

Министерство науки и высшего образования Российской Федерации

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ

А.И. Угрюмов, И.В. Лаврова

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ

Санкт-Петербург
РГГМУ

УДК [338.246.02:502.5](075.8)

ББК 65.28-21я73

У27

Угрюмов А.И., Лаврова И.В.

У27 Основные закономерности общей циркуляции атмосферы : учебное пособие / А.И. Угрюмов, И.В. Лаврова.

В учебном пособии рассматриваются основные закономерности общей циркуляции атмосферы, проанализированные синоптическими методами. Устанавливаются физические причины и динамика циркуляции в стратомезосфере и тропосфере. Последовательно рассмотрены закономерности зональной и меридиональной циркуляции в тропосфере, а также синоптические регионы Северного полушария и действующие в них крупномасштабные атмосферные процессы, их сезонные изменения и погода, которую эти процессы формируют.

Учебное пособие «Основные закономерности общей циркуляции атмосферы» предназначено для студентов гидрометеорологических институтов, университетов, академий, учащихся курсов повышения квалификации и других учебных заведений, готовящих специалистов и магистров метеорологов.

УДК 551.509.3

ББК 26.235

Введение

Общей циркуляцией атмосферы (ОЦА) называются движения крупномасштабных воздушных масс относительно поверхности Земли. Масштабы этих движений подразделяются на 2 класса: глобальная циркуляция (тысячи и десятки тысяч километров) и синоптические процессы (сотни и тысячи километров). К *глобальным процессам* относятся западно-восточный перенос в умеренных широтах и пассатная циркуляция в тропиках. *Синоптические процессы* – это длинные волны Россби–Блиновой в западно-восточном переносе, связанные с ними циклоны и антициклоны и муссонная циркуляция в тропиках и умеренных широтах. Знание закономерностей ОЦА необходимо для физически обоснованной разработки моделей краткосрочного и долгосрочного прогноза погоды, а также для оценки изменений климата.

Изучение ОЦА стало возможным со времени регулярного составления синоптических карт (1880-е гг.) и последующего внедрения в практику метеорологических наблюдений высотного радиозондирования (1950-е гг.). До недавнего времени заслуги в изучении ОЦА были связаны исключительно с развитием синоптической метеорологии. Были открыты и описаны такие фундаментальные объекты ОЦА как глобальный западно-восточный перенос, пассаты, муссоны, струйные течения, установлена фронтальная структура циклонов. На основании выявленных закономерностей разработаны синоптические правила и методы прогноза погоды. Таким образом, синоптическая метеорология изначально решала две задачи: изучение крупномасштабных движений атмосферы и практическая реализация этих знаний – прогноз погоды.

Вместе с тем, уже несколько десятилетий успешно развивается численное моделирование ОЦА и основанный на нем гидродинамический прогноз погоды. На этом пути есть определенные трудности, например, параметризация мелко- и мезомасштабных, так называемых подсеточных процессов. Однако, уже сейчас численное моделирование не только способно рассчитать реалистическую картину ОЦА, но и, главное, вычислить прогностические поля давления, ветра, облачности, температуры и количества осадков, как минимум, на пять суток вперед. Кроме того, ведутся успешные эксперименты по численному прогнозу экстремальных значений метеорологических величин – опасных явлений погоды, относящихся к процессам мезомасштаба. Таким образом, синоптические методы

краткосрочного прогноза полей метеорологических величин уже уступили место методам гидродинамическим, и в недалеком будущем все больше опасных явлений погоды станет объектами гидродинамического моделирования и прогноза.

Однако вторая задача синоптики – изучение крупномасштабных движений атмосферы – останется актуальной и сейчас и в будущем. Синоптический анализ, в отличие от математического моделирования, рассматривает только самые главные зависимости циркуляции от действующих на воздушные массы сил, показывает эмпирические достижения в области изучения атмосферных движений и позволяет подробно и наглядно представить региональные особенности циркуляции атмосферы и вызванной ими погоды. Это важно для твердого понимания студентами, а в последующем специалистами-метеорологами, основных причин формирования и разнообразия динамики атмосферы на пространстве земного шара.

В данном учебном пособии рассматриваются основные закономерности общей циркуляции атмосферы, проанализированные синоптическими методами. Устанавливаются физические причины и динамика циркуляции в стратомезосфере и тропосфере. Последовательно рассмотрены закономерности зональной и меридиональной циркуляции в тропосфере, а также синоптические регионы Северного полушария и действующие в них крупномасштабные атмосферные процессы, их сезонные изменения и погода, которую эти процессы формируют.

Содержание учебного пособия полностью соответствует программе учебной дисциплины «Основные закономерности общей циркуляции атмосферы», предназначенной для магистрантов второго года обучения.

Авторы считают своим приятным долгом выразить благодарность доктору географических наук, профессору И.Н. Русину за полезные замечания, которые были учтены в процессе подготовки учебного пособия.

Глава 1. Температурное поле атмосферы

Циркуляция атмосферы возникает в результате неравномерного распределения давления воздуха по горизонтали. Появляющаяся при этом сила барического градиента F_G вынуждает воздух двигаться из областей высокого давления в области низкого. На вращающейся Земле любое движущееся тело подвержено также воздействию отклоняющей силы Кориолиса F_A . Баланс между этими силами ($F_G = F_A$) определяет характер движения воздушных масс в поле давления, такое движение (ветер) называется геострофическим. Условия геострофического равновесия соблюдаются практически во всей атмосфере от поверхности Земли до 80–100 км.

Распределение областей высокого и низкого давления, а отсюда и циркуляция атмосферы, зависит от температуры воздушных масс. Нагревание воздуха происходит различными путями, это радиационный механизм, конвекция, выделение тепла при конденсации водяного пара. Однако первоисточником всех этих процессов является солнечная радиация. Поэтому рассмотрим основные механизмы трансформации лучистой энергии Солнца в тепловую энергию атмосферы.

1.1. Прохождение солнечной радиации через атмосферу

Системой Земля–атмосфера усваивается далеко не вся солнечная энергия, приходящая на верхнюю границу атмосферы (астрономическая солнечная постоянная). Значительная часть солнечной радиации отражается поверхностью земли и облаками в космос, это 36 % от астрономической солнечной постоянной (планетарное альбедо Земли). Но и до самой поверхности Земли доходят не все 64 % оставшейся солнечной радиации. На рис. 1.1 видно, что на Землю поступает лишь половина радиации (51 %), приходящей от Солнца на верхнюю границу атмосферы. Эта величина называется метеорологической солнечной постоянной. Таким образом, 13 % солнечной постоянной поглощаются непосредственно газовыми составляющими атмосферы.

Какие физические процессы управляют трансформацией солнечной радиации при ее прохождении через атмосферу, показано в табл. 1.1.

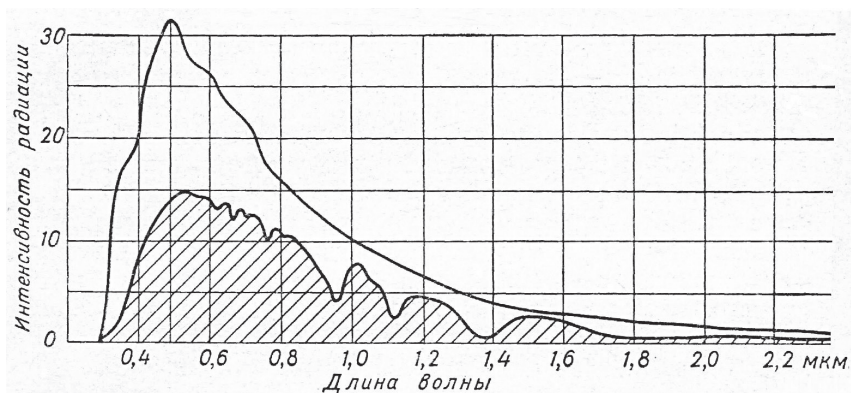


Рис. 1.1. Распределение лучистой энергии в спектре солнечной радиации на верхней границе атмосферы (верхняя кривая) и у поверхности земли (нижняя кривая)

Табл. 1.1. Трансформация приходящей солнечной радиации в системе Земля–атмосфера

Процесс	Процент от астрон. солн. постоянной	Интенсивность солнечной радиации (Вт/м ²)
Приходит на верхнюю границу атмосферы (астрономическая солнечная постоянная)	100 %	1366
Отражается в космос	36 % (планетарное альbedo Земли)	492
Поглощается системой Земля–атмосфера	64 %	874
Поглощается непосредственно атмосферными газами	13 %	178
Усваивается земной поверхностью и возвращается в атмосферу в виде эффективного излучения, явного и скрытого потоков тепла (метеорологическая солнечная постоянная)	51 %	696

Поглощенные атмосферными газами 13 % радиации, в основном, относятся к ультрафиолетовой области спектра (0,18–0,30 мкм). Хотя наибольшее уменьшение на рис. 1.2 отмечается для видимой радиации (0,40–0,70 мкм), это следствие не поглощения ее в атмосфере, а отражения в космос (планетарное альbedo Земли). Длинноволновая часть спектра при прохождении атмосферы поглощенной радиации мала. Единственные газы, поглощающие жесткую и

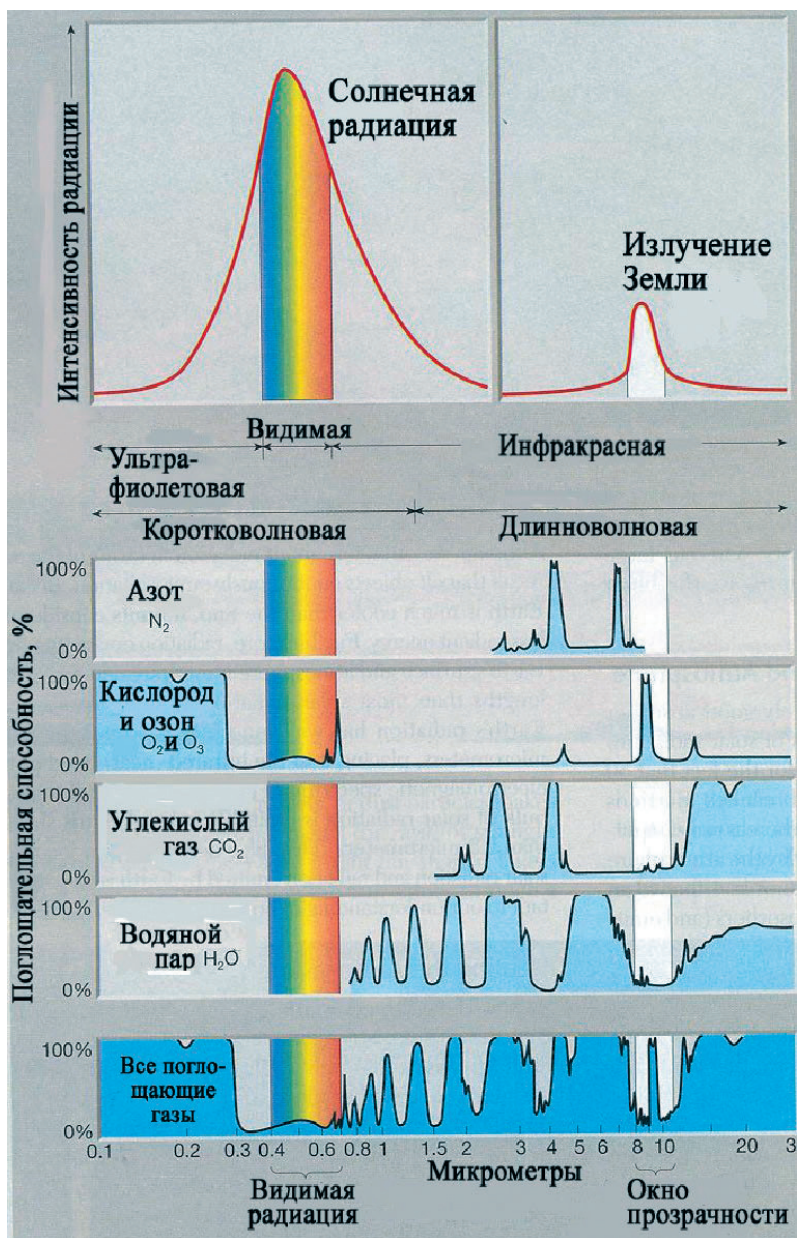


Рис. 1.2. Основные газы атмосферы и поглощаемая ими солнечная радиация

среднюю УФР (длина волны менее 0,30 мкм), причем на 100 %, — это кислород O_2 и озон O_3 . Мягкий ультрафиолет (0,31–0,39 мкм) достигает поверхности земли, и мы успешно под ним загораем.

Многочисленные исследования показали, что главным газом, поглощающим УФР в атмосфере, является озон O_3 , кислород в этом смысле значительно менее активен. Чтобы установить, на каких высотах происходит поглощение УФР озоном, рассмотрим рис. 1.3.

При поглощении УФР озоном происходит нагревание воздуха, т. е. переход лучистой энергии в тепловую. Видно, что этот процесс совершается на высоте 50 км над поверхностью земли. При этом в холодную часть года максимум озонного нагревания находится

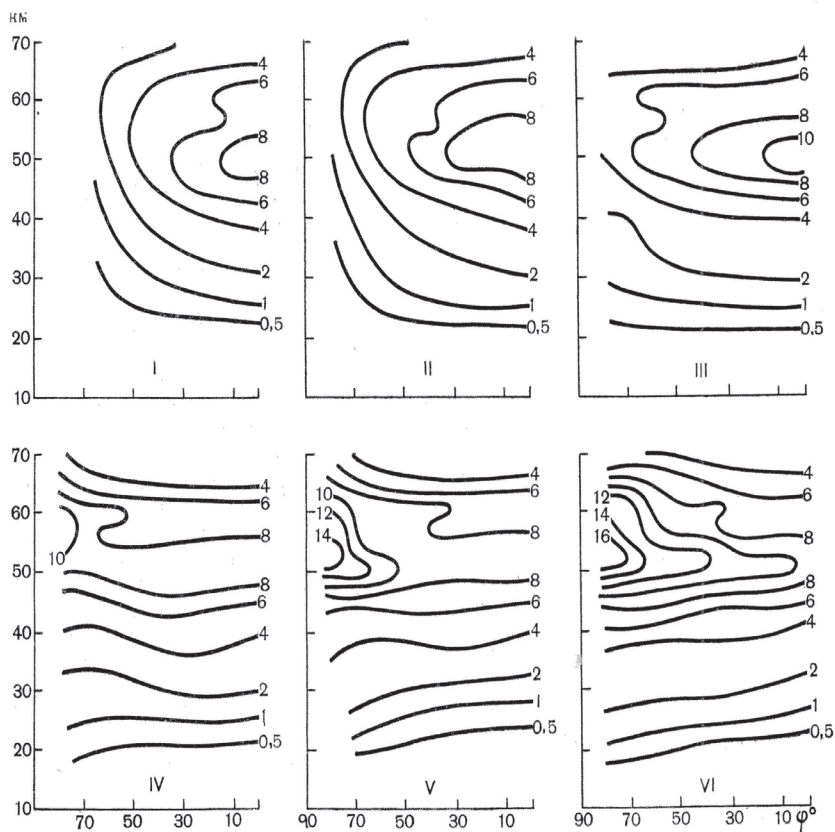


Рис. 1.3. Функция озонного нагревания воздуха (градус в сутки) в первой половине года в зависимости от высоты и широты (римские цифры — месяцы года)

у экватора, а в теплую – располагается над полюсом. Это связано с сезонной миграцией максимума содержания озона в атмосфере и установлением полярного дня в летнее время, при котором происходит непрерывная инсоляция приполярного максимума озона.

Единственный вопрос к обозначенной выше модели поглощения УФР озоном: почему максимум содержания озона в атмосфере находится на высоте 15–22 км, в зависимости от широты, а максимум поглощения им УФР – на высоте 50 км? Это объясняется чрезвычайной радиационной активностью озона, когда даже очень небольших его количеств достаточно для практически полного поглощения жесткой и средней УФР уже на 50 км.

В соответствии с закономерностями прохождения солнечной радиации через атмосферу, существуют **2 поверхности ее нагревания**: *стратомезосферная* на уровне 50 км и *поверхность Земли*. Именно это отражает хорошо знакомый стандартный вертикальный профиль температуры атмосферы (рис. 1.4), где температура воздуха естественно падает по мере удаления от источника тепла – поверхности нагревания.

Существование двух независимых по энергетике источников тепла для атмосферы означает существование **двух систем атмосферной циркуляции** – *стратомезосферной* в пределах 20–80 км

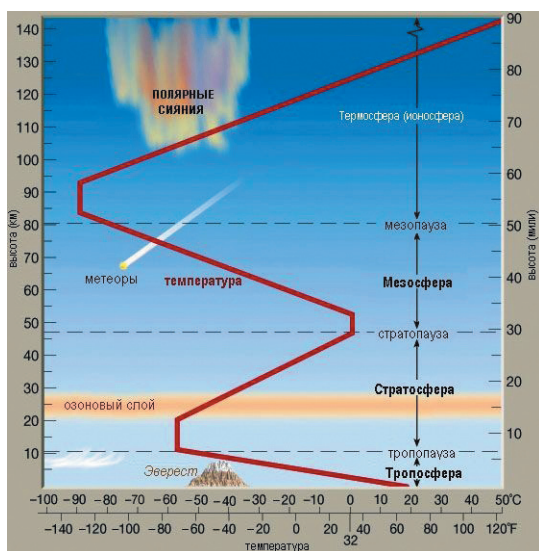


Рис. 1.4. Стандартный вертикальный профиль температуры атмосферы

и тропосферной от 0 до 20 км. Они, безусловно, взаимодействуют, но принципиально могут существовать одна без другой. Слой от тропопаузы до 20 км, где наблюдается изотермия, будем считать переходным между этими системами.

Поскольку стратомезосферную циркуляцию в дальнейшем мы будем описывать, в основном, процессами, протекающими на поверхности 10 гПа (31 км, средняя стратосфера), присвоим двум системам атмосферной циркуляции наименования – стратосферная и тропосферная.

1.2. Температурный режим стратосферы

Радиационные процессы поглощения УФР озоном на уровне 50 км обеспечивают запасами тепла слой атмосферы от 20 до 80 км. В зимнее время, когда господствует полярная ночь, поглощение УФР озоном и нагревание воздуха в северных районах полушария отсутствуют, там, напротив, происходит длинноволновое радиационное выхолаживание атмосферы. В результате зимой образуется огромный циркумполярный очаг стратосферного холода. Так, в январе на поверхности 10 гПа (31 км) в центре этого очага температура в среднем климатическом опускается до -74°C (рис. 1.5). Срочная температура может достигать и -85°C .

Области тепла расположены в субтропических и тропических районах, где инсоляция в годовом ходе не прерывается.

Таким образом, в зимней стратосфере глобальный температурный градиент направлен **от экватора к полюсу**. То же самое мы наблюдаем и в зимней тропосфере, за исключением того, что изотермы в стратосфере более гладкие. Это связано с тем, что температурное поле тропосферы возмущается за счет неоднородности подстилающей поверхности, являющейся для нее источником тепла (океаны и континенты). В стратосфере влияние подстилающей поверхности отсутствует.

В летнее время тепловой режим стратосферы принципиально отличен от тропосферного. На рис. 1.3 видно, что уже в апреле очаг озонного нагревания перемещается из экваториальных районов в полярные и далее неуклонно усиливается. В результате в мае глобальный температурный градиент в стратосфере меняет знак на противоположный, он уже направлен **от полюса к экватору**. Ничего подобного в тропосфере не бывает. Там градиент температуры сохраняет направление «экватор–полюс» круглый год.

