

Т. В. ВАРБАНЕЦ

МЕТЕОРОЛОГИЯ

Учебное пособие

*Издание второе,
переработанное и дополненное*

Одесса
«Фенікс»
2008

ББК 26.23
В18
УДК 551.5(075.8)

Рекомендовано Министерством образования и науки Украины
в качестве учебного пособия для студентов специальности
"Судовождение" высших учебных заведений
(Письмо № 1.4/18-Г-26 от 11.05.06)

Рецензенты:

А. Н. Полевой, д-р геогр. наук, проф. (Гидрометеорологический институт Одесского государственного экологического университета);

В. Г. Ивановский, д-р техн. наук, проф. (Одесский национальный морской университет);

Ю. Н. Соколов, д-р техн. наук, проф. (Одесский государственный экологический университет);

Н. Н. Цымбал, капитан дальнего плавания (Одесская национальная морская академия).

В учебном пособии излагаются основные вопросы физики атмосферы над океанами от химического состава воздуха и строения атмосферы, радиационного режима атмосферы и оптических явлений до основных особенностей общей циркуляции атмосферы. Рассматриваются опасные для мореплавания метеорологические явления и процессы: туманы и ветры у берегов и над открытой водой, возникновение, развитие и передвижение циклонов и антициклонов, их особенности над океанами и их роль в общей циркуляции атмосферы.

Предназначено для студентов специальности "Судовождение" высших учебных заведений.

ISBN 978-966-438-083-3

© Варбанец Т.В., 2008
© Оформление
ЧП «Фенікс», 2008



ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 5

Список основных обозначений 8

Раздел 1. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА АТМОСФЕРЫ 10

Глава 1. Общие характеристики

Лекция 1. Строение атмосферы 10

Лекция 2. Состав атмосферного воздуха 16

Лекция 3. Лучистая энергия в атмосфере 25

Лекция 4. Оптические, электрические и звуковые явления
в атмосфере 34

Глава 2. Метеорологические величины и метеорологические явления

Лекция 5. Атмосферное давление 41

Лекция 6. Ветер 50

Лекция 7. Температура и влажность воздуха 57

Лекция 8. Облака и осадки 72

Лекция 9. Видимость. Туманы 81

Раздел 2. БАРИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ НАД ОКЕАНАМИ 92

Глава 3. Карты погоды. Распределение давления и ветра на земном шаре

Лекция 10. Чтение и анализ карт погоды 92

Лекция 11. Распределение давления и ветра
на земном шаре 100

Лекция 12. Местные ветры 110



Глава 4. Воздушные массы и фронты

Лекция 13. Воздушные массы	120
Лекция 14. Фронты	130

Глава 5. Циклоны и антициклоны

Лекция 15. Силы, действующие в атмосфере. Геострофический ветер	146
Лекция 16. Общие характеристики циклонов и антициклонов	159
Лекция 17. Строение циклонов	166
Лекция 18. Возникновение и эволюция циклонов	175
Лекция 19. Антициклоны и другие барические системы . . .	184
Лекция 20. Циклоническая деятельность	196

<i>Литература</i>	203
-----------------------------	-----

<i>Словарь метеорологических терминов</i>	207
---	-----

<i>Предметный указатель</i>	224
---------------------------------------	-----



ПРЕДИСЛОВИЕ

Цель этой книги состоит в изложении основных вопросов метеорологии для судоводителей таким образом, чтобы полученные знания могли быть использованы для обеспечения наиболее безопасного и экономически выгодного плавания.

Со времени выхода в свет последнего учебника по метеорологии для судоводителей прошло около 20 лет. За это время многое изменилось. Накоплены знания об атмосферных процессах в океане. Увеличились знания о тропических циклонах, их энергетике, динамике и условиях возникновения. Весь мир давно работает в системе СИ. Появились новые средства связи и коммуникации. Интернет и мобильная связь вместе с метеорологическими искусственными спутниками и радарами ускорили прогресс в метеорологии. Опаснейшее для мореплавания метеорологическое явление — тропические циклоны — сегодня выявляются и отслеживаются метеорологическими спутниками от момента их возникновения до исчезновения. Информация о них поступает на морские суда мобильно, в режиме реального времени. Интернет открыл широчайшие возможности для получения объемной гидрометеорологической информации на судне. Это карты погоды, карты температуры, ветра, течений, волнения, фотографии со спутников. Становится возможным получать консультации специалистов-метеорологов непосредственно на штурманском мостике. Все большее распространение приобретает метеорологическая проводка судов специализированными метеорологическими офисами. В свою очередь это предполагает высокую грамотность судоводителей в области метеорологии.

Настоящая книга возникла на основе лекций, которые читались автором последние пять лет в Одесской национальной морской академии (ОНМА). Программа курса соответствует национальным требованиям и требованиям ИМО. Она состоит из двух частей:



метеорология и гидрометеорологическое обеспечение мореплавания. В настоящей книге представлена первая часть.

В читаемом курсе метеорологии основное внимание уделяется наиболее важным синоптическим объектам — циклонам и антициклонам как носителям погоды. Эффективность их изучения зависит от степени понимания будущими судоводителями физических процессов, происходящих в атмосфере. Потому рассматриваются состав и строение атмосферного воздуха, метеорологические величины и явления, поля метеорологических величин, градиенты метеорологических величин, силы, действующие в атмосфере, облака и туманы. Туманам уделяется особенное внимание ввиду их большой опасности для судоходства. Дается подробное описание воздушных масс и границ между ними — атмосферных фронтов.

В книге рассматриваются в основном атмосферные процессы и явления над океанами и излагаются они с точки зрения влияния их на судоходство. При изложении материала автор опиралась не только на теоретические положения синоптической метеорологии и современное понимание вопроса, но и на особенности изложения этих курсов в высших морских учебных заведениях, в частности, в странах-членах IMO (Meteorology for Mariners. Met. 0.895. Meteorological office. London: HMSO, 1996, The marine observers Handbook. Met. 0.1016. Met office. London: The Stationery Office, 2001).

Книга представлена в виде конспекта лекций. Это создавало определенные трудности. Надо было вместить в рамках лекции объемный материал, изложить его понятно и доступно. Надеюсь, что в какой-то степени это удалось. В книге немного формул, основной акцент делается на физическую сущность атмосферного процесса. Ставилась задача не постулировать законы природы, а подводить слушателя (читателя) к их выводу. Аналитическое представление процесса проводилось лишь в тех случаях, когда в результате стимулирования интуитивного мышления курсантов удавалось вывести их на самостоятельные формулировки выводов. Так, на лекциях курсанты самостоятельно приходят к выводу о существовании барического закона ветра. Определяют его характер в прямолинейных и криволинейных изобарах. Определя-



ют характер движения воздуха в циклонах и антициклонах. Приходят к выводу о возможности или невозможности существования циклонов и антициклонов на экваторе и вблизи экватора, о размерах тропических циклонов и скорости ветра в них.

Эта книга предназначена для морских вузов в качестве учебного пособия. Думаю, что она будет полезна и для других морских учебных заведений, а также и для опытных моряков — капитанов, штурманов и работников судоходных компаний.

Я признательна профессорам Н. Н. Цымбалу и И. И. Гладких, а также курсантам ОНМА, подвигнувшим меня на написание книги. Благодарю курсантов за большое количество замечательных фотографий, часть которых помещена в настоящей книге. Я очень признательна своим коллегам В. В. Шепель, Э. Е. Малюге, С. Н. Шакуну, Н. П. Кедаловой за помощь в подготовке рукописи к изданию.

Любые предложения от курсантов (студентов), преподавателей, опытных мореплавателей по дальнейшему улучшению этого учебного пособия будут с благодарностью приняты.

Т. Варбанец

канд. геогр. наук, доцент,
Одесская национальная морская академия.
Одесса, ул. Дидрихсона, 8



СПИСОК ОСНОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ

- A — альбе́до (отража́тельная способно́сть)
- a — абсолю́тная вла́жность; ускоре́ние
- C — скоро́сть дви́жения
- C_g — скоро́сть геострофи́ческого ве́тра
- d — дефи́цит насыще́ния
- dp — изме́нение давле́ния
- dz — изме́нение вы́соты
- E — давле́ние насыще́нного водя́ного пара
- e — парци́альное давле́ние водя́ного пара
- E_a — излу́чение атмо́сферы
- E_z — излу́чение Зе́мли
- F — фу́нкция, $F = F(x, y, z, t)$ — фу́нкция пространственных координат и време́ни; си́ла
- F_{mp} — си́ла трения
- f — отно́сительная вла́жность
- G — си́ла бариче́ского гради́ента
- G_z — вертика́льный бариче́ский гради́ент
- g — ускоре́ние свобо́дного паде́ния; при $m = 1$ кг, g — си́ла тя́жести
- H — вы́сота нижне́й гра́ницы о́блаков
- h — вы́сота Со́лнца; бариче́ская ступе́нь
- I — пря́мая со́лнечная ра́диация на перпендикуля́рную по́верхность
- I' — пря́мая со́лнечная ра́диация на горизонتا́льную по́верхность или инсо́ляция
- I^* — со́лнечная по́стоянная, $I = 1,38$ кВ/м²
- i — интен́сивность ра́ссеяния; ра́ссея́нная ра́диация
- K — си́ла Корио́лиса; обо́значение температу́ры в Кельвина́х (напри́мер, $273\text{ K} = 0^\circ\text{C}$)



- m — оптический путь солнечного луча в атмосфере, измеряемый числом оптических масс, при Солнце в зените ($h = 90^\circ$)
 $m = 1$; масса воздуха
- O_3 — озон (трехатомный кислород)
- P — коэффициент прозрачности атмосферы
- p — атмосферное давление
- R_c — удельная газовая постоянная сухого воздуха,
 $R_c = 287$ Дж/(кг · К)
- r — радиус кривизны
- s — массовая доля водяного пара
- T — температура в Кельвинах; период обращения Земли вокруг своей оси $T = 24 \cdot 60 \cdot 60$ с
- t — температура в градусах Цельсия; время
- t_d — точка росы
- Z — центробежная сила
- Δp — константа, равная 5 гПа или 4 гПа
- Δn — расстояние по нормали между изобарами в горизонтальной плоскости
- δ — коэффициент поглощения
- δE_a — поглощенная поверхностью часть излучения атмосферы
- λ — длина волны
- ρ — плотность воздуха
- φ — широта места
- ω — угловая скорость вращения Земли



Раздел 1

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА АТМОСФЕРЫ

Глава 1. ОБЩИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

Лекция 1

СТРОЕНИЕ АТМОСФЕРЫ

ЦЕЛЬ ЛЕКЦИИ: Показать значение метеорологии для мореплавания. Рассказать, что изучает метеорология. Дать представление о газовой оболочке Земли. Кратко рассмотреть деление атмосферы на слои по температурному признаку.

Ключевые слова: ионосфера, мезосфера, озоносфера, стратосфера, термосфера, тропосфера, экзосфера.

Опыт мореплавания показывает, что от погодных условий зависят как безопасность плавания, так и экономическая эффективность рейса. Конечно, опасность мореплавания в настоящее время резко снизилась, тем не менее, безопасность судовождения является главной целью и учитывается при проектировании и эксплуатации всех судов и портов. К сожалению, и сегодня сталкиваются, повреждаются и даже гибнут суда. Хотя начальные причины могут быть самые разные (технические и другие), трагедии случаются обычно в плохую погоду. Как минимум, неблагоприятная гидрометеорологическая обстановка увеличивает время перехода судна. При этом ухудшаются условия плавания для экипажа и пассажиров. Возможны повреждения палубных и трюмных грузов. Во время стоянки в порту возрастает продолжительность разгрузки и погрузки судна.



Современная база флота все время совершенствуется. Суда оснащаются современными коммуникациями, совершенствуется гидрометеорологическое обслуживание судов. На судах могут принимать информацию о состоянии погоды по наземным данным, по высотным данным (вертикальное зондирование атмосферы). На суда поступает исключительно ценная информация с метеорологических спутников о тропических циклонах, фронтальных циклонах, облачности и др. Суда могут получать информацию о радарном зондировании атмосферы. Сегодня возможно из Интернета брать информацию о настоящей и будущей погоде. Становится возможным получать консультации специалистов-метеорологов непосредственно на штурманском мостике. Все большее распространение приобретает метеорологическая проводка судов специализированными метеорологическими офисами, в которых наряду с метеорологами работают и опытные капитаны. Все это в свою очередь требует от штурманского состава высокой квалификации в области гидрометеорологии. Необходимо уметь пользоваться гидрометеорологической информацией, уметь читать синоптические (факсимильные) карты. Необходимо глубоко понимать физику происходящих в атмосфере процессов. Необходимо принимать грамотные решения в соответствии с гидрометеорологической обстановкой.

Что изучает метеорология?

Метеорология — наука о физических процессах, протекающих в воздушной оболочке нашей планеты в их взаимосвязи с подстилающей поверхностью и космическим пространством. Воздушная оболочка нашей планеты называется атмосферой. Планету можно рассматривать как несколько сплюснутый эллипсоид вращения. Экваториальный радиус Земли больше полярного радиуса. Еще большим эллипсоидом будет атмосфера. Сегодня считают, что у полюсов вертикальные размеры атмосферы составляют около 28 000 км, а над экватором — около 42 000 км. До этих высот земное притяжение способно еще удерживать отдельные частицы воздуха. Резкой границы атмосферы не существует. Атмосфера постепенно переходит в межпланетную среду.



Воздушная оболочка планеты защищает нашу Землю от губительных космических лучей, от контрастных смен температуры и является преградой для метеоритов.

Строение атмосферы

Атмосфера по своим физическим характеристикам неоднородна в вертикальном и горизонтальном направлениях. Изменяются все параметры, которые характеризуют состояние атмосферы: температура, давление, плотность воздуха, газовый состав, влажность, концентрация жидкого и твердого аэрозоля, газообразных примесей в воздухе, скорость ветра, электрические заряды и др. Особенно велики изменения всех параметров по вертикали.

Атмосферу делят на слои (рис. 1.1). Мы живем в нижнем слое — в *тропосфере*. Тропосфера в умеренных широтах простирается примерно до высоты 11 км. Высота тропосферы увеличивается в тропических и экваториальных зонах до 15—18 км. Над полюсами и прилегающими широтами верхняя граница тропосферы лежит в среднем на высотах 6—10 км. Вертикальная мощность тропосферы значительно изменяется в течение суток. Днем она выше, а ночью может стать меньше на несколько километров, что связано, главным образом, с изменениями температуры воздуха.

В тропосфере температура с высотой падает на каждые 100 м в среднем на $0,65^{\circ}\text{C}$. На верхней границе тропосферы, в *тропопаузе*, температура над экватором составляет примерно 190 К (-83°C). Над полюсами, на высотах 8 км, температура около 220 К (-53°C).

В тропосфере содержится 75% всего воздуха. В тропосфере сосредоточен почти весь водяной пар и, соответственно, почти все облака. Все наблюдаемые нами погодные изменения происходят в тропосфере. Для тропосферы характерно интенсивное вертикальное перемешивание. С высотой воздух становится все более разреженным. На вершинах высоких гор кислорода не хватает даже для нормального дыхания.

Слой выше тропосферы называется *стратосферой*. Здесь гораздо меньше воздуха. Самолеты дальних рейсов поднимаются в

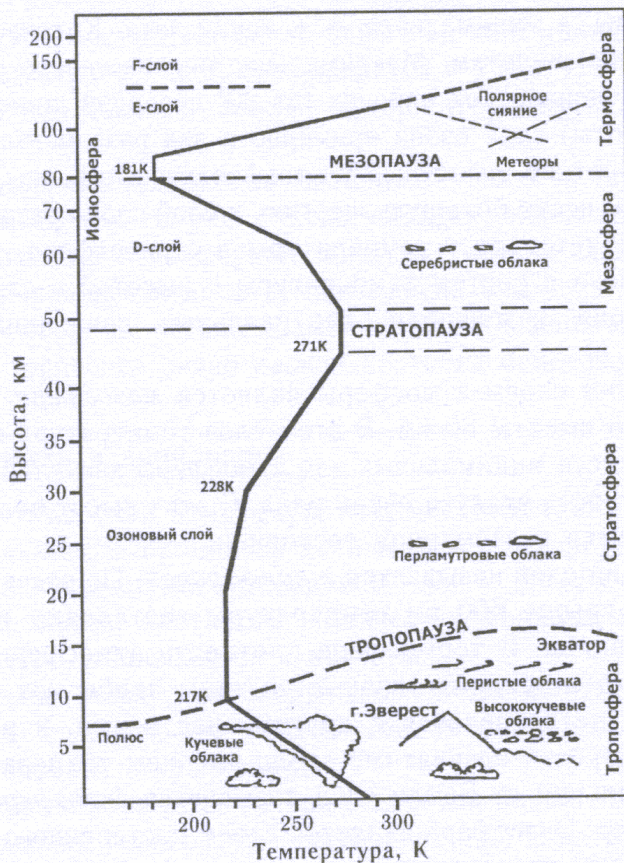


Рис. 1.1. Деление атмосферы на слои по температурному признаку

нижний слой стратосферы, чтобы быстрее лететь, благодаря меньшему сопротивлению воздуха и наиболее экономичной в холодном воздухе работе двигателей. Иногда им помогают также высокоскоростные струйные течения.

