org>

<http://climate.gov> — современные изменения климата.

| | |
|--|-----|
| ПРЕДИСЛОВИЕ | 3 |
| Глава 1. Атмосфера и климатическая система | 5 |
| 1.1. Состав воздуха, уравнение состояния и уравнение статики..... | 5 |
| 1.2. Термодинамика атмосферы..... | 14 |
| 1.3. Климатическая система..... | 18 |
| Глава 2. Атмосферная радиация | 24 |
| 2.1. Основы теории радиации..... | 24 |
| 2.2. Распределение солнечной энергии на внешней границе атмосферы | 29 |
| 2.3. Солнечная радиация в атмосфере | 36 |
| 2.4. Длинноволновая радиация и радиационный баланс | 41 |
| Глава 3. Фазовые переходы водяного пара, облака и осадки | 52 |
| 3.1. Фазовые переходы водяного пара и сопутствующие атмосферные явления..... | 52 |
| 3.2. Испарение и влажность воздуха | 56 |
| 3.3. Облака..... | 59 |
| 3.4. Осадки, снежный покров и глобальный водный баланс | 65 |
| Глава 4. Тепловой режим атмосферы | 71 |
| 4.1. Тепловой режим и энергетика атмосферы..... | 71 |
| 4.2. Географическое распределение температуры и воздушные массы | 76 |
| Глава 5. Циркуляционные системы атмосферы | 81 |
| 5.1. Барическое поле, ветер и турбулентность..... | 81 |
| 5.2. Циклоническая деятельность..... | 90 |
| 5.3. Локальные циркуляции | 98 |
| 5.4. Общая циркуляция атмосферы..... | 104 |
| 5.5. Изменчивость общей циркуляции атмосферы и региональных циркуляций..... | 109 |

| | |
|---|-----|
| Глава 6. Климат и классификации климатов | 118 |
| 6.1. Климат и микроклимат | 118 |
| 6.2. Классификации климатов Б. П. Алисова и В. П. Кеппена..... | 121 |
| 6.3. Классификация гидротермического состояния территорий..... | 127 |
| 6.4. Показатели комфортности климата и климатические ресурсы | 131 |
| Глава 7. Моделирование и прогноз климата | 134 |
| 7.1. Виды прогнозов погоды | 134 |
| 7.2. Моделирование циркуляции атмосферы и технология прогноза погоды..... | 137 |
| 7.3. Моделирование климата..... | 144 |
| Глава 8. История климата | 151 |
| 8.1. Изменения климата Земли за последние 0,5 млрд лет..... | 151 |
| 8.2. Изменения климата и палеогеография плейстоцена, плейстоцена и голоцена | 156 |
| 8.3. Климат последнего тысячелетия и изменения климата в XX и XXI вв. | 165 |
| Глава 9. Теория изменений климата | 174 |
| 9.1. Изменения климата с позиции динамики сложных систем | 174 |
| 9.2. Теория изменений климата в плейстоцене — плейстоцене | 181 |
| 9.3. Природа катастрофических похолоданий | 186 |
| 9.4. Теория изменений климата за последние 1 000 лет и в современную эпоху..... | 189 |
| Глава 10. Климат будущего | 197 |
| 10.1. Прогноз изменений климата в XXI в. | 197 |
| 10.2. Комплексная оценка последствий потепления климата XXI в. на примере Восточно-Европейской равнины и Западной Сибири..... | 205 |
| 10.3. Адаптация к изменениям климата и управление глобальным климатом | 213 |
| Список литературы | 218 |