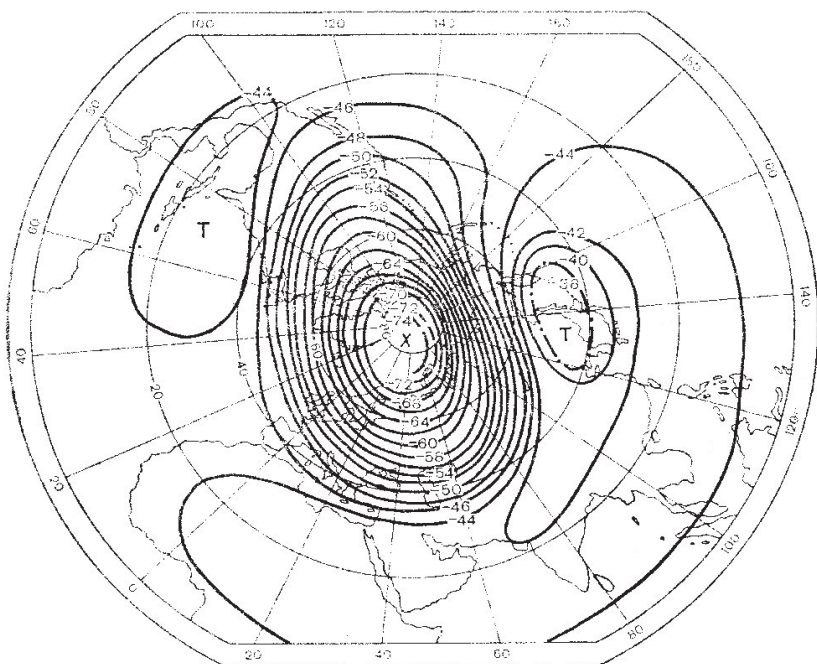


Рис. 1.5. Температура воздуха на изобарической поверхности 10 гПа (31 км) в январе: Т – тепло, Х – холод

На рис. 1.6 видно, что в июле, когда летний тепловой режим выражен в наибольшей степени, климатическая температура на поверхности 10 гПа в полярном районе равна $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ (срочные ее значения могут достигать $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$), а в приэкваториальных районах $-54\text{ }^{\circ}\text{C}$. Обращает на себя внимание форма изотерм, практически параллельных кругам широты. Это означает, что в летней стратосфере господствуют условия лучистого равновесия, когда температура воздуха определяется исключительно радиационным балансом. Иные при токи тепла, например, конвективный снизу, полностью отсутствуют.

1.3. Температурный режим тропосферы

Как было показано выше, до поверхности земли доходит 51 % радиации от астрономической солнечной постоянной. Превращение лучистой энергии в тепловую происходит путем поглощения радиации подстилающей поверхностью и последующей передачи тепла

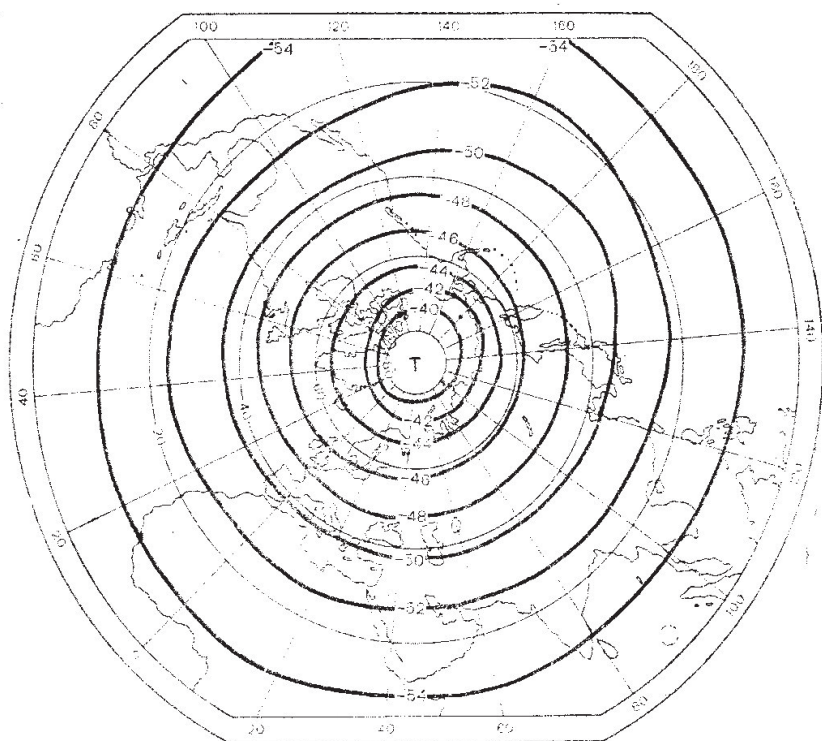


Рис. 1.6. Температура воздуха
на изобарической поверхности 10 гПа (31 км) в июле

тропосфере в виде длинноволнового излучения, конвекции (явное тепло) и фазовых переходов испаряющейся с подстилающей поверхности воды (скрытое тепло).

Длинноволновое излучение поверхности земли, взаимодействуя с длинноволновым противоизлучением атмосферы при участии главных парниковых газов (H_2O и CO_2) обуславливает климатическое падение температуры воздуха с высотой с градиентом 6 градусов на километр (вертикальную структуру). Эта фундаментальная особенность тропосферы позволяет усваиваться в ней и скрытому теплу (охлаждение влаги при подъеме и ее конденсация) и явному (прямое нагревание вышележащих холодных слоев воздуха в процессе конвекции).

Скрытое и явное тепло формирует горизонтальную структуру глобального поля температуры тропосферы. В процессе их

усвоения тропосферой колоссальную роль играет неоднородность подстилающей поверхности в виде чередующихся океанов и континентов (особенно в Северном полушарии). Дело в том, что поверхность суши слабо аккумулирует солнечное тепло из-за малой теплоёмкости и теплопроводности почвы, а возможности океана в этом плане практически неограничены. Низкое альbedo воды (2–4 %, при вертикальном поступлении радиации), постоянное ветровое и конвективное перемешивание вод океана приводят к тому, что практически всё солнечное тепло, поступающее на его поверхность, проникает на глубину и там аккумулируется. Глубина слоя усвоения солнечной радиации океаном изменяется от 50 м на севере до 300 м в тропиках. Это так называемый деятельный слой. Вследствие большой теплоёмкости воды, теплозапасы деятельного слоя океана настолько велики, что сравнивать их с теплозапасами почвы не имеет смысла. Конечно, температура подстилающей поверхности на континентах играет определённую роль в формировании локальных атмосферных процессов, таких, например, как летнее блокирование и засухи, формирование зимних антициклонов, но в глобальном масштабе океаны, безусловно, являются основными источниками тепла для тропосферы.

Рассмотрим теперь физические процессы переноса тепла из океана в атмосферу. Первым из них является турбулентный поток тепла P , возникающий под влиянием разности температур поверхности воды и прилегающего слоя воздуха ($t_w - t_a$):

$$P = \rho_a c_p K_\theta (t_w - t_a) U, \quad (1.1)$$

где ρ_a и c_p – плотность и теплоёмкость воздуха, K_θ – коэффициент турбулентной теплопередачи, U – скорость ветра, которая повышает интенсивность турбулентных движений, и, следовательно, скорость переноса тепла по вертикали. Этот поток тепла называется *явным*, т. к. сразу повышает температуру воздуха. В среднем за год по земному шару явный теплоток положителен. Он становится отрицательным только в средних широтах в июле–августе, когда континенты более прогреты, чем океаны.

Второй вид потока тепла из океана связан с испарением океанической влаги и последующей её конденсацией в атмосфере (образованием облаков или тумана). При испарении с поверхности в воды влага забирает определенное количество тепла из деятельного слоя океана, а передается это тепло воздуху только при образовании из пара капель воды. Это так называемый *скрытый* теплообмен, т. к.

до момента конденсации водяного пара атмосфера не может получить тепла испарения.

Количество испарившейся влаги (водяного пара) определяется разностью между парциальным давлением водяного пара непосредственно у самой поверхности воды и на некоторой высоте в воздухе ($e_w - e_a$):

$$E = \frac{0,622}{p_0 \rho_a K_e (e_w - e_a) U}, \quad (1.2)$$

где E – количество испарившейся влаги, p_0 – давление на уровне моря, K_e – коэффициент турбулентного массообмена. При конденсации водяного пара в воздух поступает количество тепла, равное LE , где L – удельная теплота парообразования.

По данным табл. 1.2 можно судить о соотношении P и LE по зонам земного шара. Видно, что скрытый теплообмен LE намного превышает явный P практически во всех широтных зонах. Начиная с зоны 40–30° с.ш. (а это более половины полушария) скрытый поток тепла практически полностью определяет суммарную теплоотдачу океана. Таким образом, тепловые запасы тропосферы есть результат непрерывного поступления в неё океанической влаги.

Табл. 1.2. Средние широтные значения явного P и скрытого LE потоков тепла с поверхности океана в атмосферу в Северном полушарии 108 Дж/(м² год)

Широтная зона, °с.ш.	P	LE	$LE/(P + LE)$
70–60	9,2	13,0	0,58
60–50	8,0	19,7	0,71
50–40	6,7	28,2	0,81
40–30	5,9	40,4	0,87
30–20	2,9	45,8	0,94
20–10	2,9	49,1	0,94
10–0	2,9	43,6	0,94

В соответствии с отмеченными выше закономерностями теплообмена между океаном и атмосферой формируется и температурное поле тропосферы. Это особенно убедительно выражено в холодное время года (рис. 1.7). Сохраняя, в целом, зональную структуру (падение температуры от экватора к полюсу), изотермы огибают огромные гребни тепла над океанами. Такая структура поля температуры сохраняется почти до тропопаузы, вот насколько велико влияние океанов на теплосодержание тропосферы.

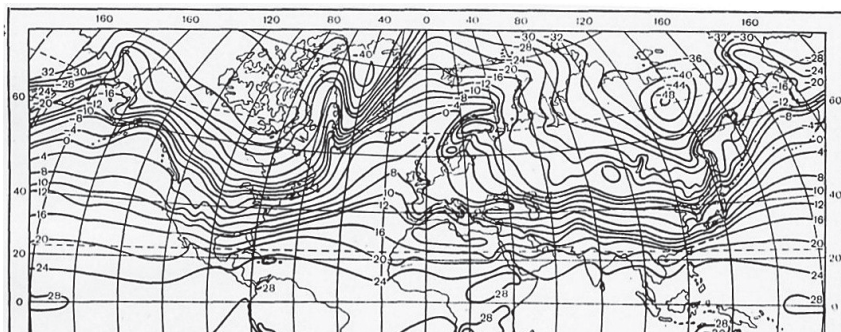


Рис. 1.7. Температура воздуха в Северном полушарии на уровне моря в январе

В теплую часть года (июнь–август) изотермы в средних широтах становятся более зональными, гребни тепла над океанами исчезают в связи с уравниванием температур океанов и континентов. В тропиках зональная структура поля температуры сохраняется в течение круглого года. Именно там механизм превращения океанической влаги в теплосодержание атмосферы действует непрерывно. Это глобальная «печка» тропосферы.

Глава 2. Циркуляция в стратосфере

2.1. Зимний режим циркуляции

Как было показано выше (рис. 1.5), в зимней стратосфере формируется обширный очаг холода в приполярных широтах за счет того, что в период полярной ночи поглощение УФР радиации озоном – главным источником тепла для стратосферы – здесь отсутствует. В тропических и экваториальных районах, напротив, отмечается глобальный очаг относительного тепла. В соответствии с глобальным распределением температуры формируется и поле давления: низкое давление в полярных районах, высокое – в тропических. Это так называемый циркумполярный циклон (рис. 2.1).

Циркуляция воздушных масс в зимней стратосфере формируется в соответствии с геострофическим законом (рис. 2.2). Поскольку барическая ступень в холодном воздухе меньше, чем в теплом, образуется наклон изобарических поверхностей от экватора к

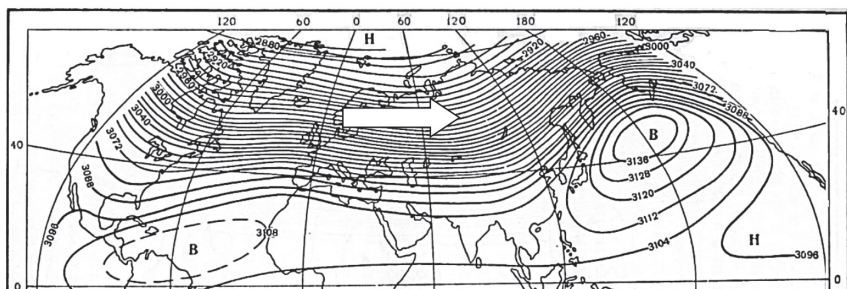


Рис. 2.1. Давление и циркуляция воздуха в зимней стратосфере (поверхность 10 гПа, 31 км). Линии – изогипсы, стрелка – вектор ветра

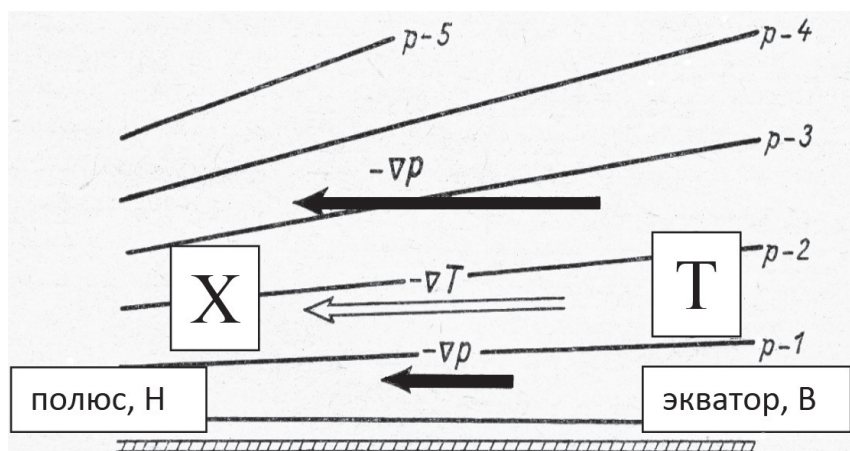


Рис. 2.2. Направления градиентов температуры и давления в зимней стратосфере: p – давление, t – температура, T – тепло, X – холод, H и B – низкое и высокое давление)

полюсу. Это приводит к возникновению температурного и барического градиентов, направленных по горизонтали от экватора к полюсу (рис. 2.2).

Под влиянием силы барического градиента F_p воздух начинает смещаться к полюсу, но возникающая при этом сила Кориолиса F_a отклоняет его движение вправо, пока не будет достигнуто равновесие сил ($F_p = F_a$). При этом возникает перенос воздушных масс (ветер), строго параллельный изобарам (низкое давление у него слева, высокое – справа). Процесс установления геострофического ветра приведен на рис. 2.3.



Рис. 2.3. Формирование западно-восточного переноса в зимней стратосфере:
 U – вектор ветра, F_p – сила градиента давления, F_a – сила Кориолиса

В результате в зимней стратосфере устанавливается глобальный геострофический западно-восточный перенос (рис. 2.1), характерный вообще для зимней циркуляции, в том числе и в тропосфере.

Кстати, почему ветер, находящийся под воздействием ранее упомянутых двух сил, называется геострофическим? Когда на основании синоптических карт был установлен западно-восточный перенос, оказалось, что он подобен извивающейся змее (волны Россби–Блиновой), опоясывающей земной шар. Поэтому и назвали его по-гречески: строфа – кольцо змеи, гео – окружающее Землю.

Однако не всегда режим циркуляции в зимней стратосфере остается зональным, как на рис. 2.1. В течение зимы бывают от одного до нескольких периодов, когда циркуляция испытывает резкие меридиональные преобразования. В эти периоды циркумполярный циклон разделяется на два центра, которые оттесняются к югу выходящими к полюсу антициклонами. Типичная картина перестройки полей давления и температуры при таком процессе показана на рис. 2.4.

Адвекция тепла по западным перифериям антициклонов поднимает температуру в приполярных районах на несколько десятков градусов. В приведенном примере температура на полюсе достигает $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$, тогда как при зональной циркуляции она в среднем климатическом равна $-74\text{ }^{\circ}\text{C}$ (рис. 2.1). Именно поэтому данное

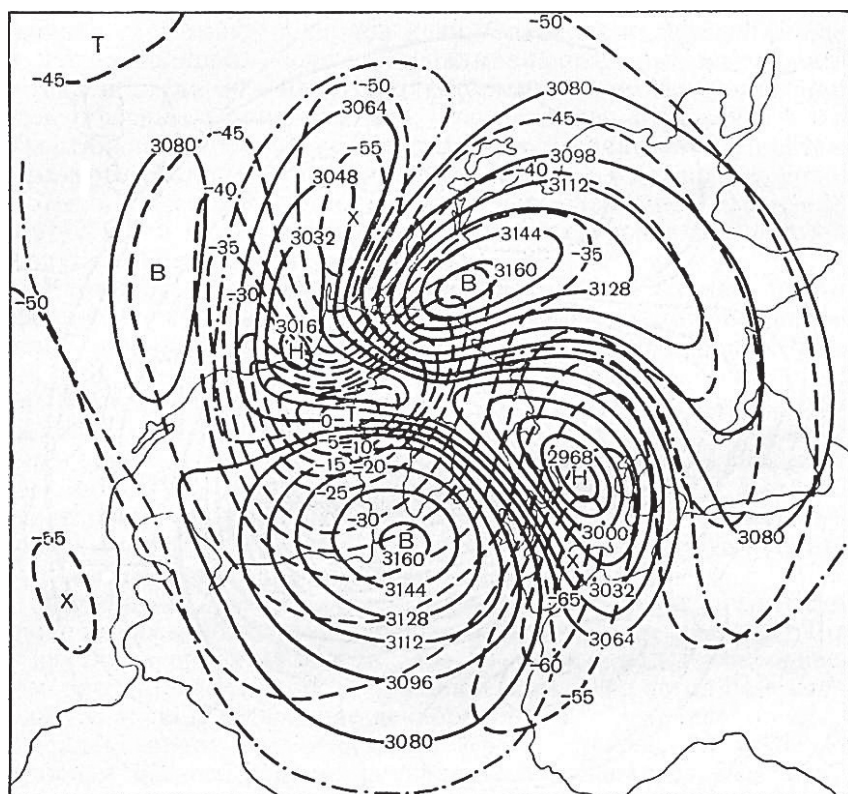


Рис. 2.4. Трансформация поля давления и температуры в период внезапных стратосферных потеплений в зимней стратосфере

явление было названо внезапным стратосферным потеплением (ВСП). А внезапным – потому, что предвестников перестройки полей давления и температуры первоначально найдено не было, да и совершается она практически мгновенно, за 1–2 суток.

На рис. 2.5, составленном на основании данных нескольких ВСП, приведенных к одному сроку максимального их развития, видно, что с 1 до 26 января в стратомезосфере сохраняется обычный режим зимней циркуляции, а именно, западный ветер и практически неизменная температура. Изменения происходят действительно внезапно: 27 февраля ветер на $62,5^{\circ}$ с.ш. вдруг становится восточным (влияние выходящих на север антициклонов), а температура к 30 февраля повышается на полюсе ($87,5^{\circ}$ с.ш.) на 50°C .

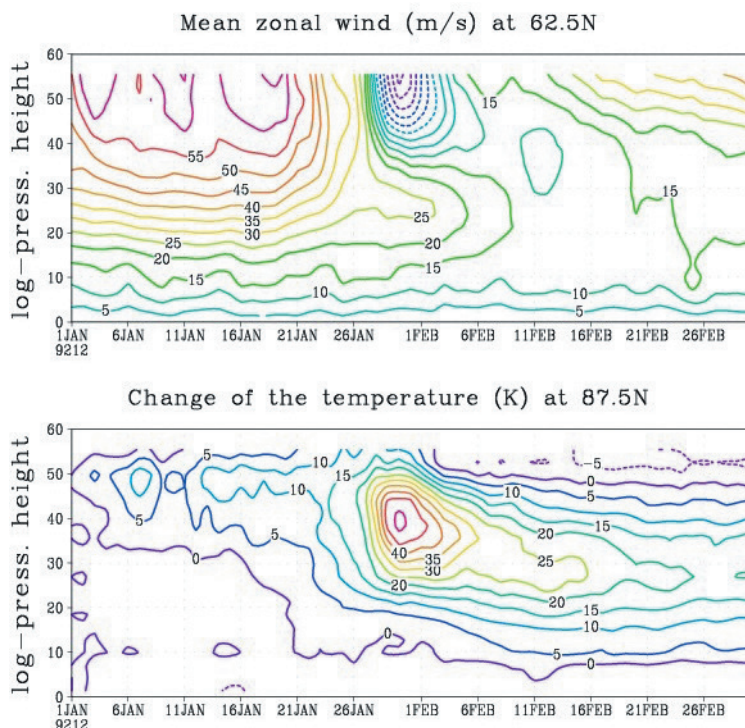


Рис. 2.5. Вертикальные временные разрезы зонального ветра (а) и изменений температуры (б) в слое 20–60 км при внезапном стратосферном потеплении. Средние величины по данным нескольких ВСП

Явление ВСП может произойти в любой месяц зимы и длиться от недели до месяца. Так, в 1958–2013 гг. явление ВСП отмечалось 55 раз, при этом особой привязанности их по датам замечено не было, разве что несколько повышенная повторяемость наблюдалась в 1 и 3 декадах января и в 3 декаде февраля. В конце ВСП восстанавливается нормальная зимняя циркуляция.

Причины ВСП до конца не ясны. Часть исследователей относит их возникновение за счет влияния вертикального распространения длинных волн из тропосферы (нижнее влияние), другие ученые считают, что это результат динамических процессов в самой мезосфере (верхнее влияние). Но как бы там ни было – это выдающийся процесс стратосферной циркуляции, и далее будет показано, что он отражается на тропосферных процессах и на погоде.