В стратосфере на высотах 20—55 км находится слой озона, *озоносфера*. Озон поглощает очень короткие ультрафиолетовые волны, излучаемые Солнцем. Тем самым озоносфера защищает Землю и ее обитателей от вредоносного излучения Солнца и обеспечивает существование жизни на этой планете.

В течение года количество озона в атмосфере меняется. Максимальное количество озона в умеренных широтах наблюдается



к концу зимы, а минимальное — к концу лета. Количество озона различно и по широтам. Максимальное оно на севере умеренных широт, а в тропических районах (от 30° северной широты до 30° южной широты) слой озона примерно в два раза меньший.

Очень короткие солнечные ультрафиолетовые волны, поглощаемые озоном, несут большую энергию, и слой озона разогревается. Этим объясняется рост температуры в стратосфере, начиная с 20 км. В связи с ростом температуры с высотой в стратосфере стратификация устойчивая, вертикальные движения воздуха затруднены.

Следующим слоем атмосферы является *мезосфера*. Она простирается до высоты 80 км. В этом слое температура с высотой падает, достигая минимальных для атмосферы значений — минус 140°C . Плотность воздуха очень мала. С этих высот большинство газов находится в атомарном состоянии.

Следующий слой называется *термосферой*. По расчетам в нем на высотах свыше 600 км температуры составляют несколько тысяч Кельвинов. В термосфере плотность атмосферных газов так мала, что отдельные газовые частицы пробегают огромные расстояния, не встречаясь с другими частицами, и развивают огромные скорости адекватные столь высоким температурам.

Самый дальний от Земли слой называется *экзосферой*. Здесь почти нет газа. Экзосфера является слоем постепенного перехода к космическому пространству.

Начиная с 80 км, в атмосфере появляются ионы — частицы, несущие электрический заряд. Они образуются под действием ультрафиолетового и рентгеновского излучений Солнца. Атмосферу выше 80 км называют *ионосферой*. Благодаря ионосфере возможна радиосвязь.

В экзосфере, термосфере и даже в мезосфере в ионизированном воздухе наблюдаются полярные сияния.

Подводя итог, следует подчеркнуть, что хотя атмосфера окружает Землю слоем несколько десятков тысяч километров, ее плотность, а соответственно и масса, с высотой очень быстро падают. В огромном по толщине слое, лежащим выше 20 км, находится всего 10% атмосферного воздуха. Если представить себе Землю в виде глобуса диаметром 64 см (вспомним, что



радиус Земли составляет около 6400 км), то в принятом масштабе 20-километровый слой превращается в 1 мм. И в этой тонкой пленке, покрывающей Землю, содержится почти весь воздух (90%)!

Современные технологии позволяют увидеть плотные слои нашей атмосферы. На рис. 1.2 (см. вкладку) видна эта тончайшая пленка плотного атмосферного воздуха. Снимки сделаны из космоса. Появляющееся из-за земного диска Солнце освещает земную атмосферу. На втором снимке показана освещенная Солнцем Земля, у горизонта видно насколько тонка атмосфера.

▼ Заметки и дополнения

1. Плотные слои атмосферы покрывает Землю очень тонким слоем. Девяносто процентов всей массы атмосферного воздуха находятся в двадцатикилометровом слое у поверхности Земли. Давление, масса, плотность, количество водяных паров в нем очень быстро уменьшаются с высотой.

2. Облака, дожди, снегопады, грозы и другие атмосферные явления наблюдаются еще в более тонком слое, в самом нижнем слое атмосферы, в тропосфере.

3. В тропосфере температура с высотой падает. В среднем величина падения температуры составляет $0,65^{\circ}\text{C}$ на 100 м высоты. В стратосфере температура с высотой растет, так как находящийся там озон интенсивно поглощает коротковолновую ультрафиолетовую солнечную энергию с длинами волн $\lambda \leq 0,3$ мкм.

Вопросы и задания

1. Что Вы можете сказать о вертикальных размерах атмосферы?
2. Чем можно объяснить различие размеров атмосферы у полюсов и на экваторе?
3. На какие слои делится атмосфера по температуре?
4. Одинакова ли толщина тропосферы на экваторе, в умеренных широтах, на полюсах?
5. Как изменяется с высотой температура в тропосфере?
6. Как изменяется с высотой температура в стратосфере?
7. Что Вы можете сказать о температуре в мезосфере, термосфере?



8. В каком слое атмосферы находятся облака?
9. Какая часть массы атмосферного воздуха сосредоточена в тропосфере?
10. Расскажите о роли и значении озона в атмосфере.
11. Где в атмосфере находится озон?
12. Расскажите о пространственном и временном распределении озона в атмосфере.
13. В каком по толщине слое содержится 90% всей массы атмосферного воздуха?

Лекция 2

СОСТАВ АТМОСФЕРНОГО ВОЗДУХА

ЦЕЛЬ ЛЕКЦИИ: Рассмотреть газовый состав атмосферы у поверхности Земли и на высотах, оценить роль и значение отдельных газов в жизни планеты. Особое внимание уделить озону.

В лекции рассматриваются переменные составляющие атмосферного воздуха. Описываются примеси (аэрозоли) естественного и антропогенного происхождения.

Отдельно анализируется состояние воздуха над океанами.

Ключевые слова: антропогенные примеси, атмосферные аэрозоли, атмосферные примеси, гетерогенная атмосфера, гомогенная атмосфера, инверсия, фотохимический смог.

Постоянные компоненты

Атмосфера нашей планеты представляет собой механическую смесь различных газов. Современный состав атмосферного воздуха установился несколько миллионов лет назад. Воздух в нижнем 100 км слое имеет постоянный газовый состав. Чистый и сухой воздух, в котором нет водяного пара, пыли и других примесей,



представляет собой смесь газов, главным образом азота (78% объема воздуха) и кислорода (21%). Немного менее одного процента составляет аргон и в очень малых количествах находится множество других газов — ксенон, криптон, углекислый газ, водород, гелий и др. (табл. 1.1).

Таблица 1.1

Газовый состав нижних слоев сухого воздуха (без водяного пара)

Газ	Содержание в % от объема воздуха	Относительная молекулярная масса	Критическая температура
Азот N ₂	78,09	28,01	— 147°C
Кислород O ₂	20,95	31,99	— 119°C
Аргон Ar	0,93	39,94	
Угл. газ CO ₂	0,03	44,00	31°C
Гелий He	$5,24 \cdot 10^{-4}$	4,00	— 268°C
Водород H ₂	$5,00 \cdot 10^{-5}$	2,00	— 240°C
Озон O ₃	$1,00 \cdot 10^{-6}$	47,99	
Сухой воздух		28,96	

Азот, кислород и другие составляющие атмосферного воздуха находятся в атмосфере всегда в газообразном состоянии, так как критические температуры, то есть температуры, при которых они могут находиться в жидком состоянии, много ниже температур, наблюдаемых у поверхности Земли. Исключение составляет углекислый газ. Однако для перехода в жидкое состояние кроме температуры необходимо еще достижение состояния насыщения. В атмосфере углекислого газа немного (0,03%) и он находится в виде отдельных молекул, равномерно распределенных среди молекул других атмосферных газов.

Постоянство газового состава воздуха обеспечивается интенсивным перемешиванием нижнего слоя воздуха. Это *однородная* или *гомогенная* атмосфера.

На высоте больше 100 км уже наблюдается гравитационное разделение газов. Вследствие диссоциации газовых молекул ультрафиолетовым излучением Солнца, наряду с молекулярным азотом (N₂) и молекулярным кислородом (O₂), появляются атомарный азот (N) и атомарный кислород (O).



С высотой все меньше становится тяжелых газов и, наконец, верхние слои атмосферы состоят из самых легких газов — гелия, а затем водорода. Такая неоднородная атмосфера называется *гетерогенной*.

Роль и значение основных газов

КИСЛОРОД (O_2) жизненно необходим почти для всех обитателей планеты. Это активный газ. Он участвует в химических реакциях с другими газами атмосферы. Кислород активно поглощает лучистую энергию, особенно очень короткие волны длиной менее 2,4 мкм. Под действием солнечного ультрафиолетового излучения ($\lambda < 0,3$ мкм), молекула кислорода распадается на атомы. Атомарный кислород, соединяясь с молекулой кислорода, образует новое вещество — трехатомный кислород или *озон* (O_3). Озон в основном находится на больших высотах. Там его роль для планеты исключительно благотворна. У поверхности Земли озон образуется при грозовых разрядах. В отличие от всех других газов в атмосфере, которые не имеют ни вкуса, ни запаха, озон имеет характерный запах. В переводе с греческого языка слово «озон» означает «остро пахнущий». После грозы этот запах приятен, он воспринимается как запах свежести. В больших количествах озон является отравляющим веществом. В городах с большим количеством автомобилей, а значит и большими выбросами автомобильных газов, в безоблачную или малооблачную погоду под действием солнечных лучей образуется озон. Город окутывается желто-синим облаком, видимость ухудшается. Это фотохимический смог.

АЗОТ (N_2) — нейтральный газ, он, не вступает в реакции с другими газами атмосферы, не участвует в поглощении лучистой энергии.

До высот 500 км атмосфера в основном состоит из кислорода и азота. При этом если в нижнем слое атмосферы преобладает азот, то на больших высотах кислорода больше, чем азота.

АРГОН (Ar) — нейтральный газ, в реакции не вступает, в поглощении и излучении лучистой энергии не участвует. Аналогично — ксенон, криптон и многие другие газы. Аргон — тяжелое вещество, в высоких слоях атмосферы его очень мало.



УГЛЕКИСЛОГО ГАЗА (CO_2) в атмосфере в среднем 0,03%. Этот газ очень необходим растениям и активно ими поглощается. Фактическое количество его в воздухе может несколько изменяться. В промышленных районах его количество может увеличиваться до 0,05%. В сельской местности, над лесами, полями его меньше. Над Антарктидой примерно 0,02% углекислого газа, т.е. почти на 1/3 меньше его среднего количества в атмосфере. Столько же и даже меньше его над морем — 0,01—0,02%, так как углекислый газ интенсивно поглощается водой.

В слое воздуха, который непосредственно примыкает к земной поверхности, количество углекислого газа испытывает и суточные колебания. Ночью его больше, днем меньше. Объясняется это тем, что в светлое время суток углекислый газ поглощается растениями, а ночью нет. Растения планеты на протяжении года берут из атмосферы около 550 млрд. т и возвращают в нее около 400 млрд. т кислорода.

Углекислый газ полностью прозрачен для солнечных коротковолновых лучей, но интенсивно поглощает тепловое инфракрасное излучение Земли. С этим связана проблема парникового эффекта, по поводу которого периодически разгораются дискуссии на страницах научной печати, а, главным образом, в массмедиа.

ГЕЛИЙ (He) — очень легкий газ. Он поступает в атмосферу из земной коры в результате радиоактивного распада тория и урана. Гелий улетучивается в космическое пространство. Скорость убывания гелия соответствует скорости поступления его из недр Земли. От высоты 600 км до 16 000 км наша атмосфера состоит главным образом из гелия. Это «гелиевая корона Земли» по выражению Вернадского. Гелий не вступает в реакции с другими газами атмосферы, не участвует в лучистом теплообмене.

ВОДОРОД (H_2) еще более легкий газ. У поверхности Земли его очень мало. Он поднимается в верхние слои атмосферы. В термосфере и экзосфере атомарный водород становится доминирующим компонентом. Водород — это самая верхняя, самая дальняя оболочка нашей планеты. Выше 16 000 км до верхней границы атмосферы, то есть до высот 30—40 тыс. км, преобладает водород. Таким образом, химический состав нашей атмосферы с высотой приближается к химическому составу Вселенной,



в которой водород и гелий — наиболее распространенные элементы.

В самой внешней, крайне разреженной части верхней атмосферы, происходит убегание из атмосферы водорода и гелия. Отдельные их атомы имеют для этого достаточно большие скорости.

Переменные компоненты

Важнейшей переменной частью атмосферного воздуха является водяной пар. Это прозрачный газ без цвета, запаха и вкуса. Роль водяного пара в атмосфере трудно переоценить. Он является важнейшей составляющей атмосферы, определяющей ее радиационный, тепловой, водный и динамический режим. Водяной пар в конечном итоге это — облака, осадки, туманы, и, связанные с ними изменения радиационного баланса, а соответственно и температуры, и давления, и движения воздуха (циркуляция атмосферы) и др.

Водяной пар поступает в атмосферу, испаряясь с поверхности Мирового океана. Вода испаряется также с морей, озер, рек, с почвы, с растений и животных. В результате, в атмосфере всегда есть водяной пар. Больше всего водяного пара в самых нижних слоях атмосферы, у поверхности Земли. В атмосфере содержится большое количество воды. Во взвешенном состоянии в атмосфере находятся жидкая и твердая вода (капли и кристаллы). Однако большая часть воды в атмосфере существует в виде пара. Максимальное количество водяного пара (до 4% от объема воздуха) в экваториальных широтах, то есть в районах, где тепло и выпадают наибольшие дожди. Мало водяного пара в жарких пустынях. Но наименьшее количество водяного пара в полярных широтах, где очень низкие температуры воздуха. При таких температурах в воздухе не может удерживаться в газообразном состоянии много воды (подробнее об этом в лекции о влажности воздуха).

К переменным частям атмосферного воздуха относятся также углекислый газ и озон.

В атмосферном воздухе есть еще жидкие, твердые и газообразные частицы естественного и антропогенного происхождения (*аэрозоли*). Естественные примеси в атмосфере — это продукты



извержения вулканов, пыльца растений, пыль с поверхности земли, частицы горных пород, соль с морей и океанов, капли и кристаллы воды, из которых состоят облака, туманы, дымка, органические аэрозоли, которых в атмосфере очень много, и др. Из межпланетного пространства атмосфера получает ежегодно от 2 до 5 млн. т космической пыли. В верхних слоях атмосферы сгорает огромное количество метеоритов, оставляя дым и пыль.

Антропогенные примеси в атмосферном воздухе — это выбросы промышленных предприятий и транспорта.

Чаще всего аэрозоли очень маленькие и не видны невооруженным глазом. Наиболее крупные частички мы видим, например, в лучах солнечного света, проникающего через небольшие щели в темную комнату. «Как луч тебя освещает! Ты весь в золотой пыли...» писала Марина Цветаева.

Скорость падения (оседания) аэрозолей мала. Выбросы вулканов могут подниматься на высоту 30 км и более и сохраняться в атмосфере в течение нескольких лет.

Естественные и антропогенные примеси часто очень загрязняют атмосферу (например, фотохимический смог). При этом может ухудшаться видимость, могут возникать массовые заболевания. Особенно много различных загрязняющих веществ, газообразных, твердых и жидких в промышленных районах. Часто они канцерогенны. Они оказывают определенное влияние и на климат города. Так, примеси препятствуют нормальной теплоотдаче в атмосферу, что способствует накоплению тепла в городе. При ночном радиационном выхолаживании улиц и строений, верхние слои городского воздуха становятся теплее — образуется температурная инверсия. Она замедляет выхолаживание, что способствует накоплению тепла в центре города.

Над городом образуется мутная куполообразная пелена, самая плотная часть которой удерживается над центром и. затрудняет проветривание улиц, препятствуя выносу из города примесей.

Примеси могут превращать капли дождя в растворы кислот. Углеродистые и сернистые дымы легко растворяются в дождевых каплях. Слабые растворы серной или других кислот оказывают разрушительное действие на здания, на арматуру, на скульптурные украшения и т.д.



Характерно изменяется состав воздуха в закрытых помещениях. Увеличивается количество двуокиси углерода (CO_2) и уменьшается количество кислорода (O_2). Поэтому, надо не забывать регулярно проветривать помещения.

Самый чистый воздух на нашей планете на Антарктическом континенте. Далеко в глубине Южного океана, вдали от всех других континентов с их высоко развитой индустрией и, соответственно, с большими выбросами в атмосферу, Антарктида остается почти такой же чистой, как десятки и сотни тысяч лет назад. Туристические поездки в Антарктиду проводятся уже сегодня.

У примесей есть еще одна очень важная роль в атмосфере. Многие из них являются ядрами конденсации, без которых невозможны были бы облака, осадки, туманы.

Состояние воздуха над океанами

Океан занимает почти три четверти поверхности Земли. Он является мощным постоянно действующим поставщиком аэрозольного вещества в атмосферу. Значительная доля аэрозольных частиц возникает в результате испарения капель морской воды и содержит в основном легкорастворимые гигроскопические морские соли.

Из океана в атмосферу попадают также различные газы и органические аэрозоли. Частицы органического происхождения — это высыхающие и гниющие морские водоросли, и продукты разложения фитопланктона. Органические аэрозоли — это еще и пыльца растений, споры, различного рода микроорганизмы, вирусы. Многие из них переносятся с суши. Органические аэрозоли образуются также и в атмосфере из органических молекул при фотохимических реакциях или при взаимодействии с морской водой.

Хорошо известна способность частиц биологического происхождения переноситься на большие расстояния. Так, споры грибов находили в море на расстоянии 1000 км от ближайшего берега. Пыльца растений может переноситься в океан на 2500 км. Морские бактерии обнаруживались на суше, на расстояниях более 100 км от воды.



Над океанами наблюдаются аэрозоли и минерального происхождения. Это наблюдается при выносе пыли из Сахары в Атлантику, из пустынь Центральной Азии в океан, из Аравийских пустынь в северную часть Индийского океана. Пыли бывает так много, что она значительно ухудшает видимость и создает сложные условия плавания. Такое явление наблюдается у западных берегов Африки в северной Атлантике и в других местах Мирового океана (более подробно об этом в лекции 9).