2.2. Летний режим циркуляции

Летом, как показано в главе 1, температурный и барический глобальные градиенты меняют знак на обратный: относительное тепло и высокое давление на полюсе, относительный холод и низкое давление у экватора. Соответственно, над всем летним полушарием устанавливается восточно-западный перенос (рис. 2.6).

Обращает на себя внимание идеальная параллельность изогипс AT_{10} кругам широты, что свидетельствует о состоянии лучшего равновесия (см. главу 1), при котором развивается циркуляция в летней стратосфере. Такой характер изогипс может сформироваться только при полном отсутствии проникновения длинных волн из тропосферы в стратосферу. Следовательно, на границе раздела западных ветров тропосферы и летних восточных ветров стратосферы возникает задерживающий слой для крупномасштабного волнового обмена. Это важное обстоятельство, которое отражается на характере весенней погоды (раздел 2.4).

Таким образом, на высотах от 20 до 80 км режим циркуляции принципиально отличается от тропосферного: зимой такой же глобальный западно-восточный перенос, а летом – восточно-западный, чего в тропосфере никогда не бывает (рис. 2.7).

2.3. Сезонные перестройки стратосферной циркуляции

Перестройки с зимнего режима циркуляции в стратосфере на летний, и наоборот, происходят, соответственно, весной и осенью под влиянием изменений радиационных условий. Осенняя перестройка на зимний режим осуществляется ежегодно примерно в одинаковые сроки (конец августа – начало сентября). А вот сроки весенней перестройки испытывают сильные межгодовые изменения и могут колебаться от первой декады марта до второй декады мая (диапазон более двух месяцев).

Из данных рис. 2.8 следует, что гистограмма повторяемости дат весенней перестройки стратосферной циркуляции трехмодальная, т. е. с тремя максимумами. Это означает, что существуют *3 типа перестройки по времени*: ранние (20 марта – 1 апреля), средние (10–20 апреля) и поздние (1–10 мая). Существование

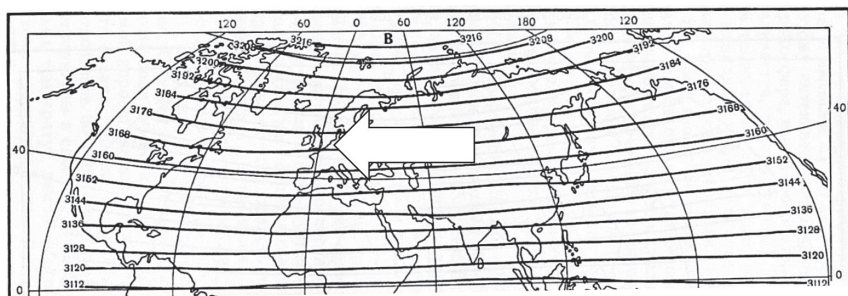


Рис. 2.6. Давление и циркуляция воздуха в летней стратосфере (поверхность 10 гПа, 31 км). Линии – изогипсы, стрелка – вектор ветра

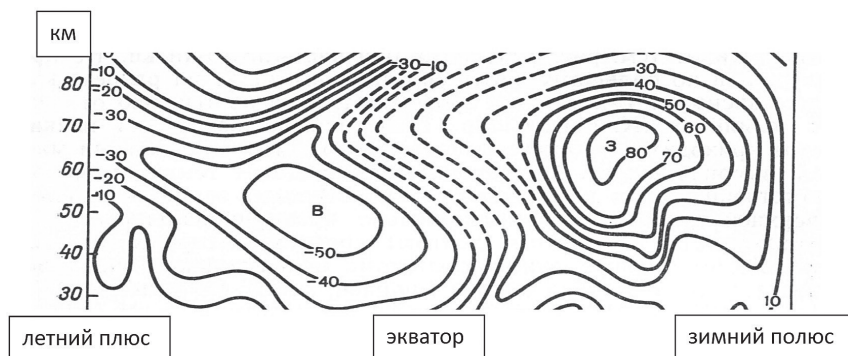


Рис. 2.7. Меридиональный разрез зонального ветра в стратомезосфере. Линии – изотахи в м/с, минус – восточные ветры В, плюс – западные ветры З. Отчетливо видна планетарная смена господствующей циркумполярной циркуляции воздуха от зимы к лету

разных типов перестройки означает, что при их осуществлении действуют разные физические причины весеннего прогрева полярной стратосферы.

Если прогрев полярной стратосферы происходит только радиационным путем (поглощение УФР озоном), то срок перестройки бывает поздним (начало мая) и осуществляется по схеме, представленной на рис. 2.8, которая рассчитана по модели «радиация–температура–давление».

Но в большинстве лет включается также и адвективный механизм прогрева полярной стратосферы, который ускоряет переход к летнему режиму циркуляции. В этих случаях весенние

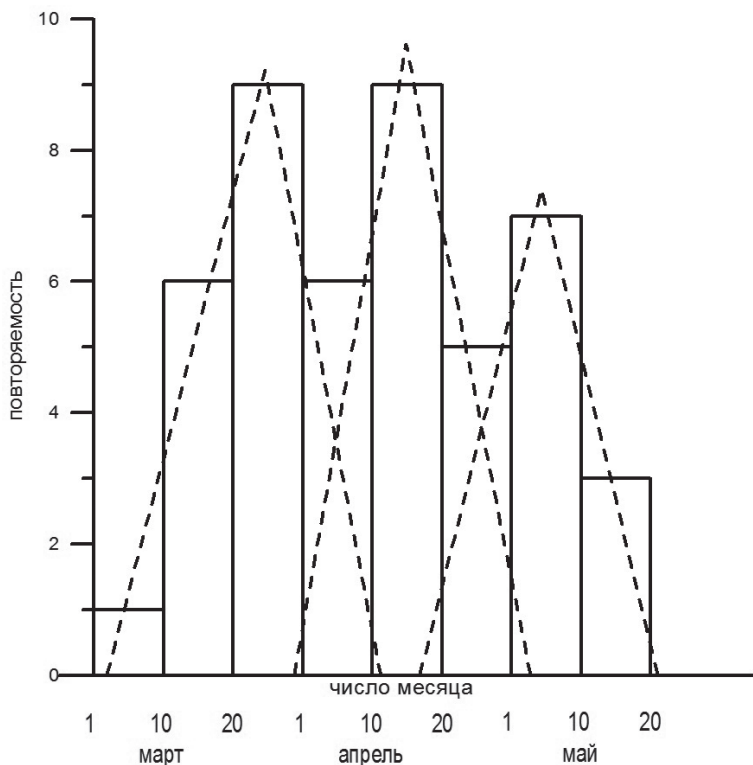


Рис. 2.8. Повторяемость (число случаев) дат весенней перестройки стратосферной циркуляции в марте–мае по данным 1958–2000 гг. (прерывистые линии – аппроксимация повторяемости нормальной кривой распределения)

перестройки бывают либо ранние по сроку (начало марта), либо средние (середина апреля) в зависимости от интенсивности адвекции тепла.

Интенсивность адвекции тепла на полюс можно охарактеризовать аномалиями межширотного воздухообмена (МВО) перед весенней перестройкой, в феврале, приведенными на рис. 2.10. Отчетливо видно, что при ранних перестройках МВО повышен, за счет чего и осуществляется аномально ранний прогрев полярной стратосферы. При средних по сроку перестройках МВО практически равен норме, а вот при поздних перестройках МВО аномально низкий, поэтому здесь действует только радиационный прогрев полярной стратосферы за счет поглощения озоном УФР.

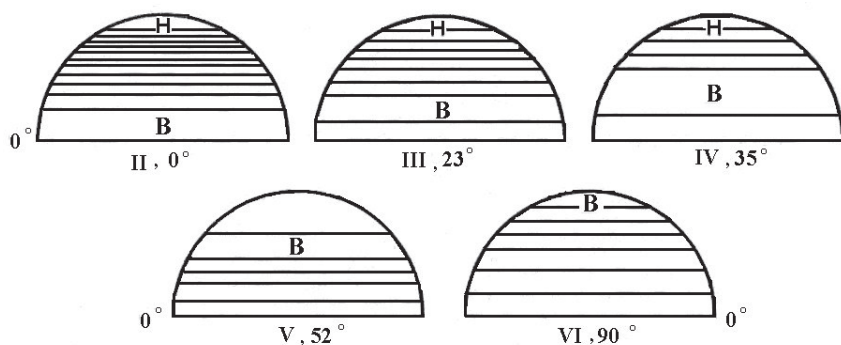


Рис. 2.9. Изменение планетарного поля давления (Н – низкое, В – высокое) в процессе весенней перестройки стратосферной циркуляции.

Римские цифры – месяц года, градусы – широта пояса высокого давления

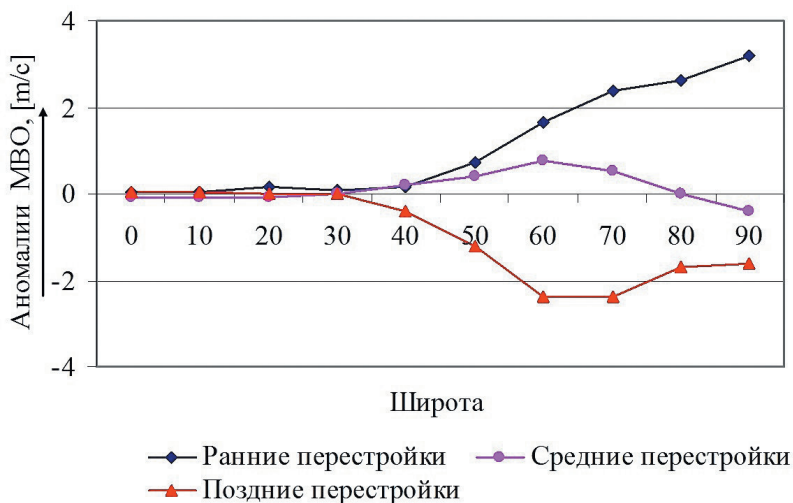


Рис. 2.10. Аномалии межширотного воздухообмена (МВО, 10 гПа) в феврале в годы разных типов весенних перестроек циркуляции (числа по оси абсцисс – географические широты)

2.4. Влияние стратосферных процессов на погоду

В стратосфере присутствуют два явления, которые в нижележащей тропосфере не встречаются. Это сезонные перестройки полей давления и ветра (так называемый стратосферный муссон), а также внезапные стратосферные потепления (ВСП) зимой. Каждое из них сопровождается выходом антициклона на полюс. Весной этот выход означает окончательный переход к летнему режиму циркуляции, продолжающемуся до сентября. В периоды ВСП стратосферные антициклоны задерживаются над полюсом только на неделю-месяц, а затем восстанавливается нормальная зимняя циркуляция с циркумполярным циклоном.

Исследования показали, что эти стратосферные процессы определенным образом влияют на циркуляцию тропосферы и на погоду. Рассмотрим вначале влияние сроков весенней перестройки стратосферной циркуляции. Наибольший отклик тропосферы отмечается в годы ранних перестроек. В табл. 2.1 дана повторяемость типовых полей аномалии температуры воздуха по месяцам весны после ранних весенних перестроек циркуляции в стратосфере. Из данных табл. 2.1 следует, что в годы ранних весенних перестроек стратосферной циркуляции на ЕТР, в целом, преобладает теплая погода. В марте, мае и июне ее повторяемость в исследованных годах составила 71 %, а в апреле – 79 %.

Поздние перестройки стратосферной циркуляции (май) на характер весенней погоды влиять не могут, но во многом определяют погоду июня: в годы поздних перестроек в 79 % случаев в начале лета на ЕТР преобладает холодная погода. Учитывая невысокий средний процент оправдываемости долгосрочных прогнозов погоды (65 %), данная зависимость является одним из путей его повышения, по крайней мере, для весны и начала лета.

Обнаруженное влияние стратосферных процессов на погоду объясняется возникновением в период весенней перестройки стратосферной циркуляции слоя раздела между стратосферными восточными ветрами и тропосферными западными на уровне 20 км. Этот слой, как было отмечено выше, является задерживающим для проникновения длинных волн из тропосферы в стратосферу. Таким образом, после стратосферной перестройки в тропосфере изменяется характер длинных волн, и это отражается на погоде.

Таблица 2.1. Повторяемость типовых полей аномалии температуры воздуха на Европейской территории России (Т – тепло на ЕТР, Х – холодно на ЕТР) в годы ранних весенних перестроек стратосферной циркуляции

Годы ранних весенних перестроек стратосферной циркуляции	Характер основных полей аномалий температуры воздуха			
	март	апрель	май	июнь
1972	Т	Т	Т	Т
1975	Т	Т	Т	Т
1977	Т	Т	Т	Т
1978	Т	Х	Х	Х
1980	Х	Т	Х	Т
1983	Т	Т	Т	Х
1985	Т	Т	Т	Х
1986	Т	Т	Т	Т
1987	Х	Х	Т	Т
1991	Х	Т	Т	Т
1992	Т	Х	Х	Т
2005	Х	Т	Т	Х
2008	Т	Т	Х	Т
2010	Т	Т	Т	Т

Еще одним стратосферным предиктором погоды в высоких и средних широтах являются зимние внезапные стратосферные потепления (ВСП). Теоретическое моделирование взаимодействия стратосферы и тропосферы в периоды ВСП показало, что в ряде районов Северного полушария наблюдается нисходящий поток волновой энергии из стратосферы в тропосферу. Распространяясь затем по горизонтали в тропосфере, он способствует усиленному образованию приземных антициклонов.

На рис. 2.11 представлены результаты синоптической проверки теоретического моделирования. Подсчет повторяемости возникновения приземных антициклонов в течение 20 дней после максимума ВСП показал, что формируются 2 глобальные области, 2 кольца антициклогенеза: первая – в приполярных широтах, вторая – в умеренных широтах и субтропиках.

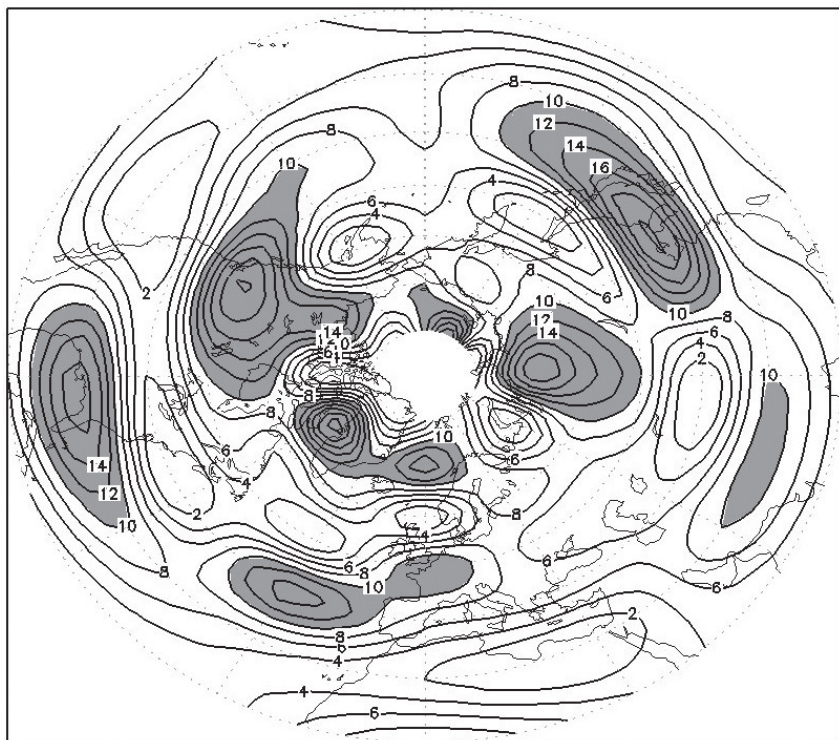


Рис. 2.11. Области приземного антициклогенеза
в период внезапных стратосферных потеплений
(число образовавшихся антициклонов за 13 случаев ВСП с 1992 по 2013 г.)

Объяснить такую структуру поля повторяемости антициклонов можно следующим образом. Первоначально антициклоны образуются в приполярных районах, на некоторое время задерживаются там, а затем быстро уходят на юг, где сохраняются достаточно длительное время. Пример такого процесса приведен на рис. 2.12.

Вторжение арктических антициклонов в умеренные широты всегда сопровождаются сильными похолоданиями. При осуществлении ВСП эти похолодания можно предвидеть с заблаговременностью до 10–12 суток от начала ВСП, а это характерный временной масштаб среднесрочных прогнозов погоды, которые пока находятся за пределами успешной предсказуемости синоптических процессов.

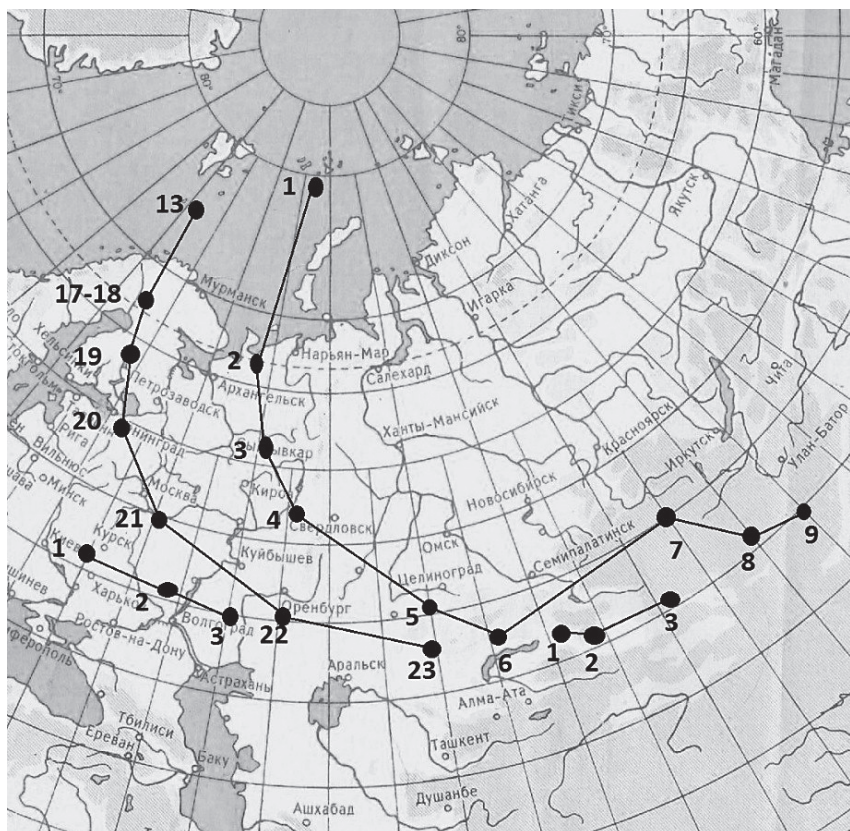


Рис. 2.12. Траектории приземных арктических антициклонов в период ВСП 1–23 января 2014 г. Точки – центры антициклонов, цифры – числа месяца

Глава 3. Циркуляция в тропосфере

В тропосфере, в отличие от стратосферы, глобальные температурный и барический градиенты в течение всего года направлены от экватора к полюсу. Соответственно, круглый год наблюдается геострофический западно-восточный перенос. Наиболее сильный он в холодном полугодии, а летом ослабляется по скорости примерно в 2 раза. Выдающейся особенностью тропосферной циркуляции является значительная меридиональная составляющая воздушных потоков. Она возникает под влиянием нескольких факторов:

влияние на западно-восточный перенос чередующихся океанов и континентов (климат), влияние теплового состояния океана (межгодовая изменчивость) и гидродинамическая неустойчивость зонального потока (масштаб – несколько суток). Эти факторы порождают формирование длинных волн в западно-восточном переносе и обусловленный ими перенос воздушных масс по меридиану юг–север. Поэтому целесообразно рассматривать отдельно закономерности зональной и меридиональной тропосферной циркуляции.

3.1. Зональная циркуляция

Зональная циркуляция в свободной тропосфере представляет собой непрерывный западно-восточный перенос воздушных масс, выглядящий как «река», огибающая земной шар. В Южном полушарии зональность циркуляции практически идеальна, т. к. там мало материков. В Северном полушарии чередование океанов и континентов на пути западно-восточного переноса искажает его движение, придавая значительную меридиональную составляющую над океанами (рис. 3.1).

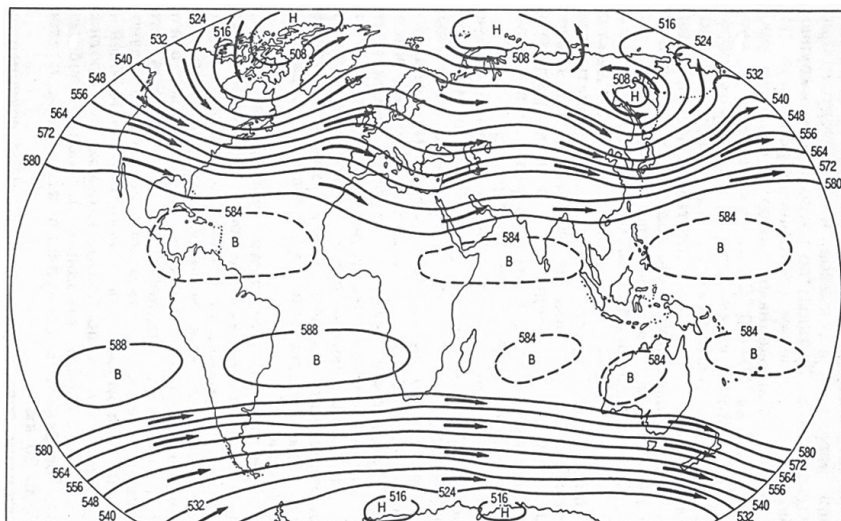


Рис. 3.1. Поле H_{500} и воздушные потоки на поверхности 500 гПа (5,5 км). Иллюстрация господства западно-восточного переноса в свободной тропосфере обоих полушарий Земли. Отчетливо видны длинные волны в Северном полушарии как результат чередования океанов и континентов (климат)

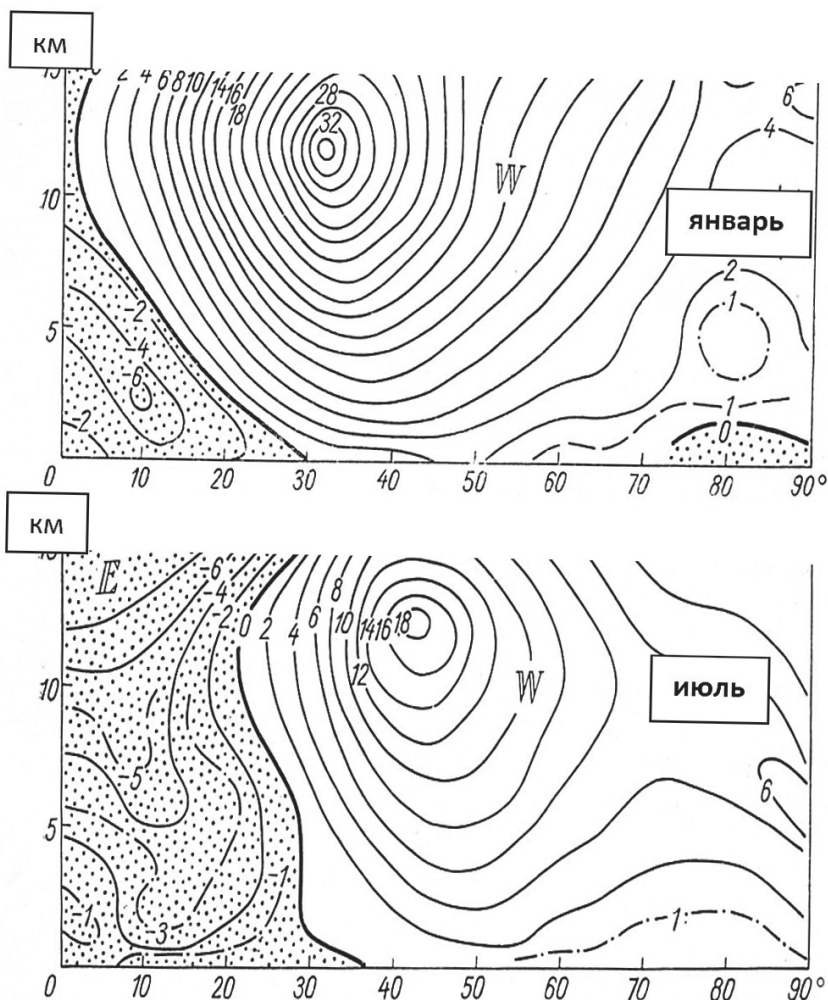


Рис. 3.2. Меридиональные разрезы зональной составляющей скорости ветра в Северном полушарии (м/с) зимой и летом:
W – западные ветры, E – восточные

Вертикальная структура зональной циркуляции в холодном и теплом полугодиях представлена в виде меридионального разреза скорости ветра на рис. 3.2.

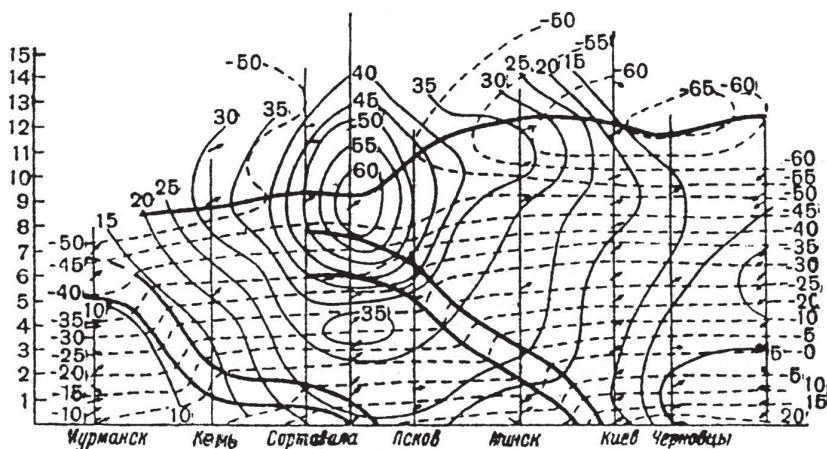
Видно абсолютное господство западно-восточного переноса (W) зимой и летом. Восточные ветры в январе занимают совсем

небольшую область полушария и развиты, в основном, ниже 5 км. Это зимние пассаты. Летом их зона действия расширяется до 30° с.ш. в связи с активизацией азорского и гавайского антициклонов (см. раздел 3.3). Выше 10–12 км они смыкаются со стратосферными восточными ветрами летней стратосферы.

Максимум западных ветров называется субтропическим струйным течением, которое к лету несколько ослабевает и смещается к северу. Еще севернее формируются струйные течения умеренных широт. Однако на рис. 3.2 они не отражаются из-за большой изменчивости положения.

Струйные течения умеренных широт всегда связаны с атмосферными фронтами и обязаны им своим происхождением. Дело в том, что в зоне атмосферного фронта температурный градиент между воздушными массами, которые разделяет фронт, уменьшается с высотой до нуля под тропопаузой. А вот барический градиент увеличивается с высотой до максимума также под тропопаузой. Поэтому именно здесь и возникает фронтальное струйное течение. Иллюстрацией этого факта является меридиональный разрез атмосферы на рис. 3.3.

На разрезе представлены два атмосферных фронта: арктический слева и полярный справа. В зонах фронтов хорошо видны скачки температуры между холодным и теплым воздухом, которые,



Вертикальный разрез атмосферы вдоль 30° в.д.

Рис. 3.3. Струйное течение на фронте. Сплошные линии – изотакхи (м/с), пунктирные линии – изотермы (°C), наклонные линии – фронтальные разделы

однако, уменьшаются с высотой, и на уровне тропопаузы температурные контрасты между теплой и холодной воздушными массами исчезают. Барические градиенты, напротив, возрастают с высотой.

Таким образом, в тропосфере существуют два вида струйных течений, являющихся областями максимальной выраженности глобального западно-восточного переноса: субтропическое и полярно-фронтальное. Их климатическое положение дано на рис. 3.4. Если положение субтропического струйного течения обозначено одной линией, то положение полярно-фронтального – целой областью между 40° и 60° с.ш. Это свидетельствует о большой пространственной устойчивости субтропического течения и, напротив, о сильной изменчивости положения полярно-фронтального струйного течения. Последнее связано с развитием перемещающихся в пространстве длинных волн и циклонов умеренных широт, а вместе с ними – и фронтов.

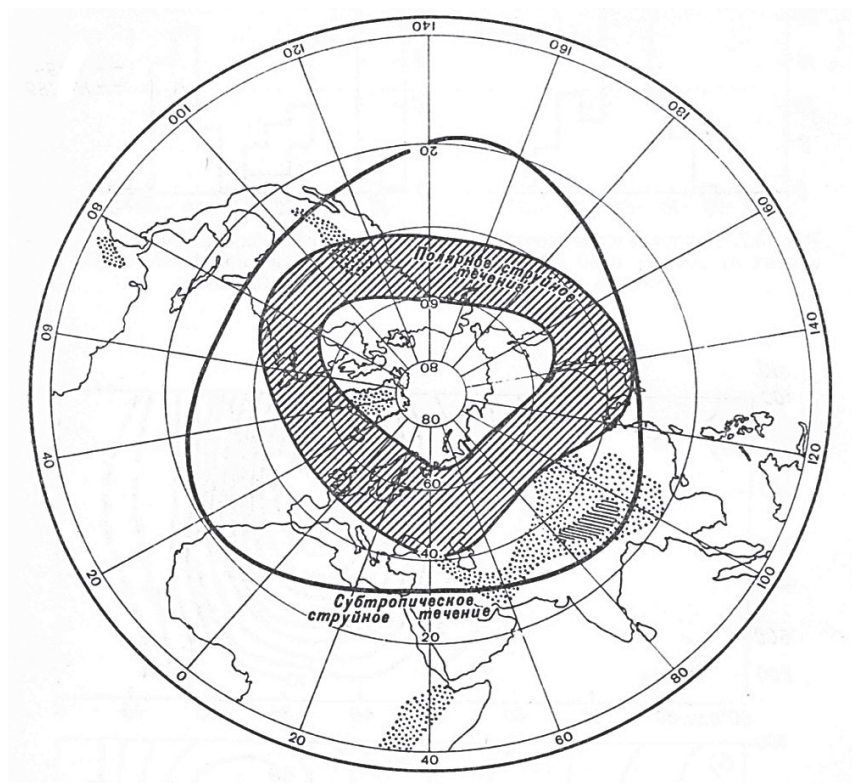


Рис. 3.4. Струйные течения тропосферы

Получить представление о частоте меридиональных преобразований западно-восточного переноса в умеренных широтах можно, анализируя повторяемость форм атмосферной циркуляции. По классификации Вангенгейма–Гирса существуют *3 главных формы циркуляции* в пределах западно-восточного переноса: зональная (W), восточная (E) и меридиональная (C). Они представлены на рис. 3.5.

В европейской части Северного полушария зональная форма циркуляции W представлена длинными волнами малой амплитуды и обуславливает перенос атлантического воздуха на континент и зимой и летом. В результате зима в Европе при форме W бывает аномально теплой, а лето – относительно холодным.

Форма циркуляции E характеризуется развитым гребнем давления над центральной и восточной Европой. Преобладание формы E приводит к дождливой, но теплой погоде в Западной Европе и к экстремальным условиям погоды на востоке гребня: сильные холода зимой и большая вероятность засух летом.

Форма циркуляции C отмечается глубокой ложбиной давления над большей частью Европы, что дает значительное количество осадков в зоне ложбины, похолодание в Западной Европе и относительно теплую погоду в Восточной Европе.

По данным табл. 3.1 оказывается, в среднем за год зональная форма циркуляции W, собственно, и представляющая собой чистый западно-восточный перенос, занимает всего 34 % времени. В остальные 66 % времени атмосфера бывает возмущена меридиональными процессами, преобладанием форм циркуляции E и C. Именно за счет этого мы и наблюдаем часто и резко меняющуюся погоду в умеренных широтах.

Табл. 3.1. Повторяемость форм атмосферной циркуляции в пределах западно-восточного переноса (процент времени, занятый формами циркуляции)

Формы циркуляции	Холодный период	Теплый период	Год в целом
Зональная W	36	32	34
Восточная E	46	36	41
Смешанная C	18	32	25

Меридиональные формы циркуляции порождают межширотный обмен воздушными массами.

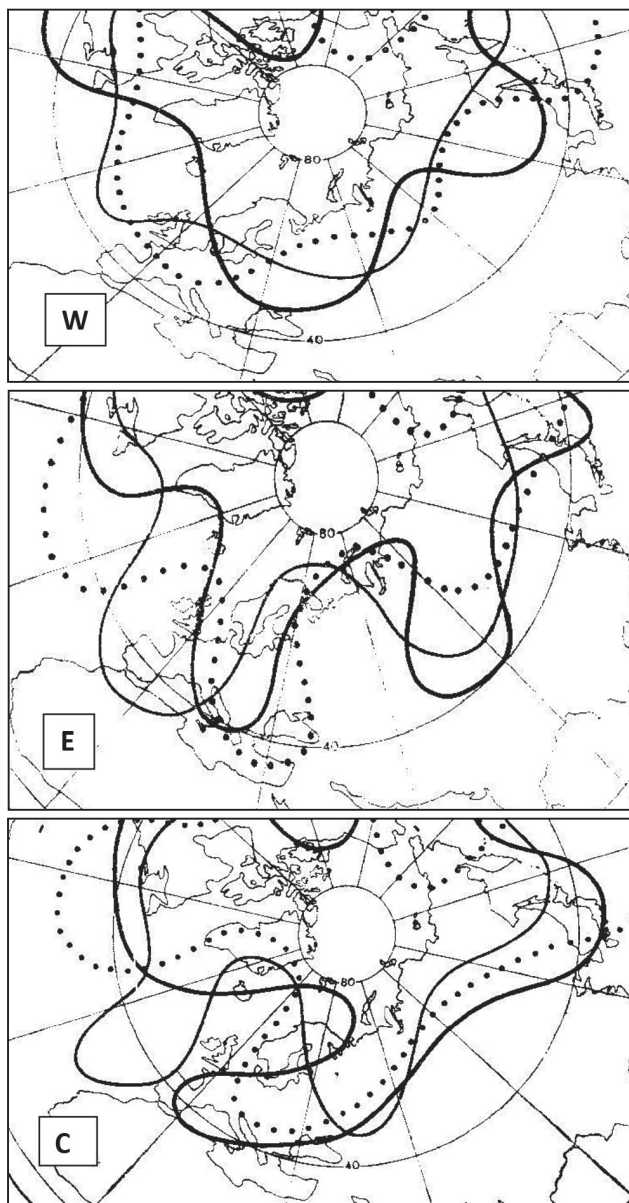
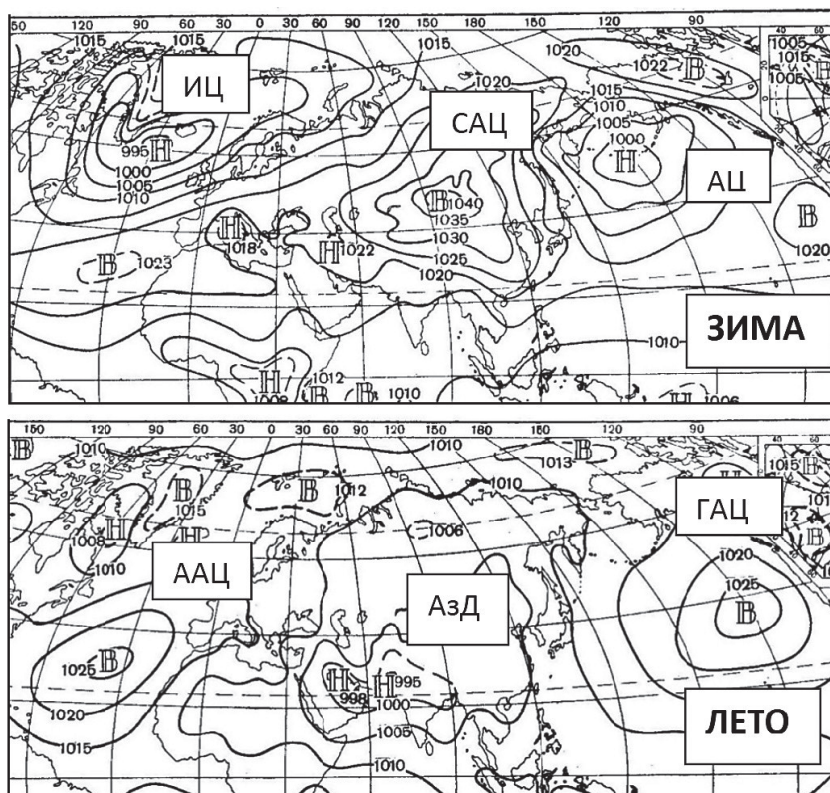


Рис. 3.5. Положение высотной фронтальной зоны (изогипсы H_{500}) при формах циркуляции в зависимости от циркуляции в западном полушарии

3.2. Меридиональная циркуляция

Зональная циркуляция в тропосфере неоднородна по высоте: выше 5 км она действительно представлена западно-восточным переносом, осложненным длинными волнами, а ниже 5 км длинным волнам соответствуют уже замкнутые циркуляции – циклоны и антициклоны. При этом в нижней тропосфере существуют области преобладания квазистационарных барических центров, так называемых *центров действия*. Это области повышенной климатической повторяемости циклонов и антициклонов.

На рис. 3.6 видно, что зимой Северного полушария развиты две области циклогенеза – это исландский циклон над Северной



Атлантикой и алеутский – над севером Тихого океана. Появление их связано с тем, что зимой холодный воздух из Северной Америки и Азии поступает на относительно теплые воды Атлантического и Тихого океанов, соответственно, прогревается, и давление в нем падает.

Летом картина над океанами меняется: теплый воздух с континентов приходит на относительно холодную поверхность океанов, охлаждается, и давление в нем растет. Так появляются субтропические антициклоны: азорский над Атлантикой и гавайский над Тихим океаном. Зимние циклоны сохраняются, но в существенно ослабленном виде.

Сезонные изменения давления над материками обратны: зимой образуются холодные и низкие антициклоны (сибирский и канадский), а летом – обширные термические депрессии.

Общепринятая модель меридиональной циркуляции в тропосфере как раз связана с центрами действия и представляет собой 3 ячейки меридионального переноса воздуха (рис. 3.7).

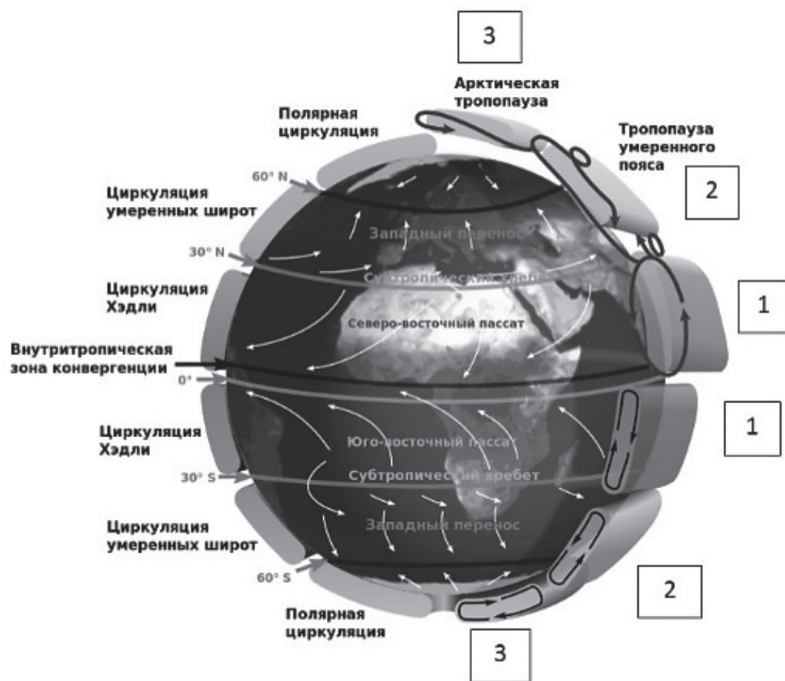


Рис. 3.7. Меридиональная циркуляция в тропосфере: 1 – тропическая ячейка (Хэдли), 2 – ячейка умеренных широт (Ферреля), 3 – полярная ячейка

Как видно на рис. 3.6, наличие центров действия в нижней половине тропосферы существенно усложняет здесь циркуляцию. Западно-восточный перенос, свойственный верхней части тропосферы. В нижних слоях ее сохраняется только в диапазоне широт 30–60°. Пояса субтропических антициклонов в обоих полушариях порождают, наоборот, восточные ветры на их экваториальных перифериях. Это знаменитые пассаты, занимающие половину площади земного шара. Сходимость (конвергенция) пассатов Северного и Южного полушарий в районе экватора приводит к образованию внутритропической зоны конвергенции (ВЗК), в которой происходят важные процессы обмена теплом между океаном и атмосферой (см. главу 4). В полярных областях появляется циркуляция, связанная с арктическим и антарктическим холодными антициклонами.

Между полярной, умеренной и тропической циркуляционными зонами происходит меридиональный обмен воздухом в виде трех замкнутых ячеек. Каждая из них имеет восходящую, нисходящую ветви и протяженные отрезки собственно меридионального переноса. Рассмотрим подробно каждую из трех ячеек.