Мелкодисперсная пыль может переноситься на большие расстояния. Пыль из Сахары переносится на запад через Атлантику. Сообщения о дымке в воздухе Карибского моря можно найти еще в старых судовых журналах. Предположения о ее африканском происхождении высказывались уже в начале XX в. В настоящее время этот факт общепризнан. Концентрация пыли в приземном слое атмосферы в Карибском море может достигать 20 мкг/м^3 на различных высотах вплоть до поверхности 700 гПа.

Время переноса пыли через Атлантику составляет в среднем около недели. Это свидетельствует о том, что аэрозоли могут оставаться во взвешенном состоянии при значительной их концентрации в течение достаточно большого промежутка времени.

Пыль из Сахары выносится не только на запад, но и в восточном направлении через Персидский залив в сторону Индии и может даже распространяться по всему земному шару.

Все же аэрозолей, различных газообразных примесей и, тем более, примесей антропогенного происхождения над океанами несравненно меньше, чем над сушей.

В воздухе над океанами много водяного пара. Относительная влажность в среднем составляет около 80%. В приземном слое воздуха содержатся ионы морских солей, что, по медицинским наблюдениям, благоприятно влияет на здоровье человека. Мировой океан, занимающий большую часть нашей планеты и покрытый зелеными водорослями, является поставщиком кислорода для всей планеты. Углекислый газ интенсивно поглощается морскими зелеными водорослями. Над океанами в воздухе, как уже указывалось, в два—три раза меньше углекислого газа, чем в среднем для атмосферы.



▼ Заметки и дополнения

1. У поверхности Земли атмосфера состоит в основном из двух газов: азота и кислорода, а остальных газов ничтожно мало. Все газы в атмосфере хорошо перемешаны, атмосфера однородна (гомогенна) до высоты 100 км.

2. С высотой газовый состав изменяется. Тяжелые газы остаются внизу, легкие поднимаются выше. Атмосфера становится гетерогенной. Самые верхние слои атмосферы состоят из гелия и водорода — газов, наиболее распространенных во Вселенной.

3. Роль водяного пара в атмосфере трудно переоценить. Вода в атмосфере — это облака, туманы, осадки. Соответственно, с водой связаны изменения радиационного и теплового режимов атмосферы и подстилающей поверхности. Как следствие, изменяется и динамика атмосферы.

4. В составе атмосферного воздуха есть кроме водяного пара и другие переменные компоненты, имеющие как отрицательное значение (загрязнители атмосферы), так и положительное (ядра конденсации) значение.

5. Особенная роль у двуокиси углерода (CO_2). С ним связывают парниковый эффект и он является пищей для всех зеленых растений на суше и на море (водорослей).

Вопросы и задания

1. Почему в нижних слоях атмосферы не наблюдается гравитационного (по массе) разделения газов, составляющих атмосферный воздух?

2. Что такое гомогенная атмосфера?

3. Что называется гетерогенной атмосферой?

4. Расскажите о значении кислорода атмосферного воздуха для нашей планеты.

5. Расскажите о значении атмосферного озона для нашей планеты.

6. Может ли озон быть у поверхности Земли?

7. Расскажите о значении углекислого газа для нашей планеты.

8. Расскажите о гелии в атмосферном воздухе.

9. Что Вы можете рассказать о водороде в атмосферном воздухе.

10. Имеют ли основные газы, из которых состоит воздух, цвет, запах, вкус?

11. Количество, динамика и роль углекислого газа в атмосфере?



12. Перечислите переменные составляющие атмосферного воздуха.
13. Расскажите об естественных и антропогенных примесях.
14. Расскажите об отрицательной и положительной роли примесей в атмосфере.
15. Что такое «аэрозоли»? Как долго аэрозоли могут находиться в воздухе?
16. Какие аэрозоли могут быть в воздухе над океанами?
17. Сравните состав атмосферного воздуха над сушей и над океаном.
18. Выполняется ли соотношение между основными газовыми компонентами в воздухе аудитории?
19. Почему в воздухе над океаном относительно мало углекислого газа?
20. Расскажите о водяном паре в атмосфере.
21. Почему, по Вашему мнению, горожане развитых стран Европы и Америки стремятся жить за городом.

Лекция 3

ЛУЧИСТАЯ ЭНЕРГИЯ В АТМОСФЕРЕ

ЦЕЛЬ ЛЕКЦИИ: Показать, что Солнце является единственным источником энергии для планеты. Рассмотреть особенности солнечной радиации, и ее прохождение через атмосферу. Рассмотреть инсоляцию, длинноволновую радиацию в атмосфере и радиационный баланс. Обратить внимание на роль радиационных факторов в мореплавании.

Ключевые слова: альbedo, аэрозольное рассеяние, видимая радиация, длинные волны, инсоляция, инфракрасная радиация, молекулярное рассеяние, парниковый эффект, прямая радиация, рассеянная радиация, ультрафиолетовая солнечная радиация.

Основным и практически единственным источником энергии для всех процессов, протекающих в атмосфере и на поверхности Земли, является Солнце. По сравнению с солнечной радиацией



все остальные источники, такие как звезды, планеты, Луна, внутреннее тепло Земли, являются ничтожно малыми.

С солнечной радиацией связаны температура, давление, ветер и все другие метеорологические величины и явления. Поэтому мы начинаем изучение метеорологии с рассмотрения солнечной энергии.

Солнце и солнечная радиация

Температура излучающей поверхности Солнца — фотосферы — около 6000 К. Солнце излучает энергию в широком диапазоне длин волн, от очень близких к нулю до волн длиной в сотни километров. Распределение энергии в спектре Солнца по длинам волн неравномерно. Его можно аппроксимировать законом Планка (рис. 1.3). Около 99% солнечной энергии приходится на длины волн λ от 0,1 до 4 мкм. Эти волны называют *короткими*. Только один процент солнечной энергии приходится на *длинные* волны ($\lambda > 4$ мкм). В коротковолновом участке солнечного спектра можно выделить ультрафиолетовые волны (0,1—0,4 мкм), видимые волны (0,4—0,78 мкм) и ближние инфракрасные волны (0,78—4 мкм).

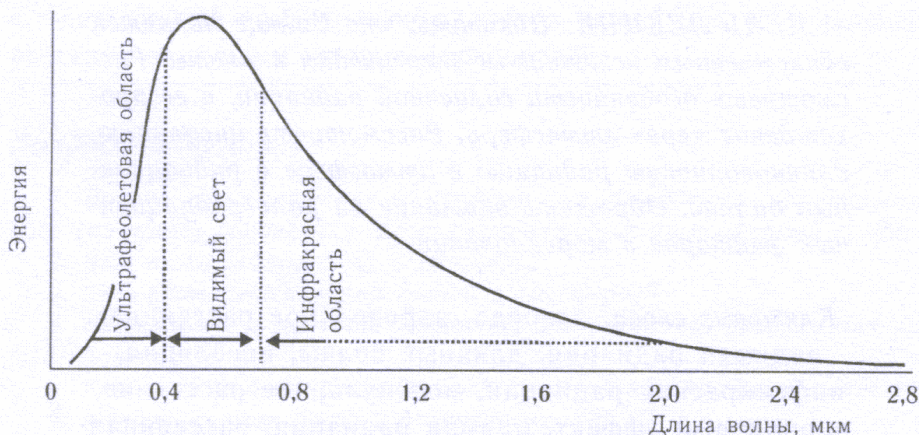


Рис. 1.3. Кривая Планка для Солнца

На видимый участок солнечного спектра приходится почти половина энергии, излучаемой Солнцем. В видимом участке спектра самые короткие фиолетовые волны, а самые длинные — красные.



Передача радиации через атмосферу

Расстояние между Землей и Солнцем составляет в среднем $150 \cdot 10^6$ км. К нашей планете приходит только коротковолновая радиация. К верхней границе атмосферы каждую секунду поступает от Солнца $1,38 \text{ кДж/м}^2$ (солнечная постоянная I^*). К поверхности Земли поступает несколько меньшая величина. Даже в безоблачной и очень чистой атмосфере солнечная радиация ослабевает из-за поглощения и рассеяния.

В ультрафиолетовом участке солнечного спектра солнечная радиация поглощается озоном (O_3). В результате к поверхности Земли волны короче $0,3 \text{ мкм}$ не доходят. Значительное поглощение солнечной энергии происходит и в области ближнего инфракрасного излучения Солнца. Здесь поглотителями являются вода, углекислый газ и примеси.

В атмосфере рассеиваются в основном волны видимого участка спектра. Рассеяние на мелких частицах — атомах, молекулах, комплексах молекул происходит тем интенсивнее, чем короче длина волны

$$i = B\lambda^{-4}, \quad (1.1)$$

где λ — длина волны, а B — коэффициент пропорциональности.

Из-за поглощения и рассеяния солнечной энергии в атмосфере к поверхности Земли на единичную площадку, перпендикулярную лучам, приходит солнечной энергии меньше, чем поступает на верхнюю границу атмосферы

$$I = I^* P^m, \quad (1.2)$$

где P — коэффициент прозрачности, величина меньшая единицы; m — оптический путь солнечного луча в атмосфере. Это будет *прямая солнечная радиация* — поток параллельных лучей, идущих от Солнца.

Поток прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность называют *инсоляцией*



$$I' = I \sin h, \quad (1.3)$$

где h — высота Солнца. Как видно, инсоляция меньше прямой солнечной радиации на перпендикулярную поверхность. В силу зависимости инсоляции I' от высоты Солнца, величина ее меняется в суточном и годовом ходе, а также с широтой места. С увеличением широты уменьшается полуденная высота Солнца. Это приводит к уменьшению инсоляции в каждый конкретный момент времени, по сравнению с этой величиной в более низких широтах.

К поверхности Земли от всех точек небесного свода приходит еще и *рассеянная* радиация (1.1). Часто под *инсоляцией* понимают *суммарную радиацию*, т. е. приток *прямой и рассеянной радиации*, на горизонтальную поверхность. Инсоляция может определяться не только за секунду, но и за день, месяц, сезон, год. В таком случае следует помнить, что с увеличением широты места изменяется продолжительность дня. Дневная сумма инсоляции возрастает с увеличением продолжительности дня. Летом приток суммарной радиации в полярных районах возрастает. Влияние небольшой высоты Солнца несколько компенсируется большой продолжительностью дня. В зимнее время суммарная радиация убывает к полюсам. В низких широтах суммарная радиация почти не меняется в течение года и составляет в месяц около 600 МДж/м².

Облачность значительно уменьшает количество солнечной радиации, поступающее к земной поверхности. Часть солнечных лучей отражается от облаков обратно в космическое пространство. Чем плотнее облачность, чем ниже она находится, тем меньше она пропускает солнечных лучей к земной поверхности.

Влияние поверхности Земли

На поверхности Земли прозрачна для солнечных лучей лишь вода. В морях и океанах солнечные лучи могут проникать на значительные глубины (до 100 м и более). От поверхности воды солнечная радиация частично отражается. В воде солнечная радиация поглощается и рассеивается. Поглощение и рассеяние



солнечной радиации в разных частях спектра существенно различается. Инфракрасный и красный свет проникает на небольшую глубину. В чистых океанских водах глубже проникает голубой свет, а в мутных прибрежных водах — зеленый и желтый свет.

Солнечная радиация, которая поступает на поверхность суши, не пропускается ею, так как поверхность Земли не прозрачна. Лучистая энергия поглощается и частично отражается поверхностью. Отражательная способность, *альbedo* (A), зависит от цвета отражающей поверхности, угла падения лучей и от их длины волны. Наибольшим альbedo обладает свежеснеженный снег. Он отражает более 90% всей падающей на него лучистой энергии. Наименьшей отражательной способностью (около 2%) обладает спокойная вода при положении Солнца в зените. Но если высота Солнца менее 20° альbedo водной поверхности резко возрастает и может превысить 50%. Поверхности суши имеет альbedo в пределах 10—30%. Среднее планетарное альbedo земного шара, включая его облачный покров, близко к 35%.

Длинноволновая радиация в атмосфере

Температура поверхности Земли в среднем составляет 15°C (288 К). Имея такую температуру, Земля излучает в атмосферу в основном *длинноволновую инфракрасную (тепловую) радиацию*. Длина волны, на которую приходится максимум энергии, составляет 10 мкм (рис. 1.4).

Атмосфера поглощает значительную часть длинноволнового излучения земной поверхности. Основными поглотителями длинноволновой радиации являются углекислый газ (CO_2) и особенно вода (H_2O), поскольку воды в атмосфере много. Облака состоят из жидкой (капли), твердой (кристаллы) и газообразной (водяной пар) воды. Они интенсивно поглощают длинноволновое излучение Земли, действуя как изоляционный слой, подобно стеклянным стенкам парника. Такое воздействие носит название *парникового эффекта*.

Если ночь пасмурная, то она относительно теплая. Если же небо безоблачное, то часть энергии, излучаемая поверхностью Земли, уходит в космическое пространство и ночь холодная.



В дневное время потеря энергии за счет длинноволнового излучения незаметна, так как перекрывается приходящей солнечной энергией. Облака могут поглощать, отражать и излучать длинноволновую радиацию. Сама атмосфера также излучает длинноволновую радиацию. Ту часть длинноволнового излучения атмосферы, которое направлено вниз к поверхности Земли, называют *излучением атмосферы* E_a .

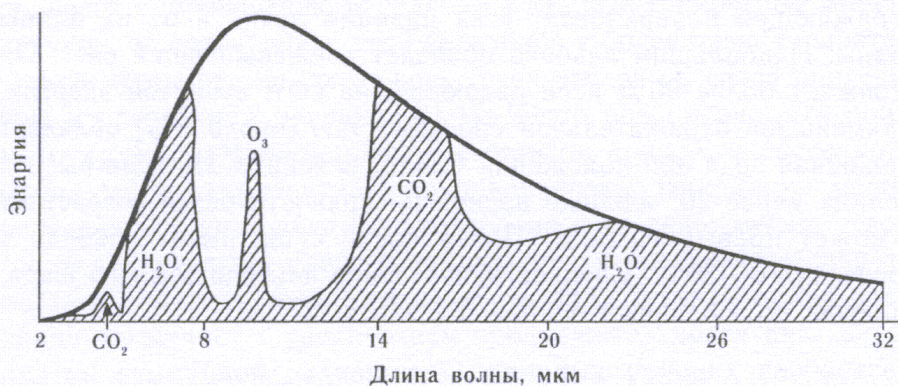


Рис. 1.4. Излучение поверхности Земли и полосы поглощения

Радиационный баланс подстилающей поверхности

Радиационный баланс складывается из прихода и расхода лучистой энергии. На единичную горизонтальную поверхность в единицу времени приходит прямая радиация I' , рассеянная радиация i и излучение атмосферы E_a , уходит отраженная коротковолновая радиация, отраженная длинноволновая радиация и излучение Земли E_z .

$$R = (I' + i)(1 - A) + \delta E_a - E_z, \quad (1.4)$$

где δE_a — поглощенная земной поверхностью часть излучения атмосферы.



Переход радиационного баланса через ноль происходит не тогда, когда Солнце у горизонта, а много раньше, когда высота Солнца составляет $5\text{--}10^\circ$. При такой высоте Солнца солнечный луч проходит в атмосфере большой оптический путь, и значительная часть солнечной энергии остается в атмосфере. Оказывается, что излучение Земли в это время превышает энергию, приходящую от Солнца. К поверхности Земли доходит так мало солнечной энергии, что можно спокойно смотреть на Солнце и любоваться красочными закатами.

В целом, днем и в теплый период года радиационный баланс положителен, а ночью и в холодный период отрицателен.

Для Земли в целом и за период равный году радиационный баланс около нуля. Для более коротких промежутков времени и для меньших площадей это не выполняется. В тропических широтах в течение всего года наблюдается избыток радиации. Вода в океанах тропической зоны накапливает большое количество тепла. В полярных районах в зимнее время наблюдается отрицательный радиационный баланс. В результате дифференцированного нагревания в атмосфере и в океанах возникают движения соответственно воздуха и воды.

Влияние радиационных факторов на перевозимые грузы

В тропических широтах днем корпус судна в результате поглощения солнечной радиации сильно перегревается. Непосредственно на палубных перекрытиях температура может достигать $60\text{--}70^\circ\text{C}$. Это оказывает заметное воздействие на грузы, чувствительные к высоким температурам. Изменяется температурно-влажностный режим и в трюмах под палубой. В ночное время, при отрицательном радиационном балансе, корпус судна может стать холоднее наружного воздуха. Тогда температура охлаждающихся поверхностей может опуститься ниже точки росы трюмного воздуха. Такие колебания особенно велики в трюмах, расположенных над ватерлинией. Последствия могут быть неблагоприятны для перевозимых грузов. Особенно сложные условия наблюдаются при быстром изменении суммарной радиации. Например, при прохождении Суэцкого канала суммарная радиация изменяется за сутки



вдвое. Похожие условия могут быть в Красном море, в Персидском заливе. Наибольшие значения суммарной радиации наблюдаются у берегов Индии. Они в десять раз превосходят приход солнечной радиации в Центральной Европе в это же время. Для Индии порча грузов на судах является постоянной проблемой. Таким образом, следует учитывать суммарную радиацию при принятии грузов, их размещении и транспортировке.