Наиболее мощная и устойчивая во времени и пространстве – это тропическая ячейка. Еще в первой половине XVIII в. английский астроном Джон Хэдли (Гадлей, в прежней русской транскрипции), пытаясь объяснить происхождение пассатов, выдвинул предположение о существовании тропической ячейки меридиональной циркуляции. Время блестяще подтвердило догадку Хэдли, и теперь эта ячейка носит его имя. В ней осуществляется подъем воздуха на экваторе (в ВЗК) и опускание его в области субтропических антициклонов. Нижняя часть ячейки – это пассаты, дующие в целом с севера на юг, верхний перенос с юга на север называется антипассатом. В термодинамическом смысле ячейка Хэдли является прямой, т. к. подъем воздуха происходит в теплой ее части, а опускание – в относительно холодной.

Следующая ячейка меридиональной циркуляции (Ферреля) соответствует зоне западно-восточного переноса и является в термодинамическом смысле обратной, т. к. подъем воздуха происходит в ее холодной части, на севере, а опускание – в теплой части, на юге. Для функционирования ячейки, действующей против глобального градиента температуры, необходима вынуждающая сила. Такой силой является динамический подъем воздуха в циклонах умеренных широт. Поскольку внетропические циклоны постоянно меняют свое местоположение в результате меридиональных перестроек

барического поля, ячейка Ферреля не столь устойчива в пространстве как тропическая ячейка. Тем не менее, ее существование несомненно, т. к. циклоническая деятельность в умеренных широтах происходит в течение всего года.

Еще менее устойчива полярная ячейка Северного полушария, хотя термодинамически она является прямой. Дело в том, что инициирующий ее холодный полярный антициклон существует на полюсе не всегда. До 1940-х годов считалось, что он есть неперменный атрибут полярной циркуляции, но в 1937 г. полярники первой дрейфующей на льдах Северного ледовитого океана станции Северный Полюс-1 неоднократно отмечали прохождение через полюс внетропических циклонов. По-видимому, полярная ячейка возрождается всякий раз, как появляется хорошо развитый полярный антициклон. В этом случае именно она способствует вторжениям в умеренные широты арктических воздушных масс, приносящих сильные холода. Антарктическая полярная ячейка более устойчива, т. к. антарктический антициклон – постоянное барическое образование, циклоны никогда не проникают вглубь Антарктиды.

Роль меридионального обмена воздушными массами в формировании общей циркуляции атмосферы и полей метеорологических величин трудно переоценить. Меридиональный обмен существенно смягчает температурные контрасты на Земле. Так, если бы тропосфера находилась в состоянии лучистого равновесия (температура зависит только от радиационного баланса), то на экваторе отмечалось бы плюс 39 °С, а на полюсе минус 44 °С (разность 83 °С). В действительности температура на экваторе равна плюс 26 °С, а на полюсе – минус 22 °С (разность 48 °С). Таким образом, потоки тепла к северу и холода к югу в меридиональных ячейках циркуляции снижают глобальный температурный контраст почти в 2 раза.

3.3. Метеорологические процессы в ячейке Хэдли

Ячейка Хэдли интересна не только потому, что она самое большое и самое устойчивое в пространстве и во времени звено меридиональной циркуляции – в ней происходит важнейший для всей атмосферы Земли процесс превращения океанического тепла в теплосодержание атмосферы.

На рис. 3.8 показана принципиальная схема северной и южной ячеек Хэдли. В нижних их частях к экватору устремляются

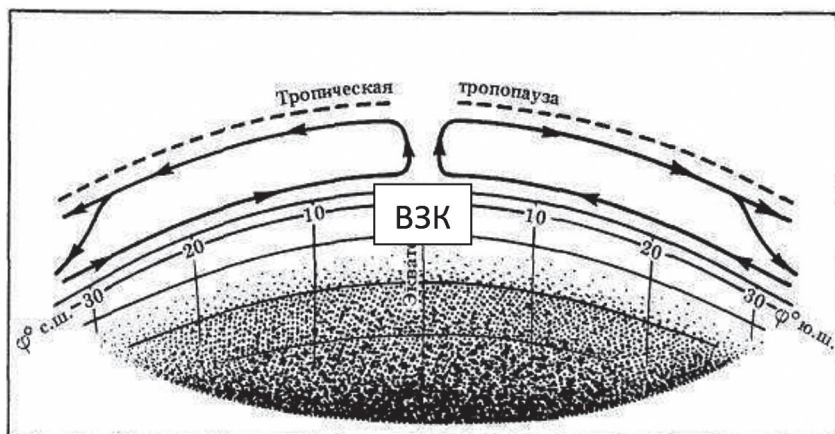


Рис. 3.8. Вертикальный разрез меридиональной циркуляции Хэдли

пассатные ветры обоих полушарий, которые, встречаясь, порождают мощную конвекцию. В нижних 2 км конвекция носит динамический характер за счет механической встречи воздушных потоков, а выше – атмосфера приобретает термодинамическую неустойчивость, благодаря которой сильные восходящие движения развиваются до самой тропической тропопавзы (18–20 км). Эта зона восходящих вертикальных движений, сопутствующих ей кучево-дождевых облаков и ливневых осадков называется внутритропической зоной конвергенции (ВЗК), т. е. областью сходимости пассатов Северного и Южного полушарий.

ВЗК в виде экваториальной ленты опоясывает весь земной шар. Ее выраженность в поле облаков, осадков и показателей конвергенции ветра зависит от географического района и сезона года. На рис. 3.9 показаны значения конвергенции ветра в июле. В Атлантике (справа) отмечается одна зона конвергенции К, т. е. структура ВЗК соответствует теоретической модели на рис. 3.8. В Тихом океане (центр) обнаруживаются 2 ВЗК (увеличенные значения К севернее и южнее экватора), а между ними лежит область дивергенции Д, соответствующая так называемым экваториальным западным ветрам, которые разделяют обе ВЗК. В Индийском океане (слева) 2 ВЗК сохраняются, но одна из них летом остается в южном полушарии, а другая уходит далеко на север, на п-ов Индостан, вплоть до Гималаев.

Превращение океанического тепла в теплосодержание атмосферы в ячейке Хэдли рассмотрим на примере северной части

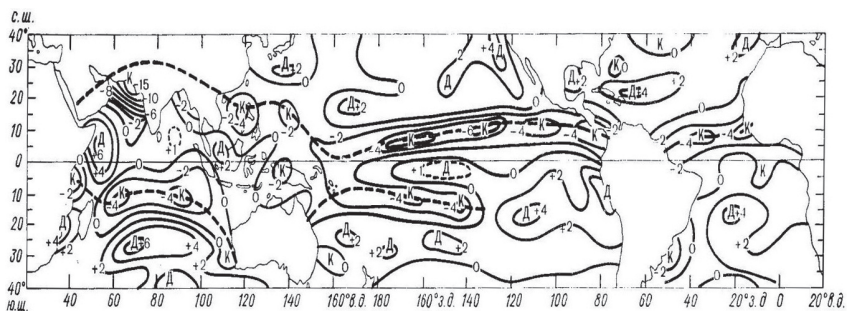


Рис. 3.9. Карта дивергенции средней горизонтальной скорости (10^4 с^{-1}) в июле: Д – положительная дивергенция, расходимость линий тока; К – отрицательная дивергенция, схождение линий тока; пунктирная кривая – положение ВЗК

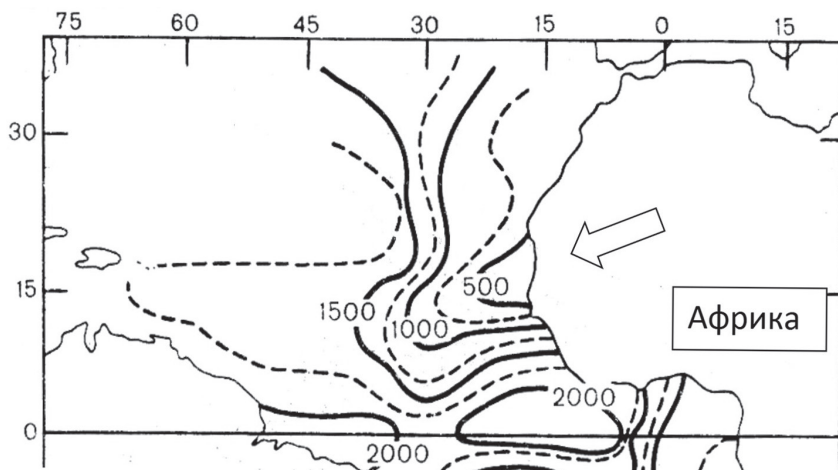


Рис. 3.10. Высота пассатной инверсии в тропических широтах Атлантического океана (м). Стрелка – вектор континентального сухого и жаркого потока воздуха

Атлантического океана (рис. 3.10). По восточной периферии азорского антициклона из пустынных районов Африки на океан поступают сухие воздушные массы с температурой $30\text{--}40^\circ\text{C}$.

Температура воды в месте их вторжения на океан – около $20\text{--}22^\circ\text{C}$ (холодное Канарское течение). Вследствие колоссальной разности температуры океана и континентального воздуха происходит бурное испарение влаги с поверхности океана и одновременно образование низкой инверсии в пассатах. Инверсия препятствует

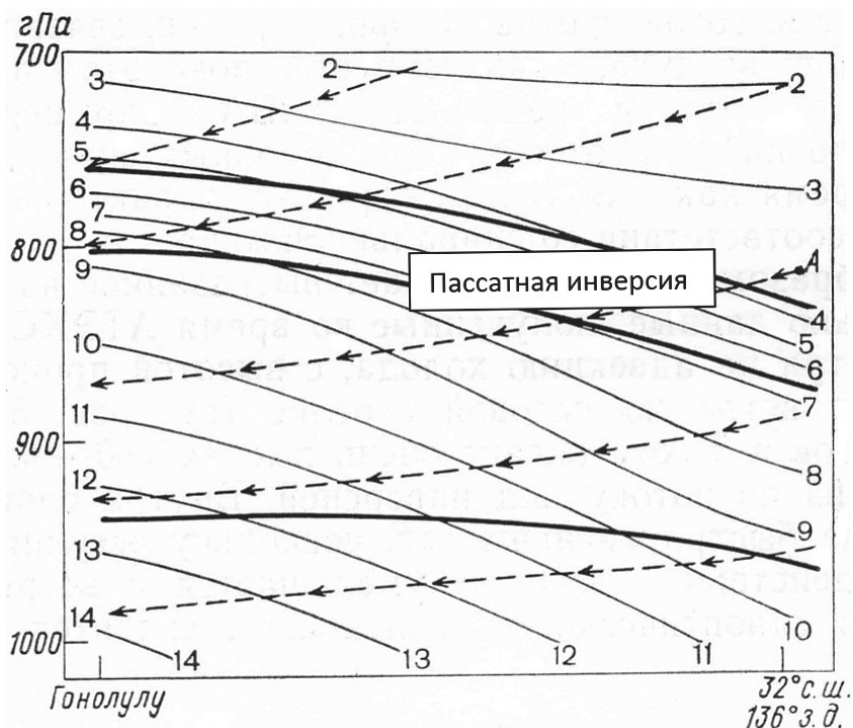


Рис. 3.11. Вертикальное распределение массовой доли водяного пара (г влаги на кг влажного воздуха) на середине пути пассатов Тихого океана к экватору и ВЗК

вертикальному обмену, и поэтому вся испарившаяся с океана влага остается ниже пассатной инверсии. На рис. 3.11 для пассатов Тихого океана видно, что под инверсией влагосодержание составляет 12–14 г/кг, а над инверсией – всего 2–4 г/кг.

По мере приближения пассатного потока к экватору высота пассатной инверсии растет и, наконец, в пределах ВЗК инверсия исчезает вообще. Тогда вся накопленная пассатами влага увлекается вертикальными движениями ВЗК вверх. Конденсация ее приводит к образованию мощных кучево-дождевых облаков и выделению тепла испарения в воздух. Далее выделившееся тепло распространяется на север меридиональной ячейкой циркуляции Хэдли и включается в западно-восточный перенос в теплых секторах циклонов умеренных широт. Вот так действует главный нагреватель тепловой машины под названием атмосфера.

Глава 4.

Синоптические регионы Земли

Глобальная зональная и меридиональная циркуляции атмосферы, взаимодействуя с подстилающей поверхностью (континенты и океаны), приводят в нижней половине тропосферы к формированию синоптических регионов. Это самостоятельные, достаточно обособленные области, в которых характер погоды практически полностью определяется действующими здесь локальными синоптическими процессами. Знание особенностей синоптических регионов позволит выбрать физически обоснованные методы прогноза погоды, наблюдающейся в них. Данная глава, по сути, является дальнейшим развитием главы 3.

Синоптические регионы являются частями синоптико-климатических зон. Эти зоны выделяются на основе единственной в мире синоптической классификации климата Б.П. Алисова. Основа этой классификации – положение на земном шаре воздушных масс и разделяющих их атмосферных фронтов. В Северном полушарии существуют всего *3 основных воздушных массы*, разделенных двумя климатическими фронтами: арктическая и умеренная (раздел – арктический фронт), умеренная и тропическая (раздел – полярный фронт). В экваториальных районах Земли существует еще один раздел между воздушными массами – это внутритропическая зона конвергенции (ВЗК). Такой она называется, когда разделяет воздушные массы океанических пассатов, которые по своим метеорологическим характеристикам очень похожи. Но если ВЗК выходит на континенты, то приобретает все черты настоящего фронта, т. к. на ней встречаются континентальный сухой и горячий воздух с морским прохладным и влажным воздухом. В этих условиях ВЗК можно назвать тропическим фронтом.

Синоптико-климатические зоны по Б.П. Алисову выделяются по положению на карте климатических фронтов и их сезонным смещениям. На рис. 4.1 показаны зимние и летние положения арктического фронта АФ, полярного ПФ и внутритропической зоны конвергенции ВЗК. Если рассматривать Северное полушарие, зимнее положение фронтов и ВЗК будет на чертеже южнее, а летнее – севернее. В результате сезонных изменений положения фронтов и ВЗК образуются 7 синоптико-климатических зон: 4 основных и 3 переходных.

В основных зонах, расположенных между летним и зимним положениями фронтов (например, умеренная зона – между зимним положением АФ и летним положением ПФ), в течение года всегда господствует воздушная масса одного происхождения (в данном случае умеренная). В переходных зонах преобладающие воздушные массы меняются от зимы к лету. Так, в субтропической зоне зимой преобладает умеренный воздух, а летом – тропический.

Итак, перечислим синоптико-климатические зоны. Основные: арктическая / антарктическая (7), умеренная (5), тропическая (3) и экваториальная (1). Переходные: субарктическая (6), субтропическая (4) и субэкваториальная (2). Далее мы рассмотрим наиболее выдающиеся синоптические процессы, объекты циркуляции и формируемую ими погоду выделенных синоптико-климатических зон Земли.

4.1. Экватор и тропики

4.1.1. Экваториальная циркуляция и погода

Внутритропическая зона конвергенции (ВЗК) испытывает сезонные изменения географического положения, связанные с годовым ходом солнечной инсоляции, перемещением ее максимума с юга на север и обратно. Эти сезонные смещения ВЗК представлены на рис. 4.2. Видно, что наименьшие сезонные смещения ВЗК испытывает в бассейне Амазонки (Южная Америка). В Западной Африке сезонные изменения уже сильнее, и наибольшее смещение от зимы к лету ВЗК испытывает в Восточной Африке и в Индии. Напомним, что в Индийском океане существуют две ВЗК, одна из них (северная) летом сильно уходит на север, а другая (южная) остается «на месте», в районе индонезийского архипелага.

Именно в тех районах, где сезонное смещение ВЗК незначительно, формируется классическая экваториальная погода, обязанная своим происхождением единственному циркуляционному объекту – ВЗК (см. рис. 4.1). Постоянное господство ВЗК, с обострением в ней процессов конвективного облакообразования днем, способствует выпадению сильных ливней в послеполуденное время (15–16 часов). Ночью в охлаждающейся влажной атмосфере образуются туманы, которые к 11 часам утра рассеиваются, оставляя, тем не менее, духоту на весь оставшийся день.

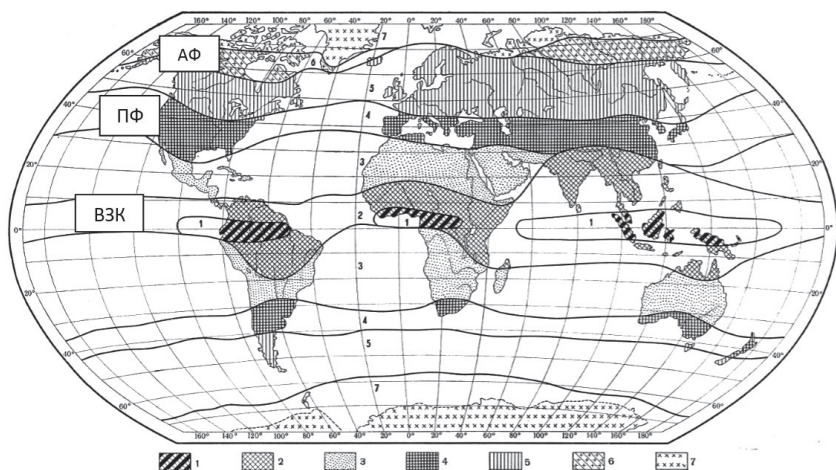


Рис. 4.1. Классификация климатов по Б.П. Алисову. Типы климатов: 1 – экваториальный, 2 – субэкваториальный (тропические муссоны), 3 – тропический, 4 – субтропический, 5 – умеренный, 6 – субполярный, 7 – арктический (антактический). АФ – арктический фронт, ПФ – полярный фронт, ВЗК – внутритропическая зона конвергенции



Рис. 4.2. Положение ВЗК зимой (январь) и летом (июль)

В годовом ходе экваториальный климат имеет два максимума количества осадков: весной и в начале лета, когда ВЗК смещается к северу, и меньший – осенью, когда наблюдается обратное ее смещение к югу. Типичный годовой ход количества осадков в экваториальной зоне представлен на рис. 4.3.

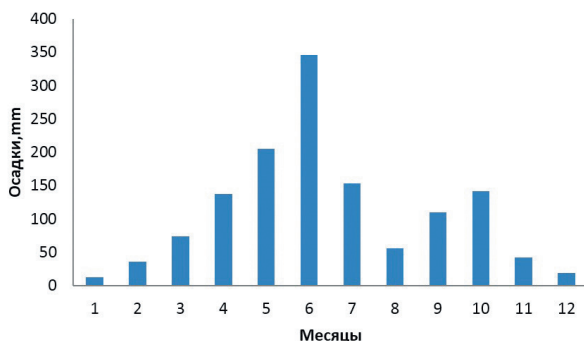


Рис. 4.3. Годовой ход среднего месячного количества осадков в экваториальной зоне (ст. Котону, Бенин, Западная Африка, 6.2° с.ш.)

4.1.2. Тропические муссоны

Наиболее выдающимся следствием сезонной миграции ВЗК являются тропические муссоны. Муссоном называется смена направления ветра не менее чем на 135° от зимы к лету и сопутствующей этим ветрам погоды.

На рис. 4.4 видно, насколько изменяется положение ВЗК от зимы к лету. Наибольшие изменения отмечаются в Индийском океане, на западе Тихого, в Восточной Африке и, отчасти, в Западной Африке.

Рассмотрим формирование муссонной погоды на примере Индии. В зимний период ВЗК Индийского океана расположена в Южном полушарии. Над Индией и Юго-Восточной Азией господствуют северо-восточные потоки воздуха из области сибирского антициклона, занимающего в это время практически всю Азию. Соответственно, погода зимнего муссона в Индии характеризуется умеренной прохладой: ночью температура слабо положительная, днем поднимается до $20\text{--}25^\circ\text{C}$ за счет радиационного прогрева. Горизонтальная дальность видимости невелика, около 5–7 км, из-за загрязненности воздуха аэрозолями континентального происхождения. Осадков очень мало вследствие господства нисходящих движений в условиях антициклонической циркуляции.