Для экипажа условия плавания в тропических и экваториальных широтах тоже тяжелы: высокая температура, раскаленная палуба, большая влажность воздуха.

▼ Заметки и дополнения

1. Солнце излучает короткие волны. Солнечная радиация в атмосфере несколько ослабевает в результате рассеяния и поглощения. Основными поглотителями в атмосфере являются озон (поглощает жесткий ультрафиолет), водяной пар и углекислый газ (поглощают инфракрасную радиацию). Наиболее интенсивно рассеиваются самые короткие видимые лучи. Большая часть солнечной энергии проникает к земной поверхности.

2. С уменьшением высоты Солнца изменяется спектральный состав солнечного луча и уменьшается количество солнечной энергии, приходящей к поверхности Земли.

3. Инсоляция (сумма прямой и рассеянной радиации за сутки) зависит от высоты Солнца и продолжительности дня. Инсоляция велика и практически не меняется в течение года в тропических широтах. Летом она незначительно меняется по широтам, так как уменьшение высоты Солнца компенсируется увеличением продолжительности дня. В зимнее время она быстро уменьшается с увеличением широты.

4. Земная поверхность и атмосфера излучают длинные волны. Длинноволновая радиация излучается всей поверхностью Земли, в то время как коротковолновая радиация поступает только на полушарие, обращенное к Солнцу. Атмосфера интенсивно поглощает длинноволновую радиацию. Особенно велика в этом роль водяного пара, жидкой и твердой воды. Благодаря этому поверхность Земли в пасмурные ночи гораздо теплее, чем в безоблачные.



5. Радиационный баланс положителен в тропиках и отрицателен в высоких широтах. Быстрые изменения радиационного баланса могут быть неблагоприятны для грузов, и это следует учитывать при принятии грузов, их размещении и транспортировке.

Вопросы и задания

1. От чего зависит количество излучаемой телом лучистой энергии и распределение ее по длинам волн?
2. Укажите распределение энергии по длинам волн в спектре Солнца.
3. Что называется солнечной постоянной и чему она равна для нашей планеты?
4. Что происходит с лучистой энергией, поступающей на какую-либо поверхность?
5. В результате чего происходит ослабление солнечной радиации в атмосфере?
6. Что является поглотителем солнечной радиации в атмосфере?
7. Что такое молекулярное рассеяние? Какие лучи лучше рассеиваются в атмосфере?
8. Что понимается под прямой, рассеянной, суммарной радиацией, инсоляцией?
9. Как изменяется инсоляция в пространстве и во времени?
10. Что такое альбедо, от чего оно зависит?
11. Какие длины волн излучаются земной поверхностью, атмосферой?
12. В чем сущность парникового эффекта?
13. Расскажите о суточном и годовом ходе радиационного баланса.
14. Объясните отличие температурного режима на палубе судна от температуры воздуха и влияние этого на перевозимые грузы.



ОПТИЧЕСКИЕ И ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ В АТМОСФЕРЕ

ЦЕЛЬ РАБОТЫ: *Познакомиться с оптическими и электрическими явлениями в атмосфере, которые могут наблюдаться в море. Выяснить физику их образования, выяснить, о каких будущих изменениях погоды они могут говорить. Главная цель — учитывать эти атмосферные явления в штурманской практике.*

Ключевые слова: атмосферная рефракция, дисперсия света, дифракция света, интерференция.

Цвет неба, облаков, Солнца, Луны, зеленый луч

Интенсивность рассеянного света в соответствии с (1.1) изменяется обратно пропорционально четвертой степени длины волны. Синие волны примерно в два раза короче красных волн, они рассеиваются в 16 раз сильнее красных и окрашивают небо в *синий* цвет.

Крупные частицы, которыми изобилуют нижние слои атмосферы, рассеивают одинаково все длины волн. Иными словами, они рассеивают белые лучи. Поэтому небо не синее, а *голубое*, а иногда и *белесое*, когда воздух замутнен. Цвет неба, таким образом, свидетельствует о чистоте атмосферного воздуха.

Облака состоят из капель и кристаллов, которые велики по сравнению с длинами видимых волн. Поэтому освещенные Солнцем, они кажутся ослепительно белыми.

При тумане, выпадающих осадках, в облаках видимость ограничена из-за большого встречного потока рассеянной радиации. В полярных районах известно оптическое явление под названием *белая мгла*. Ледяные кристаллы, сверкающие в солнечных



лучах, дают такое большое количество рассеянной радиации, что ничего не видно иногда уже на расстоянии вытянутой руки.

Цвет Солнца меняется с изменением его высоты от белого днем до желтого и, наконец, красного вечером. Красный цвет Солнца у горизонта объясняется тем, что солнечные лучи в этот момент проходят в атмосфере примерно в 40 раз больший путь, чем при положении Солнца в зените. Проходя сквозь такую толщу атмосферного воздуха, солнечные лучи теряют в результате рассеяния синие, а затем голубые и другие волны и до поверхности Земли доходят только красные волны. Уменьшается количество энергии, о чем уже говорилось (лекция 2) и меняется спектральный состав солнечного света. Аналогично выглядит Луна у горизонта. Облака у горизонта тоже кажутся красными.

Мореплаватели в открытом море могут увидеть *зеленый луч*. Рефракция (искривление) солнечных лучей в атмосфере сопровождается их дисперсией (разложением по спектру). Световые лучи искривляются выпуклостью в сторону менее плотного воздуха, т.е. обычно вверх. Последний луч заходящего Солнца, разлагаясь в спектр, образует веер цветных лучей. Угол расхождение крайних лучей видимого спектра (фиолетовых и красных) составляет в среднем $38''$. Чем меньше длина волны луча, тем более сильную рефракцию он испытывает, тем сильнее он будет приподниматься за счет рефракции. Когда Солнце погружается под горизонт, происходит быстрая смена цветов от красного к зеленому и последний луч заходящего Солнца оказывается яркого изумрудного цвета. Синий и фиолетовый лучи теряются в синем небе. Продолжительность зеленого луча всего несколько секунд. Для его наблюдения необходимы открытый горизонт, чистый воздух, свободная от облаков сторона горизонта со стороны Солнца и отсутствие волнения. Это явление можно наблюдать и утром.

Удлинение дня, расширение и сужение горизонта, миражи в океане

Из-за рефракции Солнце, Луна и звезды видны даже тогда, когда в действительности они несколько ниже горизонта. Это следует учитывать при определении высоты светил.



Рефракция световых лучей приводит к расширению горизонта и увеличению длины дня (рис. 1.5). Удлинение дня увеличивается с ростом широты места. На северном полюсе Солнце появляется не в день весеннего равноденствия, а иногда на семь дней раньше и исчезает на семь дней позже осеннего равноденствия.



Рис. 1.5. Расширение и сужение горизонта

При необычно больших градиентах плотности в нижних слоях воздуха может возникать аномальная рефракция. При *инверсии* температуры (увеличении температуры с высотой), особенно если она сопровождается быстрым уменьшением влажности, преломление лучей будет больше, чем обычно. Объекты кажутся приподнятыми. Видно очень далеко (иногда до 80 км) и водная поверхность кажется не только плоской, но даже вогнутой. В небе могут плыть корабли. Их очертания зыбки, расплывчаты. Таков печально известный «Летучий голландец». Это верхний мираж. *Мираж* — оптическое явление, при котором объекты кажутся искаженными, сдвинутыми (поднятыми или пониженными), увеличенными, умноженными или перевернутыми из-за атмосферной рефракции.

Верхние миражи наблюдаются часто в высоких широтах, где вода более холодная, чем воздух над ней, т. е. в воздухе имеется инверсионное распределение температуры.



Сложные миражи называются *Fata morgana*.

Когда падение температуры с высотой много больше, чем обычно, то рефракция меньше нормальной, или может быть даже в противоположном направлении, т. е. лучи могут искривляться вниз выпуклостью. Видимый горизонт кажется ближе к наблюдателю. Когда рефракция полностью изменена, может возникать нижний мираж. Вблизи экватора, где вода теплее воздуха, горизонт сужается. Мореплаватели здесь воочию убеждаются в том, что Земля круглая. Иногда кажется, что нос судна находится уже на линии горизонта. Судно, появляющееся из-за горизонта, оказывается рядом. Все рядом и все крупное. Волны у экватора представляются более крупными, чем они есть на самом деле.

Радуга, гало, венцы

Радуга — всем известная дуга concentрических цветных полос, видимых, когда солнечные лучи освещают падающие из кучево-дождевых облаков капли дождя (рис. 1.6, вкладка). Наблюдается радуга в вечернее время, часто после грозы. Центр дуги — антисоллярная точка (в 180° от Солнца). Солнце, наблюдатель и антисоллярная точка должны быть на одной линии. Радиус самой яркой радуги — 42° . Вызвано это рефракцией, внутренним отражением, дифракцией и дисперсией солнечного света на каплях. Красный цвет находится на внешней стороне, синий и фиолетовый — на внутренней стороне. Часто заметна и вторая радуга радиусом около 50° . Порядок цветов в ней обратный. В редких случаях слабая радуга заметна на той же стороне, что и Солнце. Ее радиус и порядок цветов тот же, что и в первой радуге.

Подобное может быть и при свете Луны. Цвета полос в этом случае очень слабые. Поскольку ливневые дожди над океаном наиболее часты ночью, у мореплавателей есть возможность увидеть лунные радуги.

Гало. Рефракция, или комбинация рефракции и отражения света ледяными кристаллами высоких ледяных облаков (Cs, см. лекцию 8) может создавать гало. Наиболее обычная для него форма — цветное кольцо радиусом 22° или, реже, — 46° с Солнцем или Луной в центре. Гало обычно слабо окрашено, красный цвет находится



внутри (рис. 1.7, вкладка). Гало может иметь и более сложные формы — столбы, кресты и их сочетания.

Гало может быть прогностическим признаком приближения теплого фронта, а, следовательно, ухудшения погоды.

Венцы. Когда Солнце (или Луна) видно сквозь тонкий слой облаков, оно оказывается окруженным ярким светом, называемым *венцом* (*короной* или *ореолом*). Венцы отличаются от гало много меньшим радиусом. Кроме того, они непосредственно прилегают к светилу. Порядок цветов у них обратный — красный цвет на внешней стороне.

Ярко окрашенный венец говорит о том, что капли, на которых он образуется, имеют одинаковые размеры. В противном случае венцы белесые.

Радиус венца обратно пропорционален размеру капель. Большие размеры венца указывают на маленькие капли. Если венец уменьшается в размерах, то это означает, что капли увеличиваются, и может начаться дождь.

Электрические явления в атмосфере

Грозовые разряды. Процессы испарения, конденсации и сублимации, коагуляции и дробления облачных элементов приводят к появлению в облаках и туманах огромного числа электрически заряженных частиц. Особенно сильные электрические заряды возникают в кучево-дождевых облаках, содержащих крупные капли и кристаллы. В силу преобладающих нисходящих и восходящих потоков в различных частях кучево-дождевых облаков происходит разделение зарядов, т.е. скопление электричества одного знака в разных областях грозовых облаков. Основания кучево-дождевых облаков, содержащих преимущественно крупные капли, несут положительный суммарный заряд. Центральная часть грозовых облаков имеет общий отрицательный заряд, а вершины их, состоящие из ледяных мельчайших кристаллов, заряжены положительно. Напряженность электрического поля в облаках и между облаками и землей (суммарный заряд Земли отрицательный) может достигать огромных значений (порядка сотен киловольт на 1 м). Это приводит к возникновению между обла-



ками, его отдельными частями, или облаками и Землей искровых разрядов — молний, сопровождаемых звуковыми колебаниями — громом.

Наиболее часто наблюдаются линейные молнии. Линейная молния — сильно разветвленная искра длиной 2—3 км при разряде между облаком и землей и 15—20 км при разряде между облаками. Сила тока в канале молнии может достигать сотен килоампер, а мгновенная мощность — миллионов киловатт. Температура газовых стенок ствола достигает $2 \cdot 10^4$ К.

Мгновенный нагрев газа в молниевом канале приводит к резкому расширению воздуха, в результате чего возникают звуковые колебания — *гром*. Звуковой эффект усиливается образованием гремучего газа в канале молнии, так как за счет высоких температур вода разлагается на кислород и водород. Звуки от длинного извилистого канала молнии доходят до наблюдателя лишь последовательно. В результате появляются характерные раскаты грома.

Молниевый разряд в судно может вызвать пожар, вывести из строя антенны или радиоприемные устройства, вызвать перемагничивание приборов.

Огни святого Эльма. Тихие разряды в виде светящихся пучков на остриях (на верхушках мачт и на других острых предметах) при очень большой напряженности электрического поля атмосферы. Наблюдаются они при низкой кучево-дождевой облачности, особенно при грозах, метелях, пыльных бурях и могут сопровождаться потрескиванием или шипением.

Полярные сияния. Особая форма свечения верхних разряженных слоев атмосферы в полярных широтах. Обычно преобладают желто-зеленые оттенки, реже бывают красные, синие и фиолетовые. Это красочное явление обязано своим происхождением магнитному полю атмосферы и солнечной активности.

▼ Заметки и дополнения

1. Рассеянием света в атмосфере объясняются многие оптические явления, в том числе голубой цвет неба, красное Солнце у горизонта, белые облака, голубая дымка, которой подернуты далекие горы и др.



2. Рефракцией световых лучей в атмосфере объясняются расширение горизонта, удлинение дня, миражи. Рефракцию следует учитывать при определении высоты Солнца, Луны и других светил. Рефракция и дисперсия света позволяют увидеть в тихом море удивительное явление — зеленый луч.

3. Радуга — это разложение (дисперсия) света на крупных каплях, выпадающих из кучево-дождевых облаков в стороне противоположной Солнцу. Гало — большие круги или более сложные фигуры, образующиеся иногда при просвечивании Солнца или Луны сквозь тонкую пелену кристаллических облаков верхнего яруса. При просвечивании светил (Солнца, Луны, звезд, планет и даже фонарей на мачтах) сквозь более низкие облака образуются малые круги — венцы или ореолы.

4. Электрическое и магнитное поля нашей планеты порождают ряд оптических, электрических и звуковых явлений в атмосфере. Это молнии, раскаты грома, огни Святого Эльма, полярные сияния и др.

Вопросы и задания

1. Какие из видимых лучей хорошо рассеиваются в атмосфере, для каких лучей атмосфера является относительно прозрачной средой? К каким оптическим явлениям это приводит?

2. Почему днем не видны звезды?

3. Рассеяние света в атмосфере помогает увидеть предметы или затрудняет?

4. Почему ослепительно белы стороны облаков, освещенные Солнцем?

5. Как и почему в течение дня меняется цвет Солнца?

6. Объясните физику возникновения зеленого луча.

7. При каких условиях возникает зеленый луч?

8. Что такое рефракция световых лучей, и к каким оптическим явлениям это приводит?

9. Всегда ли наблюдается рефракция, что понимают под нормальной и аномальной рефракцией?

10. Какие оптические явления наблюдаются при нормальной и аномальной рефракции?

11. Объясните явление «Летучий голландец».

12. Объясните явление верхнего миража, нижнего миража. В каких широтах, при каких условиях они могут наблюдаться?

13. Что такое «Fata morgana»?



14. Какие оптические эффекты кроме миражей связаны с рефракцией в низких широтах?
15. Перечислите условия, при которых возникает радуга.
16. В какой стороне горизонта и в какое время суток можно увидеть радугу? Можно ли увидеть радугу ночью?
17. С какими облаками связаны радуги?
18. При каких условиях образуется гало? Прогностическим признаком чего может быть гало?
19. Венец четкий и ярко окрашенный. О чем это говорит?
20. Венец уменьшается. О чем это говорит?
21. Почему нельзя одновременно наблюдать венец вокруг Луны и вокруг звезд?
22. «Огни Святого Эльма светятся, усеяв борт его и снасти» (Н. Гумилев). О чем идет здесь речь?
23. Как возникают молнии, гром?

Глава 2. МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ВЕЛИЧИНЫ И МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ

Лекция 5

АТМОСФЕРНОЕ ДАВЛЕНИЕ

ЦЕЛЬ ЛЕКЦИИ: Привести перечень основных понятий, которые будут подробно изучаться в последующих лекциях.

Показать, что давление является самой значимой метеорологической величиной. Рассмотреть изменение давления по вертикали, по горизонтали и во времени. Разобрать, как на морских судах давление приводится к уровню моря.

Ключевые слова: барическая ступень, барическая тенденция, вертикальный барический градиент.



Основные понятия

Для количественной характеристики состояния атмосферы используется понятие *метеорологическая величина*. Это температура, давление, влажность воздуха, скорость и направление ветра, количество облаков и высота их нижней границы, количество и интенсивность осадков, метеорологическая дальность видимости, потоки лучистой энергии и др.

В метеорологии применяется также понятие *атмосферное явление*. Имеется в виду определенный физический процесс, сопровождающийся резким изменением состояния атмосферы. К атмосферным явлениям относятся: пыльная (песчаная) буря, гроза, гололед, изморозь, иней, туман, метель, обледенение, осадки, полярные сияния, роса, шквал и др.

Непрерывное изменение состояния атмосферы приводит к изменению метеорологических величин и атмосферных явлений. Физическое состояние атмосферы в определенный момент или промежуток времени носит название *погода*. При этом можно говорить о погоде в определенной точке пространства, о погоде района, о погоде по маршруту и т.п.

Атмосферное давление

Среди всех метеорологических величин основной величиной, определяющей погодный режим атмосферы и состояние водной поверхности, является давление воздуха. В метеорологии давление измеряют в гектопаскалях (гПа), иногда в миллибарах (мб), иногда в миллиметрах ртутного столба (мм. рт. ст.). Соотношения между этими единицами следующие:

$$1 \text{ гПа} = 100 \text{ Па} = 10^2 \text{ Н/м}^2,$$

$$1 \text{ мб} = 1 \text{ гПа},$$

$$1 \text{ мм рт. ст.} = 1,333224 \text{ гПа}.$$

Атмосфера оказывает давление на поверхность, находящуюся в ней и действует во всех направлениях одинаково. Атмосферное



давление на уровне моря на планете изменяется в пределах от 940 гПа до 1050 гПа и редко выходит за эти пределы. Нормальное (наиболее часто наблюдающееся) атмосферное давление на уровне моря составляет 1013,2 гПа.

Изменение давления с высотой и по горизонтали

Атмосферное давление равно весу вышележащих слоев воздуха в данном месте (рис. 1.8). Следовательно, атмосферное давление с высотой уменьшается. Падение давления dp с высотой dz описывается основным уравнением статики

$$dp = -\rho g dz, \quad (1.5)$$

где g — ускорение свободного падения;
 ρ — плотность воздуха.

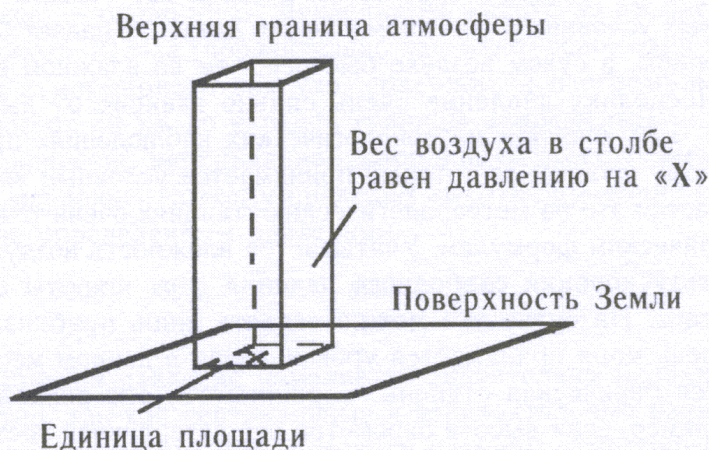


Рис. 1.8. Давление равно весу столба воздуха



Вертикальный барический градиент из (1.5) равен

$$G_z = -\frac{dp}{dz} = g\rho = g\frac{p}{R_c T}, \quad (1.6)$$

где R_c — удельная газовая постоянная сухого воздуха равная 287 Дж/(кг·К).

При давлении у поверхности Земли 1000 гПа и температуре 273 К вертикальный градиент давления составляет 12,5 гПа/100 м. Величина, обратная вертикальному барическому градиенту, называется *барической ступенью*. Это высота, на которую достаточно подняться (опуститься) для того, чтобы давление уменьшилось (увеличилось) на 1 гПа

$$h = -\frac{dz}{dp} = \frac{1}{g\rho} = \frac{R_c T}{gp} \approx \frac{8000}{p}(1 + \alpha t). \quad (1.7)$$

При тех же условиях она составляет 8 м/гПа. Барический градиент и барическая ступень не являются константами. Они зависят от температуры и давления. Барический градиент с высотой становится все меньше, а барическая ступень все больше. При прочих равных условиях в холодном воздухе давление падает быстрее, чем в теплом, в сухом воздухе быстрее, чем во влажном воздухе.

Поскольку давление очень сильно зависит от высоты места (рис. 1.9), оно при метеорологических наблюдениях приводится к единому уровню, за который принимается условный уровень моря. Делается это на метеорологических станциях очень точно, по барометрическим формулам. Учитывается влажность воздуха и зависимость ускорения свободного падения g от широты φ и высоты места z . На судне это можно сделать лишь приблизительно. За уровень моря принимается уровень моря в данном месте. Используется барическая ступень и принимается она равной 10 м/гПа. Например, если высота барометра над ватерлинией составляет 5 м, то для приведения давления к уровню моря надо прибавить 0,5 гПа; если высота барометра над ватерлинией 14 м, то поправка для приведения к уровню моря будет равна +1,4 гПа; если высота мостика (барометра) над уровнем воды 10 м, то давление на уровне моря примерно на 1 гПа больше, чем на мостике.

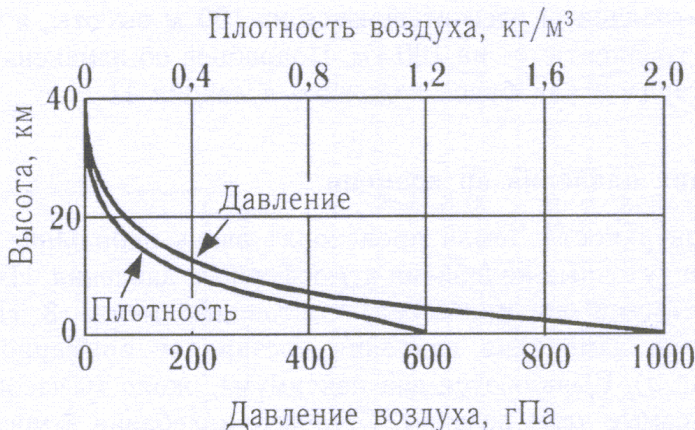


Рис. 1.9. Изменение давления и плотности с высотой

В первой лекции рассказывалось, как быстро уменьшается с высотой плотность воздуха, а значит, и масса и давление. В нижнем пятикилометровом слое содержится почти половина всей массы атмосферного воздуха. Давление на этой высоте вдвое меньше, чем на поверхности Земли и составляет около 500 гПа. В тропосфере содержится 75% массы воздуха, в тридцатикилометровом слое — около 99%. Давление на высоте 30 км составляет всего около 10 гПа (поразительно как мало, всего один процент массы атмосферного воздуха, содержится в огромном по толщине слое от 30 км до верхней границы атмосферы!).

Часто в качестве вертикальной координаты вместо высоты используют давление. Поэтому приведем высоты, примерно соответствующие определенным давлениям:

P , гПа	1000	850	700	500	100	10	1
Z , км	0,1	1,5	3,0	5,5	16	31	48

По горизонтали давление изменяется значительно медленнее. Это и понятно, так как вертикальные и горизонтальные размеры атмосферы несоизмеримы. По вертикали размеры атмосферы (по распределению массы воздуха) невелики, по горизонтали — это поверхность всей планеты. По вертикали изменение всех метеорологических величин происходит быстро, по горизонтали — медленно. И особенно это относится к давлению воздуха. Все верти-

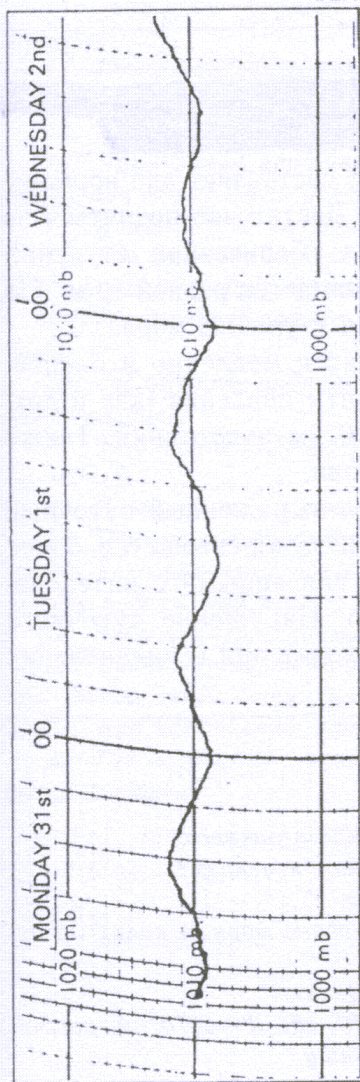


кальные градиенты рассчитываются на 100 м высоты, а горизонтальные градиенты — на 100 км. Подробнее об изменении давления по горизонтали будет изложено в лекции 11.

Изменения давления во времени

На поверхности Земли происходят очень небольшие синусоидальные суточные колебания атмосферного давления. Их размах (от максимума до минимума) составляет менее 3 гПа, так что полное изменение давления составляет примерно 0,26% (рис. 1.10, а). Выявляются два максимума, около 10 часов утра и в те же самые часы вечером. Суточные колебания атмосферного давления обусловлены суточными колебаниями температуры и атмосферными приливами. Поскольку колебания очень невелики, они могут быть заметны только в тропических районах, где обычно отсутствует циклоническая деятельность. Тропики составляют значительную часть нашей планеты. Ровный временной ход давления там говорит о стабильности погоды. Нарушение суточного хода давления в тропиках является признаком близости тропического циклона, редкого, но очень опасного атмосферного явления.

В более высоких широтах циклоническая деятельность интенсивно развита. Связанные с ней изменения давления превышают небольшие суточные колебания, и суточный ход становится незаметным (рис. 1.10, б). В умеренных широтах падение давления говорит о приближении центра циклона, теплого фронта, в общем, об ухудшении погоды в ближайшее время. Рост давления указывает на улучшение погоды. Для умеренных широт *барометрическая (барическая) тенденция* является очень важной характеристикой. В теоретических работах барическая тенденция отождествляется с производной давления по времени dp/dt . По ленте барографа определяют «величину» и «характеристику» барометрической тенденции. Величина барометрической тенденции — это изменения атмосферного давления за три часа, предшествующие сроку наблюдения, со знаком плюс или минус. Характеристика барической тенденции определяется по форме кривой барографа за указанный промежуток времени: давление растет, падает или остается неизменным. В соответствии с



б

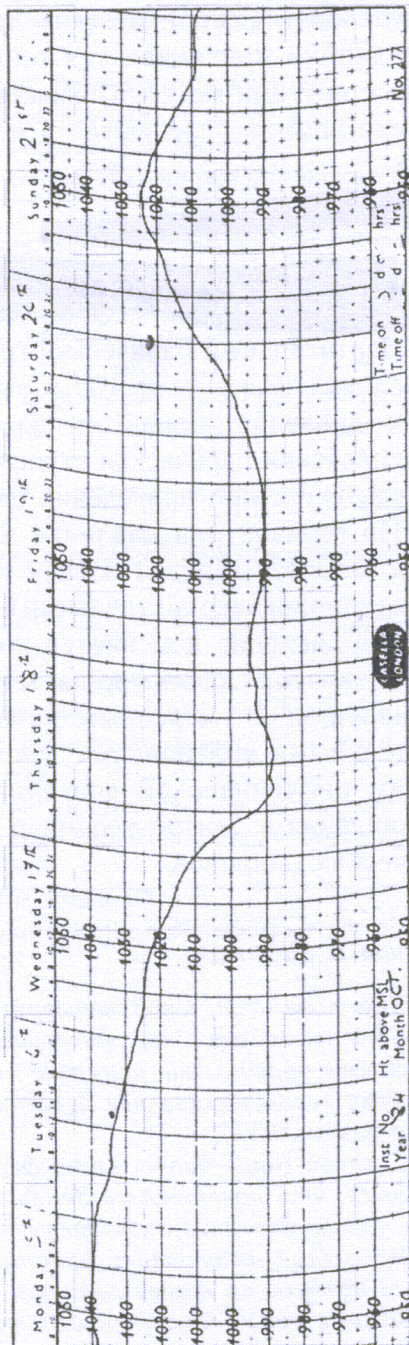


Рис. 1.10. Ленты барографа для тропиков (а) и для умеренных широт (б)



международным синоптическим кодом, конкретной характеристике тенденции присваивается определенная цифра. Эти данные вместе с другими метеорологическими величинами, в синоптических телеграммах передаются в прогностические центры.

▼ Заметки и дополнения

1. Давление на уровне моря колеблется в пределах 940—1050 гПа. Нормальное давление составляет 1013 гПа.
2. Вертикальный барический градиент составляет для нормальных условий 12,5 гПа на 100 м высоты. Достаточно подняться на 8 м и давление изменится на 1 гПа (барическая ступень). В мореплавании барическая ступень принимается равной 10 м/гПа и используется при приведении давления к уровню моря.
3. По горизонтали давление изменяется медленно и плавно. Рассчитываются горизонтальные градиенты давления (как и других метеорологических величин) на 100 км расстояния. Также медленно давление изменяется во времени.
4. У экватора обнаруживается слабо выраженный суточный ход давления. В умеренных широтах он затушевывается более значительными колебаниями давления, связанными с интенсивной там циклонической деятельностью. Нарушение суточного хода давления в центре тропиков происходит при возникновении тропических циклонов.

Вопросы и задания

1. Что понимается под метеорологической величиной?
2. Что понимается под метеорологическим явлением?
3. Дайте определение понятию «погода».
4. Чему равно нормальное давление на уровне моря, в каких пределах оно изменяется?
5. С какой силой давит атмосфера на Землю?
6. Зная, что поверхность Земли $S = 4\pi R^2$, где $R = 6370$ км, рассчитайте полное давление атмосферы на планету.
7. Используя результат задания 7, рассчитайте массу атмосферного воздуха на нашей планете.
8. Почему мы не ощущаем давление воздуха, не раздавлены столь большим давлением?



9. Почему для измерения давления в ртутном барометре используется ртуть?
10. Можно ли измерить давление водяным барометром?
11. Каково давление под водой на глубине 10 м, 30 м?
12. Какое давление на высоте 5000 м над Землей?
13. Чему равно примерно давление на высоте полета пассажирского лайнера?
14. Почему водолазы при подъеме должны делать продолжительные остановки?
15. Как изменяется давление с высотой?
16. Чему равен вертикальный градиент давления у поверхности Земли при нормальных условиях?
17. Является ли вертикальный барический градиент константой?
18. Где быстрее падает давление с высотой, у поверхности Земли или в верхних слоях тропосферы?
19. Где быстрее падает давление с высотой, в теплом или холодном воздухе?
20. Где быстрее падает давление с высотой во влажном воздухе или сухом воздухе?
21. Что такое барическая ступень? Как эта величина используется на судах?
22. Зачем давление приводится к уровню моря?
23. Что такое барометрическая (барическая) тенденция?
24. Если барограф показывает падение давления, то о каких изменениях погоды это может говорить?
25. Чему примерно равно давление на высоте 5 км, на высоте 20 км?
26. Сравните вертикальный и горизонтальный барические градиенты. Велики ли различия между ними?
27. Как изменяется давление во времени?
28. Где на планете замечен суточный ход давления, а где и почему он не замечен?

**ВЕТЕР**

ЦЕЛЬ ЛЕКЦИИ: Показать значение ветра в морской практике. Привести перечень основных понятий. Рассмотреть определение истинного ветра на движущемся судне визуально по состоянию водной поверхности и с помощью приборов. Разобрать графический способ нахождения скорости и направления истинного ветра.

Ключевые слова: близзард, ведущий поток, вестерлизы, бравые весты, ветровая тень, западные ветры, линии тока, наветренная сторона, подветренная сторона, снежные заряды, шквал.

Влияние ветра на поведение судна велико и неоднозначно. Ветер вызывает волны (рис. 1.11, вкладка), которые могут представлять значительную опасность для судна. Волнение усиливается с увеличением скорости ветра и продолжительности его воздействия.

При встречном слабом (менее 10 м/с) ветре суда теряют скорость, при попутном — набирают. При большой силе ветра происходит снос судна, и его скорость всегда уменьшается. Это происходит как при встречном, так и при попутном ветре. Ветром создается давление на перпендикулярную поверхность, пропорциональное квадрату скорости. Например, ветер, имеющий скорость 20 м/с, оказывает давление не в 5, а в 25 раз большее, чем бриз, дующий со скоростью 4 м/с. Следовательно, даже при небольшом усилении ветра давление очень быстро возрастает. Именно это и является опасным. Имеет значение и парусность судна. Сильный ветер оказывает более неблагоприятное воздействие на большой полностью загруженный контейнеровоз или ро-ро, чем на полностью загруженный танкер подобной длины.



Ветер создает течения, скорости которых в некоторых местах достигают 4 и даже 5 узлов (2—3 м/с). Они могут существенно уменьшать или увеличивать время перехода. В прибрежных районах ветер создает сгоны и нагоны воды. При сгоне в мелководных прибрежных районах появляются мели, и плавание становится невозможным. Наоборот, при нагонах появляется возможность свободного прохода через такие места.

Основные понятия

Атмосфера находится в непрерывном движении. Горизонтальная составляющая движения воздуха называется *ветром*. Воздух стремится перейти из области, где давление большое туда, где давление меньше. Причиной появления ветра является разность давлений, то есть горизонтальный градиент давления.

Ветер — векторная величина, характеризуется направлением и скоростью. Под направлением понимается та часть горизонта, откуда дует ветер. Так, северный ветер — это ветер, дующий с севера, южный — с юга. Направление ветра можно давать в градусах (0° или 360° — северный ветер, 90° — восточный и т.д.) и в румбах: С или N — северный, СВ или NE — северо-восточный и т.д.

Скорость ветра измеряют в метрах в секунду, в узлах, в километрах в час, в баллах по шкале Бофорта. Переход от одних единиц к другим не составляет труда.