В марте–мае материк Азии начинает интенсивно прогреваться, и над Азией формируется обширная термическая депрессия. Центр ее расположен в пустыне Тар на западе полуострова Индостан. К этой депрессии подтягивается ВЗК, а за ней и юго-восточные ветры Южного полушария. Пересекая экватор, они склоняются

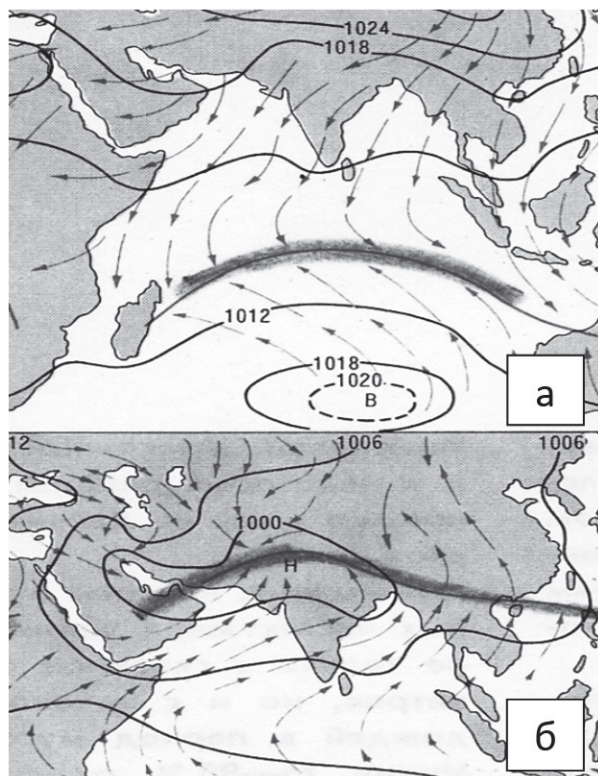


Рис. 4.4. Тропические муссоны в Индийском океане.

Положение внутритропической зоны конвергенции (жирная линия) зимой (а) и летом (б), изолинии – изобары приземного давления, стрелки – вектора ветра

вправо под влиянием силы Кориолиса, в результате с июня по август над западом Индийского океана и на полуострове Индостан устанавливаются юго-западные ветры, так называемый летний тропический муссон. Погода летнего муссона на континенте характеризуется большой влажностью из-за поступающего сюда морского воздуха Аравийского моря (вплоть до того, что в домах приходится топить для уменьшения влажности), но начинаются ливневые дожди, являющиеся благом для сельского хозяйства после засухи зимнего муссона.

На рис. 4.5 видно, насколько проникает ВЗК летом на континент Азии, до 30° с.ш., до самых Гималаев. Вслед за ВЗК на Индийский

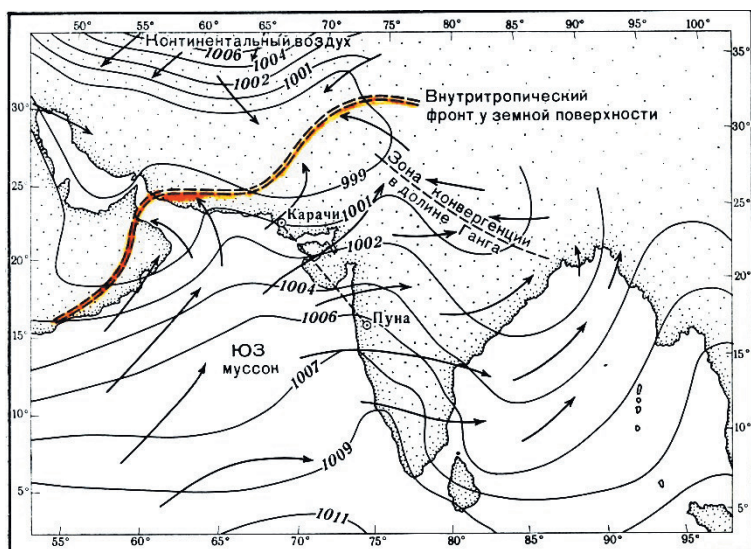


Рис. 4.5. Циркуляция в индийском регионе в период летнего юго-западного муссона

полуостров распространяются влажные воздушные массы Аравийского моря.

На рис. 4.6 видно, что при наступлении условий летнего муссона в мае–июне в Индии резко возрастает количество облачности, падает температура воздуха в результате господства морской относительно холодной воздушной массы, а осадки выпадают дождливыми периодами, в которые суточная сумма осадков может достигать 100–180 мм.

В своем развитии муссонные потоки и осадки покрывают всю Индию. Однако межгодовые изменения даты начала летнего муссона очень велики – от середины мая до середины июня. Поэтому для сельскохозяйственных работ важен прогноз начала летнего муссона и начала благотворных осадков, и это самая сложная задача тропической метеорологии данного региона.

В Западной Африке складываются похожие условия развития муссонной деятельности (рис. 4.7), но там важен прогноз не столько начала летнего муссона, сколько прогноз степени продвижения муссона и осадков внутрь континента. Так, в 1978–1985 гг. там разразилась жестокая и длительная засуха, когда ВЗК каждый год останавливалась на берегу Гвинейского залива, и муссонные дожди вообще не продвигались на континент.

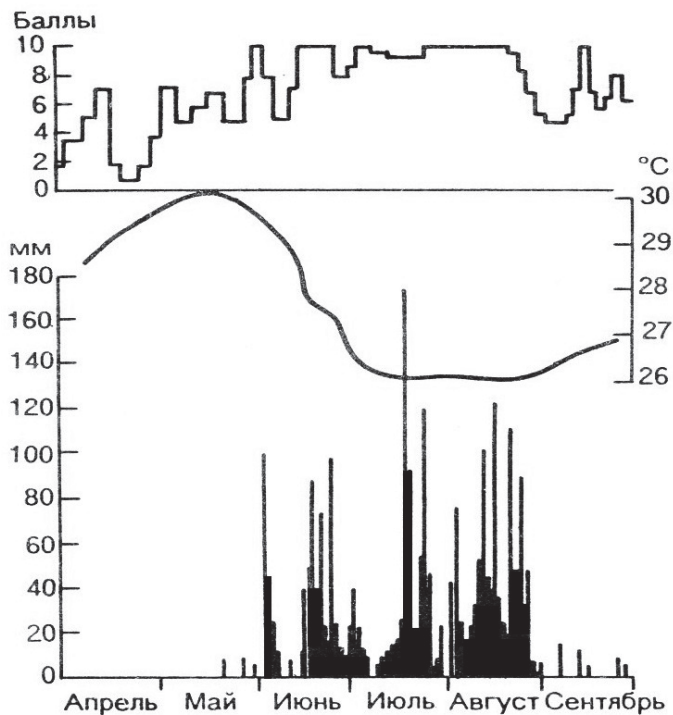


Рис. 4.6. Погода летнего муссона в Западной Индии. Баллы облачности, ход температуры воздуха и количества осадков (мм/сутки)



Рис. 4.7. Распространение влажного морского воздуха на территорию Западной Африки в период летнего муссона

4.1.3. Тропические циклоны

В океанических районах тропической зоны наиболее заметными синоптическими объектами являются тропические циклоны. Они образуются в пассатных потоках в зоне от 10 до 25 градусов широты. Циркуляция в этих вихрях такая же, как и в циклонах умеренных широт (против часовой стрелки в Северном полушарии, конвергенция ветра к центру), но на этом сходство и кончается. Источники энергии развития у них совершенно разные. В циклонах умеренной зоны – это температурный контраст воздушных масс на фронтах, формирующий запасы доступной потенциальной энергии, которая далее преобразуется в кинетическую энергию движения (ветра). В тропических циклонах – это выделение огромного количества тепла в атмосферу в процессе подъема и конденсации испарившейся с поверхности океана влаги. За счет тепловой энергии растет и доступная потенциальная, расходуя которую циклон и развивается. Фронтов в тропическом циклоне нет, он сформирован в однородной воздушной массе – морском тропическом воздухе пассатов.

На рис. 4.8 видны однородные облачные рукава, состоящие из мощных кучево-дождевых облаков и спирально закручивающиеся к центру циклона. В развитом циклоне скорость ветра в спиральных рукавах начинается от 30 м/с и по мере приближения к центру циклона может достигать 100 м/с. В соответствии с законами динамической метеорологии, барические градиенты и ветер в циклонических вихрях

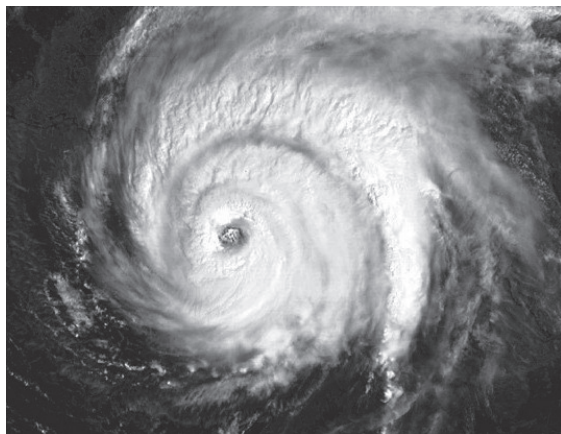


Рис. 4.8. Тропический циклон Иван над Мексиканским заливом Атлантического океана в 2003 г.

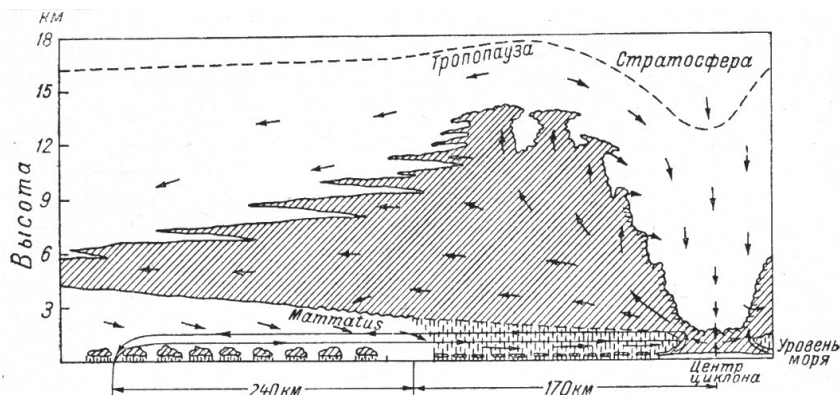


Рис. 4.9. Вертикальный разрез облачности среднего по мощности тропического циклона

ничем не ограничены, тропические циклоны – лучшая иллюстрация этих законов.

В середине вихря виден так называемый «глаз бури» диаметром 30–50 км, в котором ветер ослабевает почти до штиля, и преобладают низкие облака. Образование глаза бури связано с тем, что максимум ветра около центра циклона в сочетании с максимальным здесь радиусом кривизны потоков воздуха приводит к существенному возрастанию центробежной силы. Она перевешивает и силу барического градиента, и силу Кориолиса – воздух просто отбрасывается от центра циклона в стороны, так и порождается глаз бури. Давление в нем резко падает.

Рис. 4.9 дает возможность оценить размеры, высоту тропического циклона, зону осадков и их интенсивность. На рисунке показана лишь половина циклона, следовательно, его диаметр около 800 км. Вертикальная протяженность кучево-дождевых облаков (заштрихованы) чуть ниже тропической тропопаузы, это 12–13 км. В центре господствуют нисходящие движения воздуха, приводящие к формированию глаза бури. Осадки выпадают на расстоянии до 170–200 км от центра, причем их интенсивность очень велика, особенно, близко к центру. Оценить количество осадков, которые дает тропический циклон, нелегко, но по разным оценкам и измерениям оно может колебаться от 200 до 500 мм в сутки! Ничего даже отдаленно похожего в циклонах умеренных широт не наблюдается.

Такое количество осадков должно приводить к катастрофам на суше, но, к счастью, тропические циклоны редко посещают

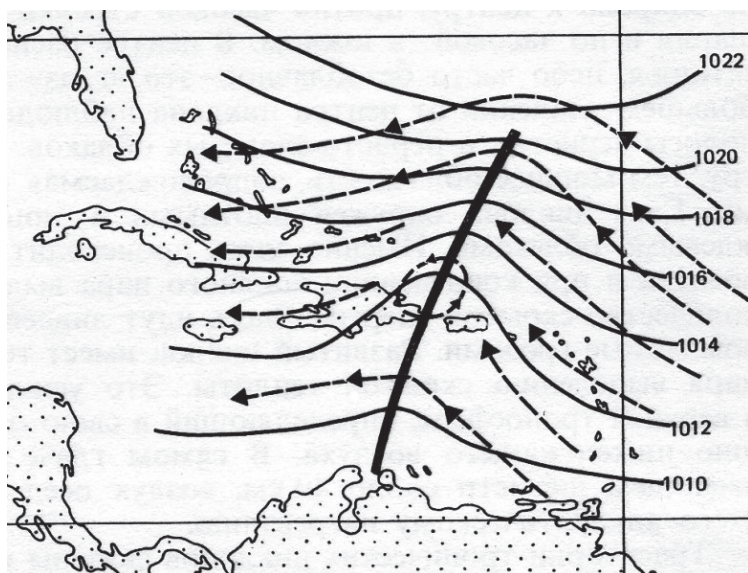


Рис. 4.10. Волна давления в пассатах.
Намечающийся циклон показан пунктиром замкнутой циркуляцией

материковые районы. Дело в том, что выйдя на сухую подстилающую поверхность тропический циклон сразу теряет источник своей силы – испарение влаги с воды и ее превращение в тепло при конденсации в облака. На суше циклоны очень быстро заполняются.

Причин возникновения тропических циклонов две: 1) формирование волн давления в пассатах и дальнейшее превращение векторов пассатных ветров в замкнутую циклоническую циркуляцию; 2) развитие мощной конвекции.

Однако не всякая волна дает полноценный тропический циклон, только 10 % волновых возмущений пассатов заканчиваются циклоном, да и то не каждый достигает максимальной стадии развития. Необходимым условием развития тропического циклона является температура поверхности воды: под волной давления в пассатах она должна быть не ниже 27°C и при этом превышать температуру воздуха на $1\text{--}2^{\circ}\text{C}$. Кроме того, воздух пассатов должен быть влажно-неустойчивым для развития конвекции. Такие условия складываются в конце лета – начале осени, поэтому сезон максимальной повторяемости тропических циклонов приходится в Северном полушарии на август–октябрь.

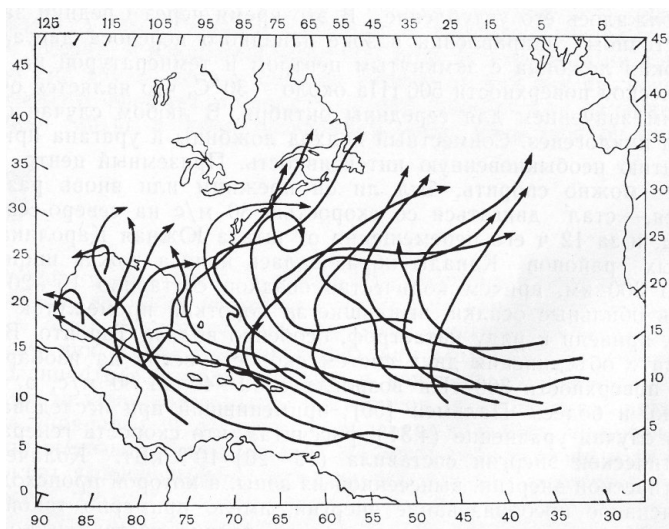


Рис. 4.11. Траектории смещения тропических циклонов на западе Атлантического океана

Стадии развития тропических циклонов таковы:

- тропическая депрессия;
- тропический шторм (ветер до 33 м/с);
- умеренный ураган (ветер 40–45 м/с, в центре до 50 м/с);
- жестокий ураган (максимальная скорость ветра до 100 м/с).

Тропические циклоны хорошо обнаруживаются по наблюдениям со спутников, но прогноз их развития (силы) и, главное, траектории движения пока находятся на уровне поисков, хотя определенные успехи в этом трудном деле достигнуты. Дело в том, что тропические циклоны движутся по очень разным траекториям, что видно на рис. 4.11.

Общая закономерность заключается в том, что большинство из них так или иначе огибает субтропический антициклон по его западной периферии. Поэтому классическая схема движения тропического циклона такова: сначала от места своего зарождения он смещается к западу – северо-западу, затем достигает так называемой точки поворота и далее идет к северу – северо-востоку. В своем движении над океаном циклон может войти в умеренные широты и регенерировать на полярном фронте, превращаясь, по сути, во вне-тропический циклон с большими контрастами температуры.

Однако разброс траекторий тропических циклонов очень велик (рис. 4.11), некоторые из них не выходят за пределы океана и смещаются по классической схеме, а другие прямо идут на континент, здесь, правда, быстро заполняясь. Но часть из них успевает нанести прибрежным городам большой ущерб.

В тропических океанах Северного и Южного полушарий существуют районы частой повторяемости тропических циклонов, где складываются для них благоприятные условия. В Северном полушарии это, прежде всего, запад Тихого океана, здесь возникает порядка 25 тайфунов (местное название) за год. Вторым по интенсивности образования тропических циклонов является запад Атлантического океана, где ураганов (местное название) бывает до 10–12 в год. Третье место занимает Бенгальский залив Индийского океана, в среднем 6 циклонов за год.

В Южном полушарии также 3 района: Тихий океан восточнее Австралии (7 циклонов в год), Индийский океан восточнее о-ва Мадагаскар (7 циклонов в год) и Индийский океан западнее Австралии (2 циклона в год, местное название – вили-вили). Следует отметить, что в Южном полушарии тропические циклоны достигают ураганной силы очень редко.

4.2. Синоптические регионы умеренной зоны

По синоптико-климатической классификации Б.П. Алисова умеренная зона в пределах восточного полушария Земли делится на три региона: западного побережья Евразии, континентального региона и восточного побережья Евразии.

4.2.1. Синоптические процессы западного побережья Евразии

Этот регион в течение всего года находится под влиянием циклонов разного происхождения и антициклонов, азорского и арктического. Циклоны, наблюдающиеся здесь, можно разделить на западные, южные и так называемые «ныряющие».

Западные циклоны при зональной циркуляции приходят с Атлантического океана, районом происхождения их следует считать исландскую депрессию. На рис. 4.12 видно, что циклоны идут по спиральным траекториям с Атлантики в сторону полюса в соответствии с глобальной циклонической циркуляцией верхних уровней

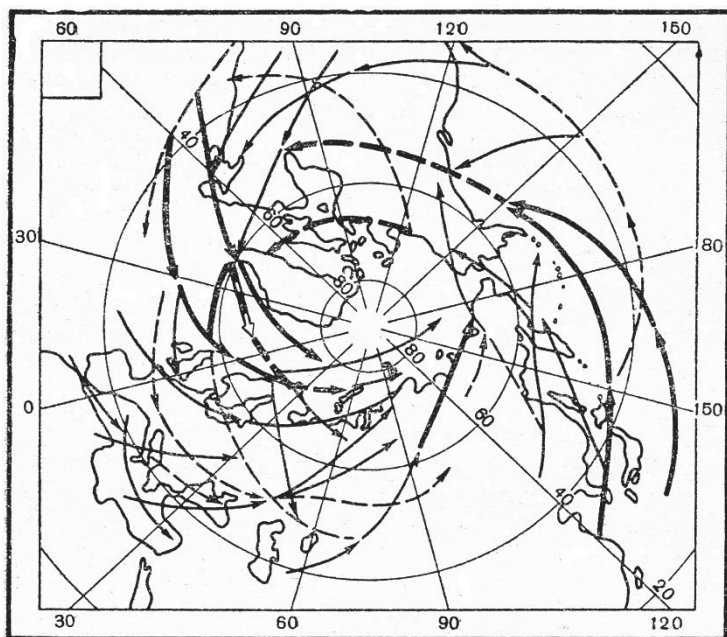


Рис. 4.12. Траектории циклонов над Северным полушарием Земли в январе. Толщина стрелок соответствует повторяемости циклонических траекторий

атмосферы. В летнее время траектории западных циклонов идут по более северным траекториям, на юге умеренных широт тогда преобладают отроги теплого азорского антициклона.

Как известно из курса синоптической метеорологии, западные циклоны, как и все другие внетропические, проходят несколько стадий развития: волновой, молодой, циклон в максимальной стадии развития и окклюдированный циклон. Как выглядят эти стадии по спутниковым фотографиям облачности, можно видеть на рис. 4.13. Среднее время жизни циклона – от 4 до 7 суток.

Погода, которую определяют западные циклоны, зависит от времени года. Зимой в Европе и на Европейской территории России влияние теплых и влажных атлантических масс воздуха обуславливает относительно теплую погоду с дождями и снегопадами, «теплая зима». Летом, наоборот, погода западных циклонов характеризуется относительно холодной погодой, но тоже с осадками, «холодное лето».