Роза ветров — диаграмма, дающая наглядное представление о распределении ветра по направлениям. Она обычно имеет восемь линий, проведенных от центра, соответствующих С, СВ, В, ЮВ, Ю, ЮЗ, З и СЗ румбам. Длина линий соответствует повторяемости ветра с этой стороны горизонта, толщина линий соответствует различным скоростям. В центре помещают повторяемость штилей (рис. 1.12). Такие диаграммы помещают на навигационных картах. На них можно увидеть *преобладающий ветер* (наиболее часто встречающийся) в данном районе, рассчитанный для определенного месяца по многолетним данным. На рис. 1.12 это юго-западный ветер.

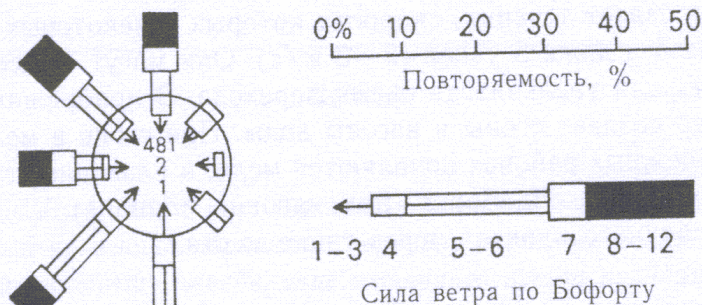


Рис. 1.12. Роза ветров

Определение скорости и направления ветра на движущемся судне

Истинный ветер над водной поверхностью можно определить:

- 1) визуально,
- 2) инструментально с помощью приборов,
- 3) по факсимильным картам.

Расчет по картам погоды будет изложен позже. Сейчас рассмотрим визуальный и инструментальный методы.

Визуальный метод. О ветре в море можно судить по состоянию водной поверхности. При небольшой скорости ветра его направление определяют по движению систем наиболее мелких волн, бегущих по поверхности крупных. При значительном ветре на водной поверхности образуется пена. Направление ветра определяют по движению полос пены. Ветер дует перпендикулярно движению систем мелких волн в первом случае и полосам пены (барашкам) во втором. При этом следует рассматривать волны на достаточно большом удалении от судна.

Чаще всего, однако, волновая поверхность моря имеет хаотический вид. Она является суперпозицией самых разных волновых движений: разной высоты, длины, направлений, периодов. Это могут быть ветровые волны; одновременно с этим, зыбь, пришедшая издалека; волны, от находящегося где-то тропического циклона; отраженные от берега волны и др. Определить направление ветра в таком случае по виду водной поверхности бывает сложно, а то и вовсе невозможно.



Для визуальной оценки скорости ветра в морской практике пользуются шкалой Бофорта (табл. 1.2). Она предложена в 1805 г. адмиралом Британского королевского флота сэром Бофортом. В шкале Бофорта дается состояния водной поверхности в баллах. Ноль соответствует штилю, а 12 — ураганному ветру. Это описание в настоящее время подкреплено соответствующими фотографиями и оценкой скорости ветра в узлах и метрах в секунду. Шкала Бофорта оказалась настолько удобной, что вот уже две сотни лет не выходит из употребления.

Инструментальный (приборный) метод. Истинный ветер дует относительно неподвижной точки на земной поверхности. Кажущийся ветер возникает относительно движущегося тела. Например, в полный штиль судно идет в южном направлении со скоростью 10 узлов (примерно 5 м/с). В таком случае на палубе будет ощущаться южный ветер скоростью 5 м/с. Эту скорость показал бы анемометр. Следовательно, движение судна приводит к появлению ветра с юга, имеющего скорость 10 узлов (5 м/с). Он называется *курсовым*. Если бы действительно в море наблюдался южный ветер скоростью 10 узлов, то на судне было бы отмечено 20 узлов. Таким образом, кажущийся ветер представляет собой векторную сумму истинного и курсового ветра.

Современные суда часто укомплектованы дистанционным измерителем скорости и направления ветра, позволяющим непосредственно на мостике снять с дисплея скорость и направление кажущегося ветра. На некоторых судах сразу на дисплей выдаются рассчитанные величины направления и скорости истинного ветра. Если этого нет, то надо проводить измерения скорости и направления ветра. Скорость кажущегося ветра измеряется анемометром на наветренной палубе. Направление кажущегося ветра определяется по компасу. При этом на движущемся судне о кажущемся ветре можно судить по вымпелу, флюгеру, ветровому конусу (колдунчику), по дыму из трубы. Ветер должен дуть в компас. Его направление измеряют в градусах.

Истинный ветер рассчитывают по курсовому и кажущемуся. Истинный ветер дует в тот же борт, что и кажущийся. Этот последний будет диагональю параллелограмма, стороны которого

Таблица 1.2

Сила ветра по шкале Бофорта

Баллы Бофорта	Словесное определение силы ветра	Скорость ветра		Состояние моря	Высота волн, м
		узлы	м/с		
0	Штиль	1	0-0,2	Зеркально-гладкое море	—
1	Тихий	1-3	0,3-1,5	Рябь, пены на гребнях нет	0,1 (0,1)
2	Легкий	4-6	1,6-3,3	Короткие волны, гребни не опрокидываются	0,2 (0,3)
3	Слабый	7-10	3,4-5,4	Короткие, хорошо выраженные волны, гребни, опрокидываясь, образуют стекловидную пену, изредка образуются маленькие белые барашки	0,6 (1)
4	Умеренный	11-16	5,5-7,9	Волны удлиненные, барашки видны во многих местах	1 (1,5)
5	Свежий	17-21	8,0-10,7	Хорошо развитые в длину, но не очень крупные волны, повсюду видны белые барашки (в отдельных случаях образуются брызги)	2 (2,5)
6	Сильный	22-27	10,8-13,8	Начинают образовываться крупные волны. Белые пенные гребни занимают значительные площади (вероятны брызги)	3 (4)
7	Крепкий	28-33	13,9-17,1	Волны громоздятся, гребни срываются, пена ложится полосами по ветру	4 (5,5)
8	Очень крепкий	34-40	17,2-20,7	Умеренно высокие длинные волны. По краям гребней начинают взлетать брызги. Полосы пены ложатся рядами по направлению ветра	5,5 (7,5)
9	Шторм	41-47	20,8-24,4	Высокие волны. Пена широкими плотными полосами ложится по ветру. Гребни волн начинают опрокидываться и рассыпаться в брызги. Брызги могут ухудшить видимость	7 (10)
10	Сильный шторм	48-55	24,5-28,4	Очень высокие волны с длинными загибающимися вниз гребнями. Образующаяся пена выдувается ветром большими хлопьями в виде густых белых полос. Поверхность моря от пены становится белой. Грохот волн становится сильным и подобен ударам. Видимость плохая	9 (12,5)
11	Жестокый шторм	56-63	28,5-32,6	Исключительно высокие волны. Суда небольшого и среднего размера временами скрываются из вида. Море все покрыто длинными белыми хлопьями пены, располагающимися по ветру. Края волн повсюду сдуваются в пену. Видимость плохая	11,5 (16)
12	Ураган	64 и более	32,7 и более	Воздух наполнен пеной и брызгами. Море все покрыто полосами пены. Очень плохая видимость	≥14



истинный и курсовой ветер. Рассмотрим пример. Пусть судно идет на север со скоростью 18 узлов. Кажущийся ветер имеет скорость 5 м/с и направление 45°. Надо найти истинный ветер.

Решение:

1) Приведем все величины в одну систему единиц. Узлы переводим в метры в секунду. Как известно, один узел равен одной морской миле (1852 м) в час. Получаем

$$18 \text{ уз} = 18 \cdot \frac{1852}{60 \cdot 60} = 18 \cdot 0,514 = 9,26 \approx 9 \text{ м/с}.$$

Строим график. Проводим оси — север—юг и восток—запад. Схематично рисуем судно, следующее на север (рис. 1.13). На судно действует курсовой ветер, имеющий северное направление и скорость 9 м/с. От центра пересечения осей (от центра судна) откладываем в северном направлении в произвольном масштабе 9 м/с (точка *K*). В направлении 45° (в северо-восточном направлении) откладываем в том же масштабе 5 м/с (точка *M*). В соответствии с правилом, достраиваем параллелограмм. Линия, параллельная стороне *KM* и направленная в судно, будет истинным ветром. Его скорость равна длине стороны *KM* в принятом масштабе — 6,5 м/с, а направление составляет 147° (определяем транспортиром от севера по часовой стрелке). Таким образом, в приводном слое наблюдается юго-восточный ветер скоростью около 6 м/с.

Решить задачу нахождения истинного ветра можно и аналитически, путем решения треугольника по теоремам синусов и косинусов. В Севастопольской морской обсерватории на основе графического метода разработана специальная линейка (круг СМО).

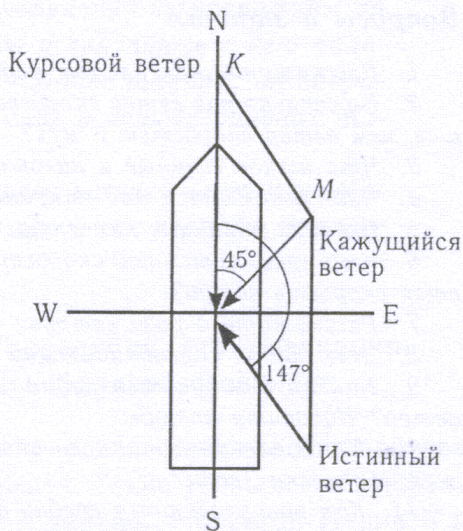


Рис. 1.13. Определение истинного ветра графическим методом



▼ Заметки и дополнения

1. Сильный ветер представляет для судна опасность даже когда он попутный.

2. Ветер — векторная величина, характеризуется направлением и скоростью. Под направлением понимается та часть горизонта, откуда он дует. Направление задается в градусах или румбах, а скорость — в метрах в секунду, в узлах или километрах в час.

3. Визуально о направлении ветра можно судить по движению самых мелких волн, а скорость оценить по шкале Бофорта. Более точные результаты будут получены при использовании анемометра и компаса.

4. Истинный (действительный) ветер дует в тот же борт, что и кажущийся, его направление и скорость легко можно определить графическим способом.

5. В Афинах до наших дней сохранилась Башня ветров, построенная во II веке до нашей эры. Восьмигранная башня, ориентированная по сторонам света, украшена барельефами богов ветра.

Вопросы и задания

1. Расскажите, как влияет ветер на движущееся судно.
2. Во сколько раз ветер скоростью 30 м/с оказывает давление большее, чем ветер скоростью 3 м/с?
3. Что такое сгонные и нагонные явления?
4. Что понимается под направлением ветра?
5. В каких единицах измеряется направление ветра?
6. Что понимается под скоростью ветра? В каких единицах измеряется скорость ветра?
7. Расскажите о розе ветров.
8. Что такое «преобладающий ветер»?
9. Как на движущемся судне определить скорость и направление ветра? Назовите методы.
10. Направление истинного ветра определяют по движению больших или мелких волн?
11. Как располагаются гребни волн или пенистые барашки относительно направления ветра?
12. Расскажите о шкале Бофорта.



13. Объясните, что такое кажущийся ветер, курсовой ветер, истинный ветер.

14. Как располагается вектор кажущегося ветра относительно векторов истинного и курсового ветра?

15. Каково соотношение между различными единицами скорости ветра (узлы, метры в секунду, километры в час)?

Лекция 7

ТЕМПЕРАТУРА И ВЛАЖНОСТЬ ВОЗДУХА

ЦЕЛЬ ЛЕКЦИИ: Показать необходимость учета температуры и влажности воздуха в штурманской практике. Рассмотреть применяемые в настоящее время температурные шкалы и соотношения между ними. Кратко охарактеризовать температурный режим атмосферы, включая процессы нагревания и роль океанов в этом; распределение температуры по вертикали; стратификацию и связанные с нею явления, имеющие значение для мореплавания; температуру воздуха в приземном слое в разных районах Мирового океана.

В лекции излагаются характеристики влажности воздуха и роль водяного пара в процессах передачи тепла в атмосферу.

Ключевые слова: адвекция, конвекция, стратификация, фазовые переходы воды, фазовое состояние.

Нет ничего второстепенного в природе... Высокие температура и влажность изнурительны для людей. Такие условия наблюдаются в Суэцком канале, Персидском заливе, у берегов Индии и в других местах тропической зоны. Тяжело переносятся и низкие температуры полярных широт.



Температура и влажность воздуха могут создавать неблагоприятные метеорологические условия в трюмах. Это:

- образование пленки воды, увлажнение поверхности или даже промокание перевозимых грузов;

- большая относительная влажность и большие градиенты давления водяного пара между воздухом в трюме и перевозимым грузом, особенно когда груз гигроскопичен;

- создание оптимальных условий температуры и влажности для развития плесневых грибов и микроорганизмов, наносящих вред грузам;

- развитие коррозии из-за большого содержания солей в воздухе и повышенной влажности.

Переходы из холодных районов в теплые и наоборот сопряжены с образованием сырости в трюмах. Судно идет быстро. Грузы некоторое время сохраняют ту температуру, которую они имели в пункте отправления. Если теплый и влажный воздух новых районов проникает в трюм, где температура поверхности грузов ниже точки росы притекающего воздуха, то на этой поверхности возникает пленка воды. Она растет тем интенсивнее, чем сильнее проветривается трюм и чем больше скорость судна. Когда судно идет из теплых районов в холодные пленка воды создается на стенках трюмов.

В теплых секторах циклонов, при пересечении атмосферных фронтов в трюмах создается неблагоприятный температурно-влажностный режим.

Температурные шкалы

Для измерения температуры используют термодинамическую или абсолютную шкалу температур в кельвинах (T , К), шкалу в градусах Цельсия (t °С), шкалу в градусах Фаренгейта (t , °F) и др. Термодинамическая, или абсолютная температурная шкала, называемая еще шкалой Кельвина, имеет единицу температуры, равную по величине единице температуры стоградусной шкалы Цельсия ($1^\circ\text{C} = 1$, К). Соотношения между шкалами следующие:

$$T = 273 + t^\circ\text{C}, \quad (1.8)$$



$$\frac{t^{\circ}\text{C}}{100} = \frac{t^{\circ}\text{F} - 32}{180}. \quad (1.9)$$

Шкала температуры в градусах Фаренгейта применялась и до настоящего времени применяется в некоторых англоязычных странах. Она может быть на факсимильных картах и в метеорологических бюллетенях. Ее можно встретить на страницах произведений Джека Лондона, Эрнеста Хемингуэя и других американских писателей.

Процессы нагревания атмосферы

Атмосфера нагревается от подстилающей поверхности. Солнечные лучи проходят атмосферу, практически не нагревая ее. Для солнечных коротковолновых лучей атмосфера в значительной степени прозрачна. Нагревается подстилающая поверхность.

Нагреваясь, подстилающая поверхность нашей планеты (океан, суша) излучает длинноволновую радиацию. Как мы уже знаем (лекция 3), для тепловой длинноволновой радиации атмосфера является непрозрачной средой. Вода в атмосфере, углекислый газ, механические частички в атмосфере поглощают, излучаемые поверхностью Земли, волны. Соответственно, воздух нагревается. Описанный процесс передачи тепла называется лучистой теплопроводностью. Еще более интенсивным процессом является турбулентная теплопроводность. Огромное количество тепла поступает в атмосферу при конденсации и сублимации водяного пара, испарившегося с подстилающей поверхности, т.е. при фазовых переходах воды. Это называют скрытой теплопроводностью. Особенно велико значение такой передачи тепла в атмосферу над просторами Мирового океана. Океаны являются мощными аккумуляторами тепла. Удельная теплоемкость воды, а особенно морской, велика — более 4000 Дж/(кг·К). Для сравнения, для воздуха эта характеристика составляет около 1000 Дж/(кг·К). Мировой океан накапливает в теплое время года большое количество тепла, которое затем медленно отдает в холодное время. В водах тропических широт аккумуляция энергии идет круглый год.



Мировой океан занимает почти три четверти поверхности нашей планеты и играет существенную роль в нагревании атмосферы.

Безусловно, есть еще и молекулярная теплопроводность, но ее роль ничтожно мала по сравнению с другими процессами передачи тепла.

Распределение температуры по вертикали

В результате описанных выше процессов, температура воздуха с высотой падает. Падение температуры в тропосфере, как мы уже знаем из первой лекции, в среднем составляет $0,65^{\circ}\text{C}$ на 100 метров высоты.

Уменьшением температуры с высотой объясняется наличие снежных шапок на вершинах гор даже в экваториальных широтах (горы Кения и Килиманджаро в Африке). Это является основной причиной того, что абсолютный минимум температуры на поверхности Земли (-89°C) наблюдается именно в южном полушарии, в центре Антарктиды, где высота над уровнем моря составляет более 4000 м. В северном полушарии абсолютный минимум температуры составляет -69°C . Наблюдается он в Якутии, примерно на уровне моря.

Указанная величина градиента температуры в тропосфере наблюдается лишь в среднем. В каждом конкретном месте распределение температуры с высотой может быть разным. Например, вначале температура с высотой падает, а затем начинает расти или же остается постоянной. Рост температуры с высотой называется *инверсией*, постоянство температуры с высотой называется *изотермией* (рис. 1.14).