На рис. 4.12 видны также траектории циклонов, направленные из районов Средиземного моря на Европейскую территорию

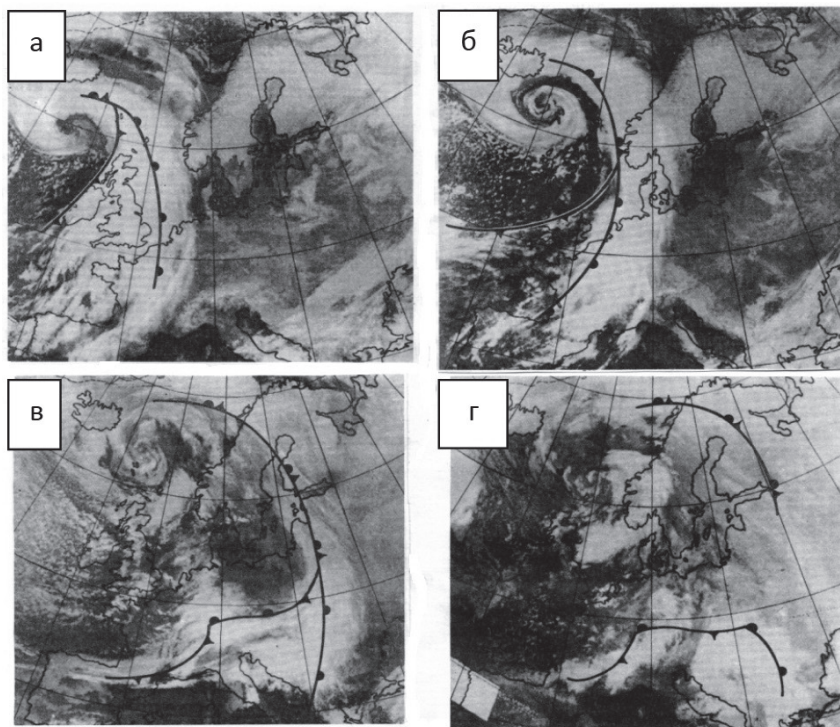


Рис. 4.13. Стадии развития внетропического циклона по спутниковым изображениям облачности: а) молодой циклон; б) циклон в максимальной стадии развития; в) окклюдированный циклон; г) циклон заполнился

России, — *южные циклоны*. Они образуются при резких меридиональных перестройках западно-восточного переноса. Их можно видеть на всем пространстве Евразии: генуэзские, каспийские, мургабские, дальневосточные циклоны. Отличительной особенностью южных циклонов являются большие контрасты температуры на фронтах и, как следствие, большое количество выпадающих осадков. Зимние снегопады до метра за сутки, летние паводки на реках — это все «работа» южных циклонов.

Наконец, на рис. 4.12 видна одна траектория, пересекающая все остальные и направленная с северо-запада на юго-восток, от Скандинавии на Каспийское море. Это так называемые «ныряющие» циклоны. Они образуются как бы вопреки закономерностям синоптической метеорологии, а именно, идут по классическим траекториям

антициклонов. Условия для их возникновения складываются редко, когда холодный воздух с Гренландии попадает на относительно теплую поверхность океана. Давление в нем падает, и образуется циклон, который далее идет по «антициклонической» траектории с севера на юг. Погода в ныряющих циклонах характеризуется не столько большими осадками, сколько сильными ветрами, поднимающими в воздух уже выпавший снег, поэтому в ныряющих циклонах часты низовые метели.

Еще один вид циклонов, встречающийся в умеренной зоне, — это орографические циклоны. Они могут возникать при деформации как теплого, так и холодного фронта под влиянием орографии. Поэтому районы их формирования находятся вблизи горных систем: у южной оконечности Гренландии, Скандинавии, Альп, в районе Карпат и др. Такие циклоны, как правило, получают название по месту их возникновения.

Один из ярких примеров таких циклонов является Скагерракский циклон. Формируется он на южном участке теплого или холодного фронта западного циклона движущегося к побережью Скандинавии (рис. 4.14). Приближаясь к меридионально расположенной горной цепи, фронт замедляется и становится квазистационарным, но южная часть фронта продолжает смещаться на восток в сторону

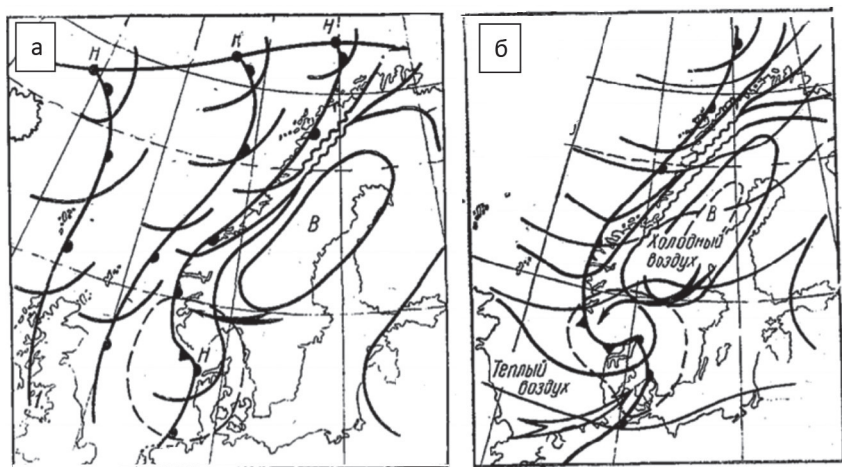


Рис. 4.14. Образование (а) и развитие (б) Скагерракского циклона: пунктирная линия – изотенденции, черная стрелка – траектория движения холодного воздуха, белая стрелка – траектория движения теплого воздуха

Скагерракского пролива. Одновременно с подветренной стороны склона располагается местный холодный антициклон термического происхождения. Воздушные массы по южной периферии антициклона формируют мощный заток холода в тыловой части будущего циклона, относительно теплый воздух умеренных широт играет роль теплого сектора. Адвекция тепла и холода приводит к перестройке термобарического поля и окончательному формированию циклона. Такие циклоны редко бывают интенсивные и долго не живут, т. к. объём холодного воздуха в Скандинавском антициклоне ограничен.

4.2.2. Синоптические процессы континентального региона Евразии

Континентальный регион Евразии простирается от р. Обь до р. Лена. Синоптические процессы и сопровождающая их погода здесь разительно отличаются зимой и летом.

Зимой в Восточной Сибири, а иногда и в Западной, господствует огромный и холодный сибирский антициклон (рис. 4.15.а). Это низкое барическое образование, едва достигающее 3 км. Выше, в средней тропосфере, лежит холодная высотная ложбина. Именно в Восточной Сибири расположен глобальный полюс холода (Оймякон-Верхоянск, до -68°C), если не считать Антарктиду. Температура воздуха настолько быстро падает с высотой, что уже на 2-х км образуются перисто-слоистые облака, которые в обычных условиях занимают слой атмосферы от 6 до 8 км. Из этих облаков выпадают

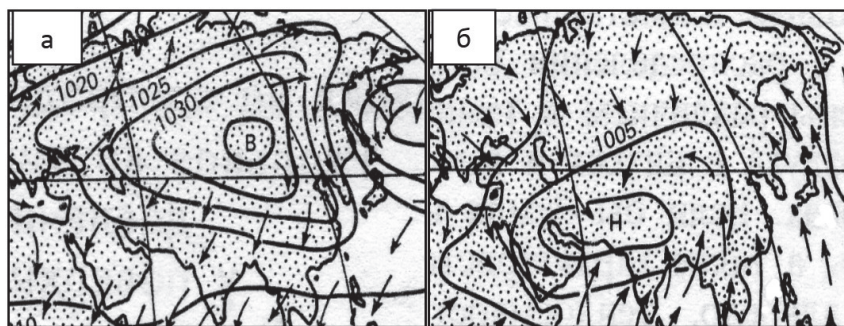


Рис. 4.15. Распределение приземного давления
в континентальном регионе Евразии зимой (а) и летом (б)

осадки в виде ледяных кристаллов, что никогда не наблюдается в других регионах умеренных широт.

Весной освобожденные от снега пространства Азии интенсивно прогреваются, и над ними формируется столь же обширная, как и зимний антициклон, летняя термическая депрессия (рис. 4.15.б). Хотя центр депрессии лежит в индийской пустыне Тар, ее ложбина полностью охватывает Сибирь и обуславливает здесь дневные температуры 25, а то и 30 °С. Правда, такие комфортные условия погоды продолжаются недолго (июль – половина августа).

4.2.3. Синоптические процессы восточного побережья Евразии

Контрастные условия барического режима зимой и летом в континентальном регионе Евразии полностью определяют синоптические процессы и погоду на восточном побережье Евразии, на Дальнем Востоке. Там создается особый режим циркуляции и погоды, известный как дальневосточный муссон.

На рис. 4.15.а представлено барическое поле и направление воздушных потоков в период зимнего муссона. Над восточным побережьем Евразии господствуют северные и северо-западные ветры, приносящие холодные воздушные массы из области сибирского антициклона.

Метеорологические и погодные условия зимнего муссона хорошо видны на рис. 4.16, где представлены Приморье, о. Сахалин и часть Охотского моря. Направление воздушных потоков хорошо отражается простиранием гряд облаков над Охотским морем, так называемыми «облачными улицами», которые всегда расположены вдоль направления ветра. В Приморье и на Сахалине снежный покров залегает в виде отдельных пятен, в основном, вдоль речных долин и в котловинах рельефа. Это свидетельствует о малом количестве осадков зимнего муссона. Так, во Владивостоке в январе выпадает всего 10 мм осадков. Воздух сибирского антициклона достаточно сухой и при движении его к югу относительная влажность дополнительно уменьшается за счет прогрева от подстилающей поверхности, поэтому облачности и осадков мало. Облачность появляется только над открытой водой Охотского моря (облачные улицы).

Однако в отдельные дни в Приморье и на Сахалине могут проходить сильные снегопады, когда всего за сутки образуется

снежный покров до одного метра толщиной. Причиной такой аномальной погоды является смещение полярного фронта, который зимой располагается далеко над Тихим океаном, в сторону азиатского континента. Большие контрасты температуры на нем, интенсивная циклоническая деятельность на фронте и дают сильные зимние снегопады на Дальнем Востоке. Синоптическая ситуация такого процесса представлена на рис. 4.17. Циклонические вторжения зимой бывают не часто и продолжаются не более двух суток. Затем опять восстанавливается нормальная зимняя циркуляция и погода.

Летом, когда над Азией устанавливается обширная термическая депрессия, направление ветра меняется на южное (рис. 4.15.б), полярный фронт уходит далеко на континент, и за ним на Дальний Восток распространяется теплый и влажный морской тропический воздух. Летний муссон дает 80 % годовой суммы осадков на Дальнем Востоке. На равнинах летом выпадает 500 мм осадков, в горных районах 800–1000 мм.

4.2.4. Блокирующие антициклоны

Когда западно-восточный перенос умеренных широт возмущается меридиональными преобразованиями, часто возникают блокирующие антициклоны, которые на время прерывают зональную циркуляцию, блокируют ее. Барическое поле атмосферы при возникновении блокирующего антициклона представлено на рис. 4.18. Зимой появление блокирующего антициклона, как правило, связано с вторжением на юг отрогов арктического антициклона. Летом источниками блокирующей ситуации попеременно выступают арктический и азорский антициклоны. Ситуация блокирования обычно длится недолго, но раз в несколько лет антициклон задерживается на одном месте от нескольких недель до двух месяцев. Вот тогда развиваются длительные опасные явления погоды.

Летом это жестокие засухи в центре и на юго-востоке антициклона, при этом на его перифериях отмечаются глубокие ложбины, где, напротив, идут непрекращающиеся дожди, вызывающие паводки на реках. Зимой центр и восток блокирующего антициклона охвачены сильными холодами.

О том, где чаще всего образуются блокирующие антициклоны, дает представление рис. 4.19. Зимой блоки часто возникают на западном побережье Европы, около нулевого меридиана. Именно здесь в прогреваемом над Атлантикой воздухе отмечается максимум

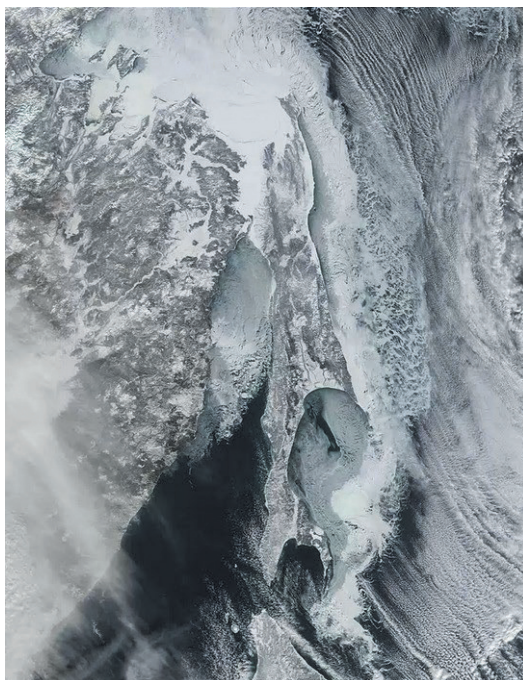


Рис. 4.16. Спутниковый снимок условий зимнего дальневосточного муссона

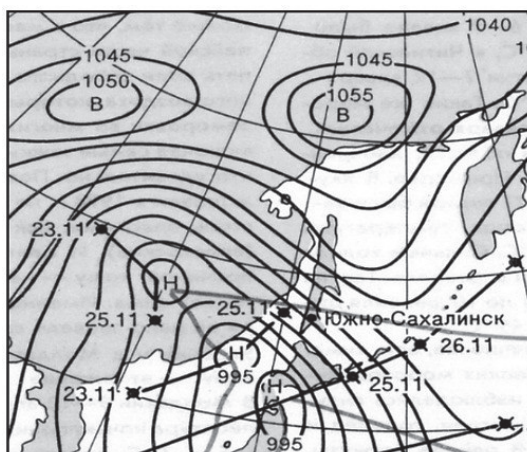


Рис. 4.17. Синоптическая ситуация сильных зимних снегопадов на Дальнем Востоке

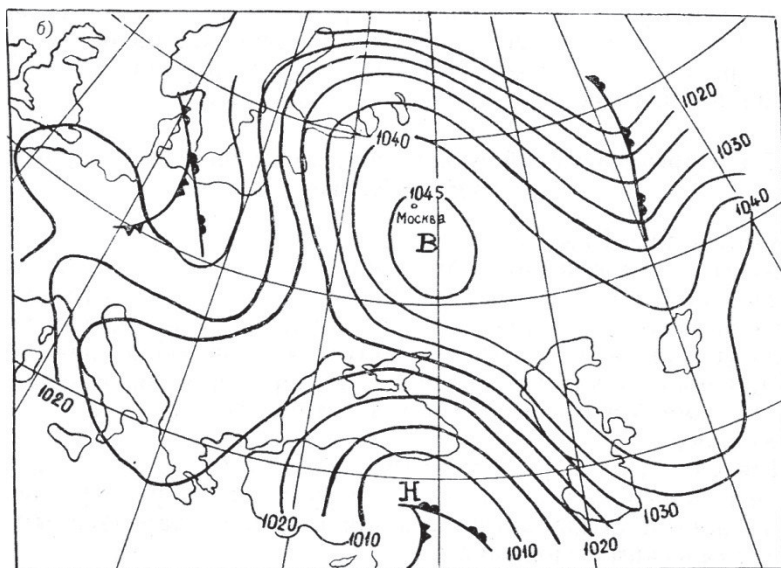


Рис. 4.18. Приземное поле давления во время блокирующей ситуации летом 1972 г.

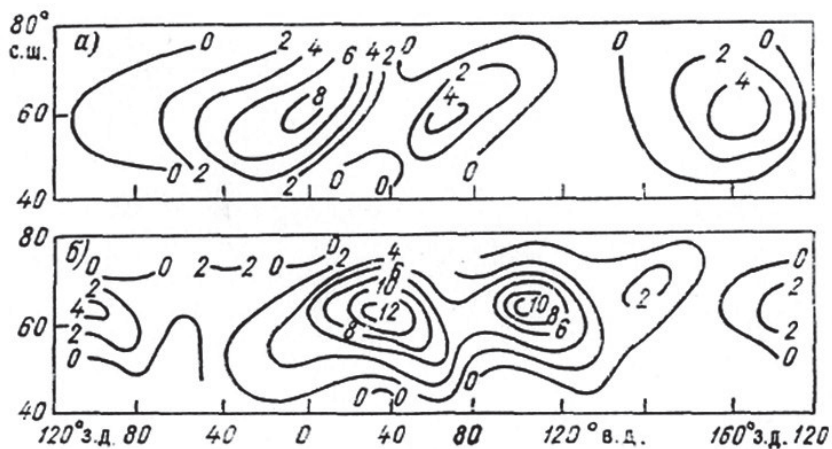


Рис. 4.19. Число случаев возникновения блокирующих антициклонов на поверхности 500 гПа зимой (а) и летом (б)

высоты изобарических поверхностей, провоцирующий образование стационарного антициклона. Летом стационарные антициклоны чаще образуются над теплой поверхностью континента: Европейская территория России (около 40° в.д.) и Восточная Сибирь (100–120° в.д.).

Знание районов частого возникновения блокирующих ситуаций необходимо в целях своевременного их обнаружения и прогноза неблагоприятных условий погоды.

4.3. Синоптические процессы полярных регионов

География полярных областей Земли – Арктики и Антарктики – диаметрально противоположна. Арктика – это океан, окруженный континентами, а Антарктика – это континент, окруженный океаном. Отсюда следуют все различия их в синоптике и погоде.

Над огромным континентом Антарктиды, покрытым 2–3-километровой толщей льда, всегда находится холодный антарктический антициклон. Многочисленные циклоны западного переноса, окружающие Антарктиду, никогда не заходят на ледовые поля, т. к. это вызывает мгновенное их заполнение. Таким образом, циркуляция в Антарктике проста: циклонический пояс над водами Южного океана и антициклон над континентальной Антарктидой. Единственным заметным явлением погоды здесь являются кatabатические ветры: скатывание по ледяному склону переохлажденных масс воздуха из центральных районов Антарктиды к берегу. При этом начинается буран при скорости ветра около 60 м/с.

Совсем иные условия в Арктике. В Северный ледовитый океан свободно проникают теплые воды Северо-Атлантического и Норвежского течений. Интенсивность этого проникновения регулирует количество арктических льдов с некоторой периодичностью. Так, в 1930–1940 гг. отмечалось общее потепление Арктики и сокращение площади морских льдов за счет адвекции тепла в океане и атмосфере. Над Арктикой, в отличие от Антарктиды, часто проходят циклоны и несут тепло в ее недра. В 1950–1970 гг. атлантическая адвекция ослабла, и арктические льды снова начали наступать. С 1980 г. вновь наблюдается процесс потепления Арктики со всеми вытекающими последствиями. Но когда-то и он закончится. Складывается впечатление, что арктический климат подвержен циклическому процессу, конец которому предвидеть пока нельзя.

Глава 5. Изменчивость общей циркуляции атмосферы и ее возможные причины

В предыдущих разделах учебного пособия описаны средние, климатические условия общей циркуляции атмосферы (ОЦА). Они являются суммой состояний ОЦА за много лет, которые могут значительно отличаться одно от другого. Колебания ОЦА в различных временных масштабах называются изменчивостью общей циркуляции атмосферы.

5.1. Изменчивость ОЦА и ее механизмы

Наименьшим интервалом времени, в течение которого сохраняются однородные условия циркуляции, является так называемый естественный синоптический период (ЕСП, школа Б.П. Мультановского и С.Т. Пагавы, в среднем 7 суток) и однородный циркуляционный период (ОЦП, школа Г.Я. Вангенгейма и А.А. Гирса, не более 16 суток). Примером таких однородных условий могут быть формы циркуляции Е и W на рис. 3.5. При сохранении на Европейской территории России, например, зимой формы Е (арктические вторжения) здесь будет преобладать морозная и сухая погода. При смене циркуляции на форму W (перенос воздуха с Атлантики) в следующем ОЦП зимняя погода будет относительно теплой с осадками.

Точно так же отличаются и сезоны года по преобладанию господствующей формы циркуляции. Крупный специалист по долгосрочным прогнозам погоды С.Т. Пагава выделяет в течение года 6 синоптических сезонов, в каждом из которых 75 % синоптических процессов принадлежат одному и тому же типу циркуляции. При этом соседние сезоны могут сильно отличаться по характеру циркуляции атмосферы.

Существуют и более длительные колебания ОЦА периодичностью до нескольких десятилетий. Это хорошо видно на графиках годовой повторяемости форм циркуляции Е и W на рис. 5.1.

На рис. 5.1 хорошо видно, что в течение XX в. условия циркуляции атмосферы существенно изменялись, и это влияло уже на изменения климата. Так, повышение повторяемости формы W (зональный перенос на ЕТР теплых воздушных масс с Северной Атлантики) после 1980 г. и одновременное снижение повторяемости



Рис. 5.1. Повторяемость форм циркуляции W и E (число дней в году с данной формой циркуляции, отложенное по оси ординат).
Полужирная кривая – повторяемость форм скользящая средняя за 5 лет,
тонкая кривая – аппроксимация годовых значений полиномом 5-ой степени

формы E (арктические вторжения) привели к известному и существенному потеплению климата на ЕТР в зимние месяцы года. Таким образом, современные изменения климата на ЕТР есть результат изменчивости общей циркуляции атмосферы.