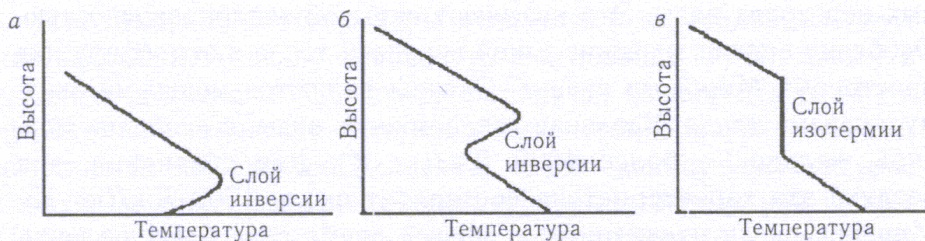


Рис. 1.14. Инверсии (а — приземная, б — приподнятая) и изотермия (в) температуры в атмосфере



Стратификация атмосферы и погода

Если температура с высотой быстро падает (более 1°C на 100 м высоты), а это наблюдается когда подстилающая поверхность теплая, а воздух холодный, в атмосфере развиваются вертикальные движения. Такая *стратификация* (распределение температуры с высотой) называется *неустойчивой* (рис 1.15).

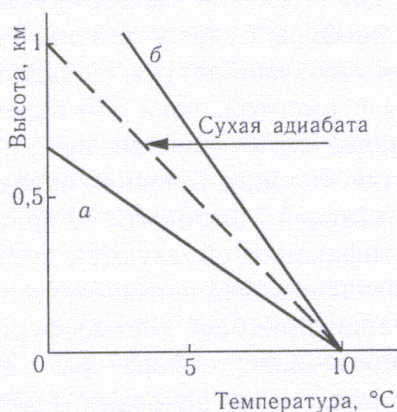


Рис. 1.15. Распределение температуры по вертикали при неустойчивой стратификации (а), при устойчивой стратификации (б)

Теплый воздух поднимается вверх, возникает термическая *конвекция*. Возможно образование и развитие конвективной облачности со всеми сопутствующими явлениями (ливневыми осадками, грозами, градом и др.).

Неустойчиво стратифицирован воздух в экваториальных широтах. В умеренных широтах неустойчивая стратификация наблюдается в тыловых частях циклонов и граничащих с ними перифериях антициклонов. Видимость там хорошая за исключением зоны выпадающих осадков.

При инверсионном распределении температуры с высотой стратификация воздуха *устойчивая*. Инверсия может образоваться непосредственно у поверхности Земли (см. рис 1.14, а) в результате радиационного охлаждения самого нижнего слоя воздуха. Это может произойти и в некотором слое, удаленном от поверхности Земли (см. рис. 1.14, б). Причиной может быть *адвекция*



(горизонтальный перенос) теплой воздушной массы над слоем холодного воздуха или же результат опускания и нагревания воздуха. Такой устойчивый слой в атмосфере образует как бы потолок для конвекции, через который она пробиться не может. Под инверсией скапливаются примеси, ядра конденсации, водяные пары, принесенные сюда конвективными токами из нижних слоев атмосферы. Инверсия является верхним пределом, ниже которого образуется слоистая или слоисто-кучевая облачность.

Стратификация атмосферы будет устойчивой и при изотермии, то есть при постоянстве температуры с высотой, и даже при падении температуры с высотой, если это падение меньше, чем 1°C на 100 м. Устойчивая стратификация препятствует развитию вертикальных движений. В таких условиях невозможно образование и развитие конвективной облачности. В холодное время года при устойчивой стратификации образуются туманы. Во все времена года с такой стратификацией связано ухудшение видимости, увеличение концентрации примесей в атмосфере.

Инверсионное распределение температуры с высотой наблюдается над обширными полярными районами. Именно там, как мы знаем, часты миражи и другие оптические явления. В умеренных широтах над океанами рост температуры с высотой наблюдается на фронтах, в теплой воздушной массе, над холодными течениями.

Изменения температуры по горизонтали на планете

В целом, на планете с увеличением широты места температура падает. Однако лишь в очень грубом приближении можно говорить о том, что распределение температуры на земном шаре соответствует приходу солнечной радиации к поверхности Земли и имеет широтный характер. В этом участвует много факторов: близость водоемов, течения, западные или восточные окраины материков, облачность и многое другое. В результате, горизонтальное температурное поле имеет сложный характер.

Самые высокие температуры на поверхности Земли наблюдаются не в экваториальных, а в тропических широтах. Абсолютный максимум температуры (около 60°C) наблюдался в тропических пустынях Африки и Аравийского полуострова. Объяснение



этому в том, что на экваторе большая облачность затрудняет приход солнечной радиации к поверхности Земли, а на широтах 30° по обе стороны от экватора безоблачное небо. Кроме того, на экваторе дошедшая до подстилающей поверхности солнечная энергия, в значительной степени затрачивается на испарение обильно выпадающих там осадков. У экватора располагается широкая полоса, в которой температура мало меняется в течение года и составляет $24\text{--}28^\circ\text{C}$.

Зимой в северном полушарии особенно велика (более 50°) разность температур между тропическими и полярными широтами. Летом она около 20° .

Самые низкие температуры в южном полушарии наблюдаются на полюсе, а в северном полушарии самые низкие температуры отмечаются в глубине евразийского континента, где стационарирует сибирский антициклон.

Тот факт, что на северном полюсе значительно теплее, чем на южном, объясняют, кроме прочего, еще и тем, что удельная теплоемкость соленой воды больше, чем пресной. Лед Арктики соленый, потому что образовался из воды Северного Ледовитого океана. Образование льда из морской воды сопровождается выделением большого количества тепла. Образование пресного льда в Антарктиде таким тепловыделением не сопровождается.

Особенности распределения температуры над океанами

Вдали от берегов температуры воздуха и воды почти одинаковы. На рис. 1.16—1.19 представлены температуры воздуха и поверхности открытого океана зимой и летом, в месяцы наиболее низких и наиболее высоких их значений в океане. В первом приближении распределение температур можно описать как широтное. Широтное распределение изотерм наблюдается в центральных частях Тихого и Атлантического океанов. Это особенно справедливо для южного полушария, где кроме нескольких исключений, изотермы следуют строго вдоль параллелей. В соответствии с этим, самые высокие температуры воздуха и водной поверхности (до 28°C) наблюдаются в тропиках. Есть относительно немного областей, где температура воды достигает 29°C . Самая высокая

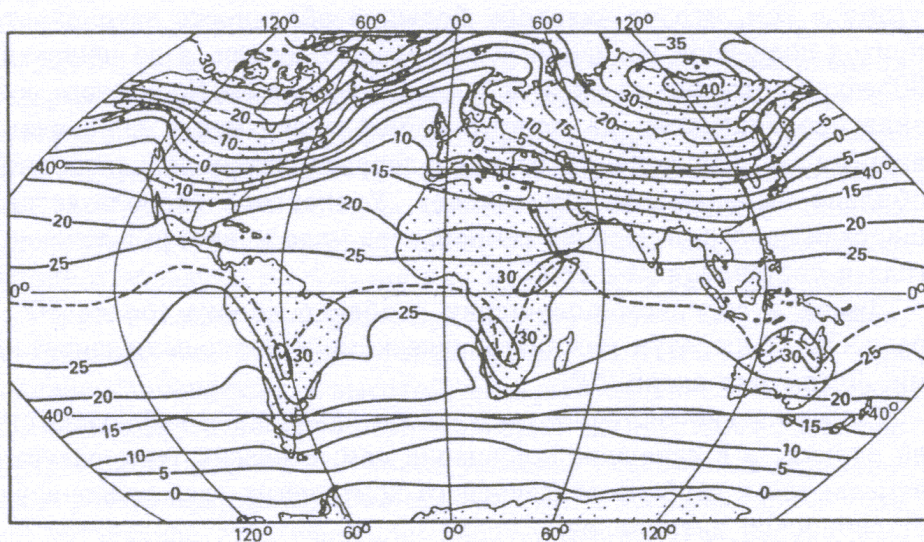


Рис. 1.16. Температура воздуха в январе

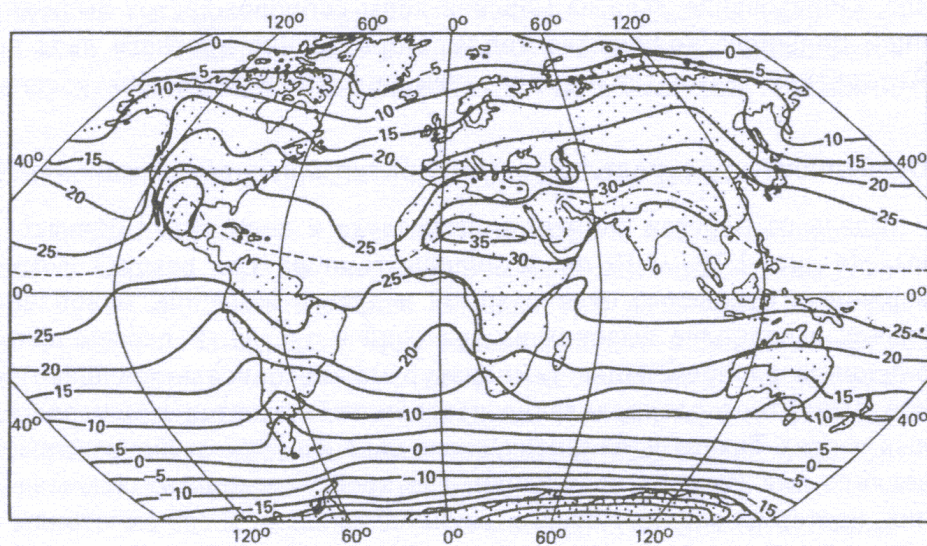


Рис. 1.17. Температура воздуха в июле

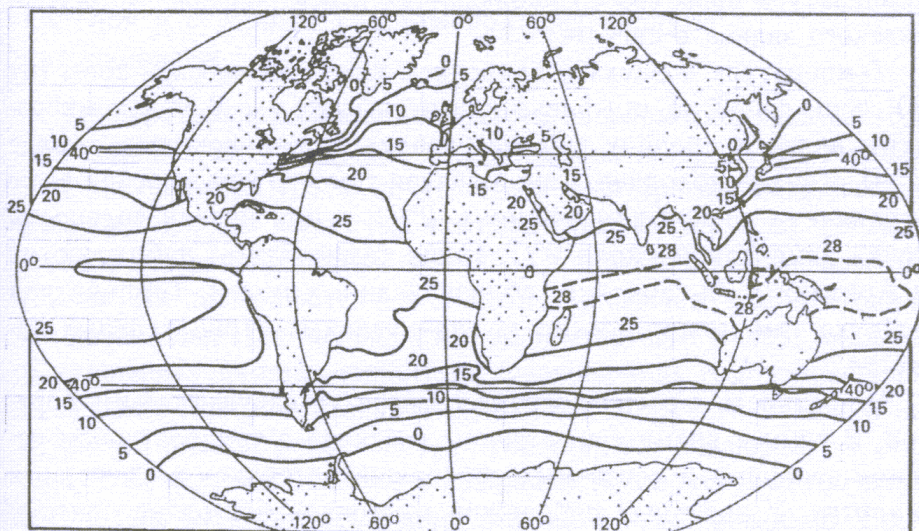


Рис. 1.18. Температура поверхности океана в феврале

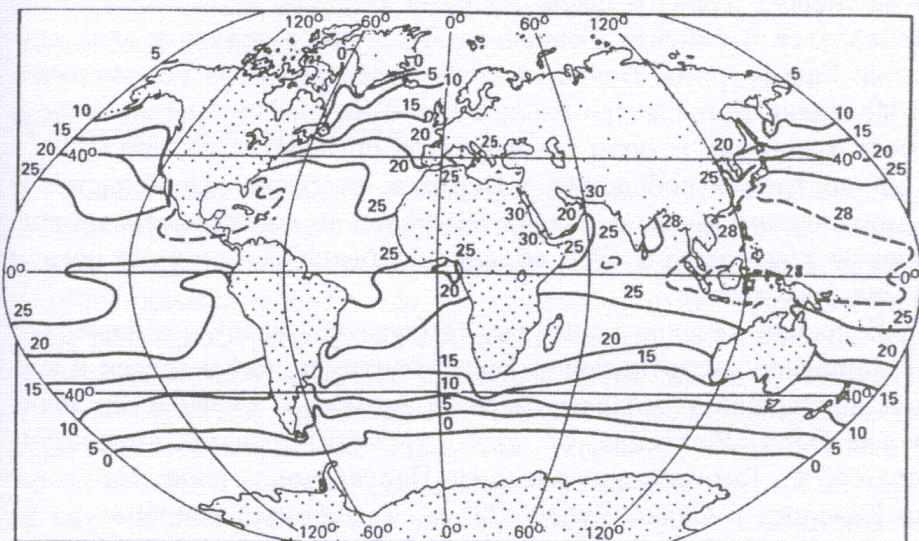


Рис. 1.19. Температура поверхности океана в августе



температура воды (33°C) наблюдается в центральной части Персидского залива в августе.

Температура воздуха в приземном слое тропической зоны (от 30° с. ш. до 30° ю. ш.) равна или чуть ниже (до $0,5^{\circ}\text{C}$) температуры воды. В средних широтах воздух летом несколько теплее воды, а зимой холоднее. Самая низкая температура морской воды ограничена точкой замерзания (-2°C), а при низкой солености точка замерзания около 0°C . Такие температуры наблюдаются у Арктики и Антарктики, вблизи ледяных полей. Температура воздуха там может достигать значительных отрицательных величин.

Широтность в распределении температур нарушается и у берегов. В зимнее время существенны различия в температурном режиме западных и восточных побережий материков в умеренных широтах. У западных побережий материков благодаря притоку воздуха с океана температура воздуха относительно высокая. Так, у западных и северо-западных берегов Европы, под влиянием Гольфстрима и господствующего западного переноса воздуха с Атлантического океана, климат исключительно мягкий, самый теплый на этой широте земного шара. Нулевая температура воздуха зимой отмечается в районах Северного Ледовитого океана в зоне действия Гольфстрима. Большая часть Баренцева моря не замерзает. В Исландии температура около нуля. В Якутии на этой же широте стоят трескучие морозы (температура опускается до -60°C).

У восточных побережий материков, особенно над Японским и Гренландским морями создаются большие горизонтальные градиенты температуры. Это области особенно резких смен погоды и сильных ветров.

Холодные течения понижают температуру воздуха и нарушают ее широтное распределение. Такое, например, наблюдается в южном полушарии у западных берегов Африки и Америки. На побережье Перу (Моллендо, 17° ю. ш., тропики) средняя температура июля 15°C . Там проходит холодное Перуанское течение. На тропике Козерога в Свакопмунде (22° ю. ш., Африка) температура не превышает 13°C . Виной тому холодное Бенгельское течение. Нигде больше в тропической зоне нет таких низких температур.



Годовой и суточный ход температуры воздуха над океанами

Температура воздуха над Мировым океаном имеет малый годовой ход. В экваториальных и тропических широтах он особенно мал (не более 2°C). Тем не менее, на экваторе наблюдаются два максимума и два минимума температуры. Максимумы наблюдаются в дни равноденствий, когда Солнце находится на экваторе. Минимумы наблюдаются в дни летнего и зимнего солнцестояний. На других широтах наблюдается один максимум и один минимум. В умеренных широтах амплитуда годового хода температуры воздуха над океаном составляет $5\text{--}10^{\circ}\text{C}$. В полярных районах, над открытой водной поверхностью, годовой ход температуры сглажен. В Северной Атлантике у Исландии температура летом около 8°C и, как указывалось выше, близка к нулю зимой. В Тихом океане несколько больший диапазон изменения температур.

Еще меньше размах суточных колебаний температуры воздуха над водой. Она следует за ходом температуры водной поверхности, которая практически не меняется в течение суток. Суточные амплитуды температуры воздуха составляют менее одного градуса на всех широтах.

Водяной пар в атмосфере

Водяной пар попадает в атмосферу в результате испарения с поверхности Мирового океана и суши, с растений и животных. Самое большое количество водяного пара содержится в воздухе экваториальных широт — до 4% объема воздуха. Мало водяного пара в воздухе тропических пустынь. Еще меньше водяного пара в воздухе Антарктиды. Это связано с очень низкими температурами Антарктиды, при которых в воздухе не может удерживаться вода в газообразном состоянии. Так, например, когда температура ниже -80°C давление насыщения составляет всего 0,001 гПа. В воздухе практически нет водяного пара, однако относительная влажность равна 100%, а дефицит влажности — ноль. Для сравнения, при температуре воздуха 30°C давление насыщения составляет 42,4 гПа.



Наша планета Земля — единственная из всех планет солнечной системы, на которой вода может в естественных условиях находиться во всех трех фазовых состояниях. Будь Земля несколько ближе к Солнцу, не было бы воды в твердом состоянии. Будь Земля несколько дальше от Солнца, на ней не было бы жидкой воды. Вода на планете в результате процессов испарения и конденсации постоянно переходит из одного фазового состояния в другое (рис. 1.20). Конденсация вызывает такие метеорологические явления как роса, иней, дымка, туман, облака, осадки.