Механизмы изменчивости ОЦА можно разделить на 2 группы: *глобальные и региональные*. К глобальным относятся Арктическое

и Антарктическое колебания. К региональным – Северо-Атлантическое и Северо-Тихоокеанское колебания.

Арктическое и Антарктическое колебания описываются изменениями меридионального градиента давления «экватор–полюс». Если этот градиент максимален, это означает преобладание глобального зонального переноса в свободной атмосфере и сохранение значительного контраста температуры между полюсом и экватором. При переходе к малым значениям градиента происходит трансформация глобального зонального переноса в меридиональный и усиливается межширотный обмен воздушными массами.

Региональные механизмы изменчивости ОЦА действуют над океанами Северного полушария, но их влияние распространяется и на континенты. Рассмотрим для примера Северо-Атлантическое колебание (САК). Как известно, в Северной Атлантике существуют два постоянных центра действия: исландская депрессия (циклон) и азорский антициклон. Разность давления между ними (градиент) является показателем САК. Если градиент велик, то над Атлантикой преобладает сильный зональный перенос воздушных масс, если он мал, господствуют меридиональные процессы.

Какой-либо короткопериодной изменчивости САК не обнаружено. Зато изменчивость в масштабах климатических изменений выражена достаточно хорошо. Это периоды колебаний показателей САК в 60 и 12 лет, 7,6 года и около 2,4 лет. Особенно интересен период в изменениях положения центров исландской депрессии и азорского антициклона, равный 12 годам. В течение этого периода оба центра давления перемещаются по линии «северо-восток – юго-запад», т. е. в сторону Европы, а затем в сторону Северной Америки. При перемещении центров САК в сторону Европы давление в них акцентируется, т. е. исландский циклон становится максимально глубоким, а азорский антициклон имеет максимально высокое давление в своем центре. При этом, как показано выше, активизируется сильный западно-восточный перенос над Атлантикой. При отходе центров САК в сторону Северной Америки контраст давления между ними ослабевает, и наступают условия меридиональной циркуляции над Атлантикой. Все это влияет на короткопериодные колебания климата Европы вплоть до Урала.

Северо-Тихоокеанское колебание (СТОК) – аналог САК, только его показателем является разность давлений между алеутской депрессией (циклоном) и гавайским антициклоном. Однако это аналог

не полный – периоды колебаний СТОК не совпадают с периодами САК, к тому же хорошо выраженного движения центров СТОК по линии «северо-восток – юго-запад», как найдено для САК, здесь не отмечается. Но тем не менее, влияние СТОК на климат Северной Америки велико.

5.2. Возможные причины изменчивости ОЦА

В данном разделе не будет окончательного перечисления причин, как раз и навсегда установленной данности, просто потому, что эти причины до сих пор не выявлены точно. Можно лишь догадываться об их существовании, выделять наиболее вероятные и доказывать их влияние на колебания ОЦА. Тем не менее, искать эти причины и устанавливать механизмы их влияния на колебания ОЦА необходимо в целях улучшения качества долгосрочных прогнозов погоды и расчета будущих изменений климата.

5.2.1. Солнечная активность

Циркуляция атмосферы возникает вследствие поглощения Землей солнечной радиации и ее неравномерного распределения по земному шару. Формирование очагов тепла и холода в свободной атмосфере и соответствующих им областей высокого и низкого давления создают горизонтальные градиенты давления, которые и приводят к движениям воздуха, т. е. к возникновению атмосферной циркуляции. Следовательно, одной из причин изменчивости ОЦА могут быть колебания прихода солнечной радиации. На эти колебания оказывают влияние два процесса: солнечная активность и вулканические извержения.

Солнечная активность есть проявление нестационарных процессов на Солнце, которые внешне выражаются в количестве солнечных пятен. Существует 11-летняя цикличность пятнообразования на Солнце. Хотя температура в области пятен примерно на 2000 °С ниже, чем общая температура поверхности Солнца, зато напряженность магнитного поля в районе пятен на 2–3 порядка выше, чем опять же общее магнитное поле Солнца. Это приводит к уплотнению солнечной плазмы и вспышкам (взрывам) в районе пятен. В процессе вспышек выделяется дополнительная энергия Солнца, которая рассеивается в межпланетном пространстве и, следовательно, поступает на Землю.

Во-первых, это увеличение ультрафиолетовой радиации Солнца (УФР) в диапазоне длин электромагнитных волн от 0,18 до 0,30 мкм примерно на 1,5 % (разность интенсивности УФР в периоды максимума и минимума 11-летнего цикла солнечной активности). Поскольку УФР является основой формирования стратосферной циркуляции (см. главу 2), колебания солнечной активности должны оказывать прямое влияние на ее интенсивность. Эта гипотеза подтвердилась: моделирование стратосферной циркуляции показало, что скорость восточного ветра в системе летнего стратосферного антициклона в годы максимума солнечной активности увеличивается на 2,4 м/с, т. е. примерно на 10 % от нормы.

Вторым следствием солнечных вспышек является существенное усиление так называемого «солнечного ветра», т. е. потока элементарных частиц, в мировое пространство. Обладая скоростью распространения от 200 до 1000 км/с, эти частицы достигают Земли на 3–4-е сутки после вспышки. Магнитное поле Земли «ведет» потоки «солнечного ветра» к полюсам, где они и обрушиваются вниз, так называемое «высыпание» частиц солнечного ветра. Обладая сильным магнитным полем, частицы «солнечного ветра» возмущают магнитное поле Земли, в результате чего нарушается радиосвязь.

Но в целях изучения колебаний ОЦА интересен другой эффект воздействия на атмосферу солнечных вспышек. В главе 2 показано, что на полюсах Земли отмечаются внезапные стратосферные потепления (ВСП), существенно искажающие зимнюю стратосферную циркуляцию. Так вот, в последнее время по материалам 1958–2013 гг. найдена прямая статистическая связь между излучением Солнца на длине волн 10,7 см (индикатор солнечных вспышек) и частотой возникновения ВСП.

Таким образом, энергетическое влияние солнечной активности на циркуляцию стратосферы путем увеличения УФР и «солнечного ветра» реально существует. А значит, оно может передаваться и в тропосферу, учитывая влияние стратосферной циркуляции на нижние слои атмосферы (раздел 2.4). И это влияние давно было найдено, в частности, Э.Р. Мустелем на примере 1600 случаев солнечных вспышек. Оказалось, что на 4-е сутки после вспышек атмосферное давление в циклонах понижается, а в антициклонах – аномально увеличивается, примерно на 3–4 гПа. То есть происходит так называемая акцентация барического поля, увеличение его контрастов, с соответствующими следствиями для циркуляции атмосферы. Эта закономерность так и была названа – «закон акцентации барического поля».

5.2.2. Вулканические извержения

Регулятором прихода солнечной радиации на Землю являются также крупные извержения вулканов. В процессе извержений в атмосферу поступает огромное количество пыли и газов, которые проникают в стратосферу и задерживаются там на много месяцев, при этом быстро распространяясь по земному шару. Это препятствует поступлению части солнечной энергии на Землю и охлаждению нижних слоёв атмосферы. Выдающиеся извержения повторяются нечасто, но влияние их действительно велико. Самое крупное извержение за последние полтора столетия произошло в 1883 г., когда практически взорвался вулкан Кракатау в Малайском архипелаге. По современным оценкам в атмосферу было выброшено от 50 до 100 млн т вещества. Примерно 5 % от этого количества составляли мелкодисперсные аэрозоли размером менее 5 мкм и сернистый газ SO_3 . Именно аэрозоли и образовавшаяся позже из сернистого газа за счет объединения с гидроксидом атмосферы OH серная кислота H_2SO_4 и задержались в стратосфере примерно на 3 года, снизив поступление солнечной радиации к поверхности Земли. Влияние вулканических продуктов было эквивалентно снижению солнечной постоянной на 0,5 %. Эта важная оценка сделана на основании более поздних извержений, когда стали возможны инструментальные наблюдения за радиацией: вулкан Агунг в Индонезии (1963), вулкан Фуэго в Гватемале (1974), вулкан Святого Августина в заливе Кука на Аляске (1976, а затем и 1993), вулкан Пинатубо на острове Лусон Филиппинского архипелага (1991).

Были сделаны также модельные расчеты понижения температуры у поверхности Земли после извержения Кракатау. Оказалось, что температура в средних широтах Северного полушария понизилась на 2–3 °С и сохранялась таковой несколько месяцев. К сожалению, оценок изменений атмосферной циркуляции при этом сделано не было, но они, конечно, проявили себя, что еще предстоит установить.

5.2.3. Тепловое взаимодействие океана и атмосферы

Нижний слой атмосферы – тропосфера – получает тепловую энергию от подстилающей поверхности, аккумулирующей лучистую энергию Солнца. Эта энергия передается тропосфере уже в виде явного и скрытого (за счет испарения влаги) потоков тепла, которые формируют поле атмосферного давления и, следовательно, циркуляцию воздушных масс.

Способность аккумулировать солнечную энергию у континентальной подстилающей поверхности и океанической существенно разная. Деятельный слой почвы и горных пород, способный усваивать солнечную энергию, не превышает 5–7 м, в океанах же вследствие внутриводной турбулентности деятельный слой распространяется до глубины 200–300 м. Кроме того, теплоемкость воды примерно в два раза больше, чем у почвы и горных пород. Отсюда следует, что главным источником тепла для тропосферы является Мировой океан.

Источники океанического тепла можно разделить, так же как и механизмы изменчивости ОЦА, на глобальные и региональные. Глобальные поддерживают температурный градиент «экватор–полюс», формируют планетарный западно-восточный перенос и его колебания. Региональные источники создают температурный градиент океан–континент и способствуют активизации меридиональных процессов в системе западно-восточного переноса.

Главным глобальным механизмом изменчивости потока океанического тепла в атмосферу является, по состоянию сегодняшних знаний, процесс Эль-Ниньо – Южное колебание в Тихом океане (ЭНЮК).

Процесс ЭНЮК заключается в следующем. В периоды Ла-Нинья (обычная циркуляция, близкая к многолетнему среднему) субтропические антициклоны обоих полушарий и определяемые ими пассатные ветры выражены хорошо. При этом внетропический западно-восточный перенос также усиливается. Пассаты способствуют распространению холодных вод Перуанского течения вдоль экватора, теплые воды уходят на запад океана. На западе экваториальной зоны, около Австралии и Филиппинских островов, создается очаг тепла, где и происходит максимальный отток океанического тепла в атмосферу.

При переходе к условиям Эль-Ниньо субтропические антициклоны и пассаты ослабевают, соответственно ослабляется и западно-восточный перенос умеренных широт, прекращается подток холодной воды на экватор, и область океанического тепла смещается на восток Тихого океана. Понятно, что в географическом плане условия глобального «теплоснабжения» тропосферы становятся иными, а с ними и циркуляция атмосферы.

Явление ЭНЮК – единственный найденный к настоящему времени механизм регулирования температурного градиента «экватор–полюс». В Атлантическом океане аналога этому процессу нет.

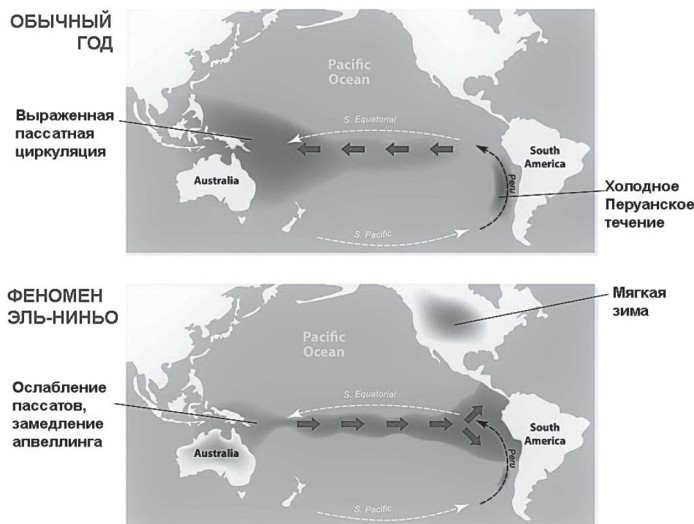


Рис. 5.2. Температура воды в экваториальных широтах Тихого океана в периоды Ла-Нинья (обычный год) и Эль-Ниньо. Стрелки обозначают направление градиента температуры воды, затемненные области – районы высокой температуры воды

Поэтому интересно выяснить, насколько процесс ЭНЮК влияет на механизмы изменчивости в умеренных широтах, на Северо-Атлантическое (САК) и Северо-Тихоокеанское (СТОК) колебания. Статистический анализ САК и ЭНЮК показал полное отсутствие связи между ними, а вот СТОК реагирует на ЭНЮК, хотя коэффициент корреляции между индексами этих процессов (значимый с вероятностью 99 %) не превышает 0,45, т. е. ЭНЮК определяет СТОК всего на 20 %.

В последние десятилетия с явлением ЭНЮК связываются многие экстремальные условия погоды и климата по земному шару. Возможно, для тропиков такие связи и реальны, но их присутствие во всей полосе умеренных широт вызывает сомнение. Предыдущий анализ показывает, что если такие связи и есть, то они, скорее всего, наличествуют только в западной части Северного полушария, в самом Тихом океане и в Северной Америке. Поэтому реалистичнее будет искать причины изменчивости циркуляции атмосферы в умеренных широтах в самих механизмах этой изменчивости, т. е. в САК и СТОК. Рассмотрим, как более документированное, Северо-Атлантическое колебание (САК).

Как было показано выше, показателем САК является разность атмосферного давления между азорским антициклоном и исландской депрессией $\Delta P_{\text{САК}} = P_{\text{Азор}} - P_{\text{Исл.}}$. Это показатель изменчивости атмосферной циркуляции. Но в последнее время установлено, что в океане тоже существует САК. В Северной Атлантике существуют две системы циркуляции вод: теплые течения – Северо-Атлантическое (продолжение Гольфстрима) и Норвежское, холодные течения – Гренландское и Лабрадорское. САК в океане заключается в том, что эти течения либо одновременно активизируются (фаза САК 1), либо одновременно ослабевают (фаза САК 2). В фазе САК 1 температурный контраст между теплыми и холодными течениями максимален, в фазе САК 2 он минимален. Показателем САК в океане может служить разность аномалий температуры воды в теплых (ΔT_2) и холодных (ΔT_1) течениях: $\delta \Delta T_w = \Delta T_2 - \Delta T_1$. При $\delta \Delta T_w > 0$ отмечается общее усиление течений, преобладание модели САК 1 и соответствующей аномалии температуры воды в течениях. При $\delta \Delta T_w < 0$ отмечается снижение интенсивности океанической циркуляции, преобладание модели САК 2 и понижения контраста температуры воды в течениях.

Обнаружено, что $\Delta P_{\text{САК}}$ в атмосфере и $\delta \Delta T_w$ в океане тесно связаны друг с другом, коэффициент синхронной корреляции достигает $R = 0,75$. И не важно, что является ведущим, а что ведомым процессом. Важно другое – инерционность океанических процессов, их медленное, но направленное изменение позволяет предвидеть изменения в характере атмосферной циркуляции, обладающей более быстрой изменчивостью.

Литературные источники

Основная литература

1. Алисов Б.П., Полтараус Б.В. Климатология. – М.: Изд-во МГУ, 1974.
2. Алисов Б.П. Климатические области зарубежных стран / Моск. гос. ун-т им. М.В. Ломоносова, Научно-исслед. ин-т географии. – М.: Географгиз, 1950.
3. Воробьев В.И. Синоптическая метеорология. – Л.: Гидрометеиздат, 1994.
4. Моханакумар К. Взаимодействие стратосферы и тропосферы. – М., 2011.
5. Матвеев Л.Т. Теория общей циркуляции атмосферы и климата Земли. – Л.: Гидрометеиздат, 1991.
6. Пальмен Э., Ньютон Ч. Циркуляционные системы атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1973.
7. Переведенцев Ю.П., Мохов И.И., Елисеев А.В. Теория общей циркуляции атмосферы. – Казань, 2013.

8. Петросянци М.А. и др. Циркуляция атмосферы в тропиках. – М.: МАКС Пресс, 2005.
9. Смирнов Н.П., Воробьев В.Н., Качанов С.Ю. Северо-Атлантическое колебание и климат. – СПб.: РГГМУ, 1998.
10. Смирнов Н.П., Воробьев В.Н. Северо-Тихоокеанское колебание и динамика климата в северной части Тихого океана. – СПб.: РГГМУ, 2002.
11. Тараканов Г.Г. Тропическая метеорология. – Л.: Гидрометеиздат, 1980.
12. Хромов С.П., Петросянци М.А. Метеорология и климатология. – 7-е издание. – М.: Изд-во Моск. ун-та; Наука, 2006.

Дополнительная литература

1. Воробьев В.Н., Смирнов Н.П. Арктический антициклон и динамика климата северной полярной области. – СПб.: РГГМУ, 2003.
2. Воскресенская Е.Н., Полонский А.Б. Северо-Атлантические колебания и их связь с Эль-Ниньо – южными осцилляциями // Морской гидрофизический журнал. – 1992. – № 4. – С. 23–30.
3. Лаврова И.В., Узрюмов А.И. Показатель Северо-Атлантического колебания аномалии температуры поверхности океана и крупномасштабные изменения атмосферной циркуляции в Атлантико-Европейском секторе // Навигация и гидрография. – 2011. – № 31. – С. 94–103.
4. Малинин В.Н., Гордеева С.М. Североатлантическое колебание и увлажнение Европейской территории России // Общество. Среда. Развитие. – 2014. – № 2(31). – С. 191–198.
5. Мартазинова В.Ф., Тимофеев В.Е. Современное состояние атмосферной циркуляции в Северном и Южном полушариях и региональные климатические особенности в атлантико-европейском секторе и районе Антарктического полуострова // Проблемы Арктики и Антарктики. – №3(80). – 2008.
6. Нестеров Е.С. Изменчивость характеристик атмосферы и океана в Атлантико-Европейском регионе в годы событий Эль-Ниньо и Ла-Нинья // Метеорология и гидрология. – 2000. – № 8. С. 74–83.
7. Петросянци М.А. Синоптическая метеорология тропиков // Достижения в области гидрометеорологии и контроля природной среды. – Л.: Гидрометеиздат, 1987. – С. 129–158.
8. Погосян Х.П. Общая циркуляция атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1972.
9. Смирнов Н.П., Воробьев В.Н., Дроздов В.В. Циклонический центр действия атмосферы и океана в Северной Атлантике // Учёные записки РГГМУ. – 2010. – № 15. – С. 117–134.
10. Фалькович А.И. Динамика и энергетика внутритропической зоны конвергенции. – Л.: Гидрометеиздат, 1979.
11. Хромов С.П. Атмосферная циркуляция в тропиках // Современные проблемы климатологии. – Л.: Гидрометеиздат, 1966. – С. 176–201.
12. Энциклопедия «Океан-атмосфера» / пер. с англ. под ред. М.А. Петросянца. – Л.: Гидрометеиздат, 1983.

Содержание

Введение	3
Глава 1. Температурное поле атмосферы	5
1.1. Прохождение солнечной радиации через атмосферу	5
1.2. Температурный режим стратосферы	10
1.3. Температурный режим тропосферы	11
Глава 2. Циркуляция в стратосфере	15
2.1. Зимний режим циркуляции	15
2.2. Летний режим циркуляции	20
2.3. Сезонные перестройки стратосферной циркуляции	20
2.4. Влияние стратосферных процессов на погоду	24
Глава 3. Циркуляция в тропосфере	27
3.1. Зональная циркуляция	28
3.2. Меридиональная циркуляция	34
3.3. Метеорологические процессы в ячейке Хэдли	37
Глава 4. Синоптические регионы Земли	41
4.1. Экватор и тропики	42
4.1.1. Экваториальная циркуляция и погода	42
4.1.2. Тропические муссоны	44
4.1.3. Тропические циклоны	48
4.2. Синоптические регионы умеренной зоны	52
4.2.1. Синоптические процессы западного побережья Евразии	52
4.2.2. Синоптические процессы континентального региона Евразии	56
4.2.3. Синоптические процессы восточного побережья Евразии	57
4.2.4. Блокирующие антициклоны	58
4.3. Синоптические процессы полярных регионов	61
Глава 5. Изменчивость общей циркуляции атмосферы и ее возможные причины	62
5.1. Изменчивость ОЦА и ее механизмы	62
5.2. Возможные причины изменчивости ОЦА	65
5.2.1. Солнечная активность	65
5.2.2. Вулканические извержения	67
5.2.3. Тепловое взаимодействие океана и атмосферы	67
Литературные источники	70