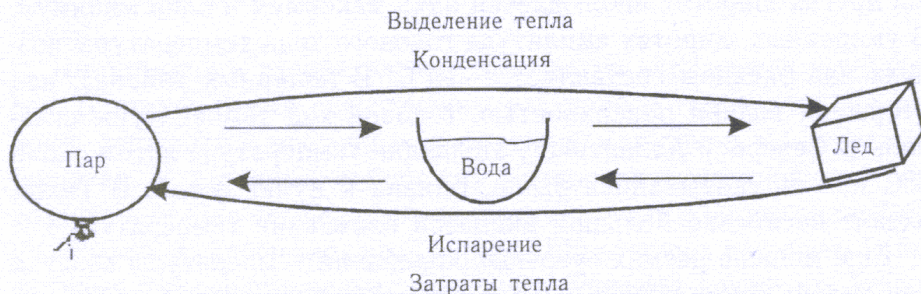


Рис. 1.20. Фазовые переходы воды

С процессами испарения и конденсации связан и перенос тепла от поверхности Земли в атмосферу. Как известно, на испарение 1 кг воды затрачивается 2500 Дж. Эта величина называется удельной теплотой парообразования или, иначе, скрытой теплотой парообразования (испарения). В атмосфере эта энергия выделяется при конденсации и образовании облаков или тумана (дымки).

Характеристики влажности воздуха

Водяной пар — переменная составная часть атмосферного воздуха. Это газ без цвета, запаха и вкуса. Молекулы воды распределены между молекулами других газов атмосферного воздуха. Содержание водяного пара в атмосфере оценивается с помощью *характеристик влажности воздуха*.

Парциальное давление водяного пара (e). Водяной пар, как и любой другой газ, находящийся в составе атмосферного воздуха, оказывает давление e на поверхность Земли и на все находящи-



еся на ней предметы. При конкретной температуре давление водяного пара e не может превышать некоторого предельного значения E , называемого *давлением насыщения*. Давление насыщения увеличивается с увеличением температуры.

Парциальное давление водяного пара e и давление насыщения E выражаются в гектопаскалях (гПа) с точностью до десятых, а при температурах воздуха ниже $7,0^{\circ}\text{C}$ — с точностью до сотых. *Дефицит насыщения* (d) — разность между давлением насыщения E и фактическим давлением водяного пара e при конкретной температуре:

$$d = E - e. \quad (1.10)$$

Дефицит насыщения d выражается в тех же единицах и с той же точностью, что E и e .

Абсолютная влажность (a) — масса водяного пара в единице объема воздуха. Размерность этой величины — грамм на кубический метр (г/м^3). Между абсолютной влажностью a и плотностью водяного пара ρ_n существует очевидная связь $a = 10^3 \rho_n$.

Относительная влажность (f) — относительная насыщенность воздуха водяными парами, т.е. отношение фактического количества водяных паров в воздухе к максимально возможному количеству водяных паров, выраженное в процентах. Относительная влажность может быть получена, например, как

$$f = \frac{e}{E} 100\%. \quad (1.11)$$

Обычно f выражается с точностью до целых.

Массовая доля водяного пара (s) — масса водяного пара в 1 кг влажного воздуха. Измеряется в килограммах на килограмм (кг/кг), в граммах на килограмм (г/кг) или в промилле (‰).

Точка росы (t_d) — температура, при которой воздух достигает состояния насыщения водяным паром при постоянном общем атмосферном давлении.



▼ Заметки и дополнения

1. В любое время года в открытом море температура воздуха иная, чем на этой же широте на суше. Главная особенность климата морей заключается в том, что на море никогда не происходит таких частых и резких изменений температуры воздуха, как на суше, и воздух имеет температуру очень близкую к температуре воды. Восход и заход солнца мало сказываются на температуре воздуха в открытом море. В результате и днем и ночью она почти одинакова.

2. Различия в температуре воздуха между зимой и летом над морем также гораздо меньшие, чем над сушей. Осенью и зимой воздух над морем значительно теплее, а весной и летом значительно прохладнее, чем над сушей. Все это придает климату морей свойственную ему мягкость. Морской воздух ветрами постоянно переносится на сушу и значительно смягчает климат приморских областей.

3. Температура на судне может существенно отличаться от температуры воздуха над водной поверхностью. В тропических широтах корпус судна в полуденные часы, в результате поглощения солнечной радиации, нагревается до 60—70°C. Ночью, при отрицательном радиационном балансе, корпус судна становится холоднее наружного воздуха.

4. Влажность воздуха в море почти всегда больше, чем на суше, так как морской воздух постоянно увлажняется вследствие испарения морской воды. Относительная влажность воздуха в открытом море редко бывает менее 50% и чаще всего составляет 80—85%.

5. При перевозке грузов, особенно гигроскопичных, рассчитывается точка росы в трюме и температура наружного воздуха. По их соотношению принимается решение о целесообразности вентиляции трюма.

Вопросы и задания

1. Как влияют температура и влажность воздуха на перевозимые грузы.

2. Выведите соотношение между градусами Цельсия, Фаренгейта и Кельвинами.



3. Нагревается ли атмосфера при прохождении через нее солнечных лучей?
4. Каким образом передается тепло от поверхности Земли в атмосферу?
5. Роль океанов в нагревании атмосферы.
6. Каково вертикальное распределение температуры атмосфере?
7. Что такое инверсия? Укажите, в каких случаях может быть инверсия температуры.
8. Что такое изотермия?
9. Каков абсолютный минимум температуры на планете, где он наблюдается и почему?
10. Какова максимальная температура воздуха на планете, где она наблюдается и почему?
11. Что называется устойчивой стратификацией? Какая погода связана с устойчивой стратификацией?
12. Что называется неустойчивой стратификацией? Какая погода связана с неустойчивой стратификацией?
13. Чем отличается суточный и годовой ход температуры над водной поверхностью и над сушей?
14. Назовите характеристики влажности воздуха, имеющие размерность давления. Каково соотношение между ними?
15. Дайте определение относительной влажности. Как изменяется относительная влажность с изменением температуры, с изменением e , с изменением t_d ?
16. Если температура воздуха равна точке росы то, каково соотношение между e и E ?



ОБЛАКА И ОСАДКИ

ЦЕЛЬ ЛЕКЦИИ: *Ознакомить с основными формами облаков: внешним видом, микрофизической структурой, водностью, плотностью, выпадающими из них осадками. Показать какие облака могут быть предвестниками ухудшения погоды.*

Рассмотреть осадки, осаждающиеся непосредственно из воздуха.

Облака состоят из крошечных капелек воды и (или) ледяных кристаллов, которые образуются в результате конденсации водяного пара. Ядрами конденсации являются микроскопические частицы, над океанами это в основном кристаллы морской соли. Облака, лежащие на поверхности Земли, называются туманом.

Форма, размеры, высота нижнего основания, вертикальная мощность, и характер облаков зависят от условий, при которых они образовались. Поэтому, они служат индикаторами различных процессов, происходящих в атмосфере. Возможности распознавать различные формы облаков, и знание сопутствующих им условий используются в предсказании погоды.

Хотя разнообразие облаков бесконечно, их можно классифицировать по общим признакам. По высоте нижней границы они группируются в три яруса. Облака верхнего яруса находятся на высотах более 6000 м. Температуры там отрицательные и облака состоят преимущественно из ледяных кристаллов. Облака среднего яруса находятся на высотах между 2000 и 6000 м. В теплое время года они жидко-капельные, хотя верхние их слои содержат ледяные кристаллы. Облака нижнего яруса находятся на высотах менее 2000 м. В теплое время года они состоят полностью из капель, зимой — из кристаллов. Указанные высоты характерны для умеренных широт. В низких широтах они расположены выше, а в полярных районах — на меньших высотах. Кроме этих трех



групп есть еще облака вертикального развития, которые начинаются в самом нижнем ярусе и могут простираются до тропопаузы.

Выделяют 10 основных форм облаков (рис. 1.21). Их названия составлены из различных комбинаций следующих латинских слов:

Cirrus — нити или пучки волос,

Cumulus — груда, скопление,

Stratus — слоистые,

Alto — высокие,

Nimbus — осадки.

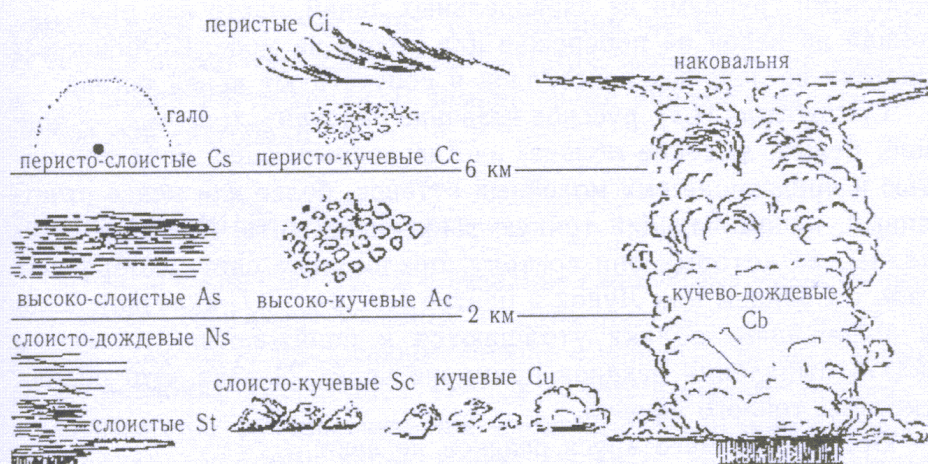


Рис. 1.21. Формы облаков

Отдельные формы облаков имеют различные виды и разновидности.

Облака верхнего яруса

Cirrus (*Ci*), русское название *перистые*, — отдельные высокие, тонкие, волокнистые, белого цвета, часто шелковистые облака. Их волокнистый и перистый вид вызван тем, что они состоят из ледяных кристаллов.

Cirrus появляются в виде: изолированных пучков; длинных тонких линий; перьев, похожих на дымовые факелы; изогнутых полос. Перистые облака могут размещаться параллельными полосами, которые пересекают небо и, кажется, сходятся в одной



точке на горизонте. Это будет направление на область низкого давления. Из-за их высоты они становятся освещенными раньше, чем другие облака утром, и остаются освещенными после того, как Солнце зайдет. *Cirrus* вообще связаны с ясной погодой, но если за ними следуют более низкие и более плотные облака, то в дальнейшем может быть дождь или снег.

Cirrocumulus (*Cc*), русское название *перисто-кучевые*, — высокие облака, состоящие из маленьких белых хлопьев. Обычно освещенности они не уменьшают. Размещаются они на небе отдельными группами из параллельных линий, часто как рябь, похожая на песок на побережье или волны на море. *Cirrocumulus* состоят из ледяных кристаллов и сопутствуют ясной погоде.

Cirrostratus (*Cs*), русское название *перисто-слоистые*, — тонкие, белые, высокие облака, иногда покрывающие небо полностью и придающие ему молочный оттенок, более или менее отчетливый, напоминающий тонкую запутанную сеть. Ледяные кристаллы, из которых они состоят, преломляют свет, и образуют гало с Солнцем или Луной в центре (см. рис. 1.7, вкладка). Если в дальнейшем облака утолщаются и понижаются, то можно ждать выпадения осадков примерно через 24 часа. Это облака системы теплого фронта.

Облака верхнего яруса осадков не дают.

Облака среднего яруса. Осадки

Altostratus (*As*), русское название *высококучевые*, — облака среднего яруса, состоящие из слоя больших отдельных шарообразных масс. *Altostratus* (*As*) похожи на облака верхнего яруса *cirrocumulus*. Поскольку они лежат ниже, их плотность, водность и размеры отдельных структурных элементов больше, чем у *cirrocumulus*. *Altostratus* (*As*) могут различаться по толщине. Они могут быть от ослепительно белых, если освещены Солнцем, до темно-серых, если закрывают все небо. Их часто ошибочно принимают за *stratocumulus*. Иногда отдельные структурные элементы сливаются и образуют ряд больших валов, подобных океанским волнам, с полосами синего неба между ними. Эти параллельные полосы отличаются от *cirrocumulus* тем, что они появля-



ются большими плотными массами. Иногда *Altostratus* появляются перед грозой. Осадков они, как правило, не дают.

Altostratus (As), русское название *высокослоистые*, — облака среднего яруса, имеющие вид серого волокнистого слоя. Солнце или Луна, если они видны, просвечиваются, как через матовое стекло, часто с венцами вокруг светила. Гало в этих облаках не образуются. Если эти облака утолщаются, понижаются, или превращаются в низкие рваные *Nimbostratus*, то из них начинают выпадать осадки. Тогда следует ожидать затяжных дождей или снега (на протяжении нескольких часов). В теплое время года капли из *altostratus*, испаряясь, не долетают до поверхности земли. В зимнее время они могут давать значительные снегопады.

Облака нижнего яруса. Осадки

Stratocumulus (Sc), русское название *слоисто-кучевые* — низкие облака, выглядят мягкими, серыми массами, похожими на волны. Они могут быть сформированы в длинные, параллельные валы, подобные *altocumulus*. Иногда из них выпадают осадки.

Stratus (St), русское название *слоистые*, — низкие однородные облака, напоминающие туман. Часто их нижняя граница находится на высоте не более 300 м. Завеса плотных *stratus* придает небу туманный вид. Они могут лежать на самой поверхности земли и их тогда называют *туманом*. *Stratus* могут быть плотными, и так плохо пропускать солнечный свет, что Солнце вообще не видно. Они, как одеялом, покрывают Землю. Если посмотреть сверху (пробившись на самолете сквозь толщу облаков), то освещенные Солнцем, они ослепительно белые. Сильный ветер иногда разрывает *stratus* в клочья, называемые *stratus fractus*.

Из этих облаков зимой могут выпадать легкие *ледяные иголки*, а в летнее время *морось* — очень мелкие капли, взвешенные в воздухе и постепенно оседающие. Морось бывает из сплошных низких *stratus* или из лежащих на поверхности Земли, то есть из тумана. Туман всегда очень опасен в мореплавании. Переохлажденная морось может вызвать обледенение судна.



Nimbostratus (*Ns*), русское название *слоисто-дождевые*. — низкие, темные, слоистые, бесформенные облака, почти однородные, но иногда с влажными клочьями под нижним основанием. *Nimbostratus* обычно охватывают огромные территории, измеряемые сотнями километров. На всей этой огромной территории одновременно идет *снег* или *дождь*. Осадки выпадают долгие часы (до 10 часов и больше), капли или снежинки имеют небольшие размеры, интенсивность небольшая, но за это время может выпасть значительное количество осадков. Их называют *обложными*. Аналогичные осадки могут выпадать еще из *Altostratus*, а иногда и из *Stratocumulus*.

Облака вертикального развития. Осадки

Cumulus (*Cu*), русское название *кучевые*, — плотные облака, образующиеся в поднимающемся по вертикали воздухе. При подъеме воздух адиабатически охлаждается. Когда его температура достигает точки росы, начинается конденсация и возникает облако. *Cumulus* имеют горизонтальное основание, выпуклую верхнюю и боковые поверхности. *Cumulus* появляются в виде отдельных хлопьев, и никогда не закрывают все небо. Когда вертикальное развитие небольшое, облака похожи на клочья ваты или цветную капусту. *Cumulus* называются облаками «хорошей погоды». Они обычно появляются к полудню, а к вечеру исчезают. Однако *Cu* могут сливаться с *altocumulus*, или вырастать и превращаться в грозовые *cumulonimbus*. *Cumulus* отличаются большой контрастностью белой, освещенной Солнцем, и теневой стороны.

Cumulonimbus (*Cb*), русское название *кучево-дождевые*, — массивные облака вертикального развития, поднимающееся громадными столбами на большую высоту (рис. 1.22, вкладка). Эти облака начинаются в самом нижнем ярусе и простираются до тропопаузы, а иногда заходят и в нижнюю стратосферу. Они выше самых высоких гор на Земле. Особенно велика их вертикальная мощность в экваториальных и тропических широтах. Верхняя часть *cumulonimbus* состоит из ледяных кристаллов, часто растягивающихся по ветру в форме наковальни. В море



вершина *cumulonimbus* может быть видна на большом расстоянии, когда основание облака еще находится за горизонтом.

Cumululus и *cumulonimbus* называют облаками вертикального развития. Они образуются в результате термической и динамической конвекции. На холодных фронтах *cumulonimbus* возникают в результате динамической конвекции.

Эти облака могут появляться в холодном воздухе в тыловой части циклона и в передней части антициклона. Здесь они образуются в результате термической конвекции и дают, соответственно, внутримассовые, локальные *ливневые осадки*. *Cumulonimbus* и связанные с ними ливни над океанами чаще бывают в ночное время, когда над водной поверхностью воздух термически неустойчивый.

Особенно мощные *cumulonimbus* развиваются во внутритропической зоне конвергенции (у экватора) и в тропических циклонах. С *cumulonimbus* связаны такие атмосферные явления как ливневый дождь, ливневый снег, снежная крупа, ледяная крупа, гроза, град, радуга. Именно с *cumulonimbus* связаны смерчи (торнадо), наиболее интенсивные и наиболее часто наблюдающиеся в тропических широтах (рис. 2.18, 2.19, вкладка).

Ливневый дождь (снег) характеризуется крупными каплями (хлопьями снега), внезапным началом, внезапным окончанием, значительной интенсивностью и небольшой продолжительностью (от 1—2 мин до 2 часов). Ливневый дождь (рис. 1.23, вкладка) летом часто сопровождается грозой.

Ледяная крупа представляет собой твердые непрозрачные льдинки размерами до 3 мм, сверху влажные. Ледяная крупа выпадает вместе с ливневым дождем весной и осенью.

Снежная крупа имеет вид непрозрачных мягких крупинок белого цвета от 2 до 5 мм в диаметре. Снежная крупа наблюдается при шквалистом усилении ветра. Часто снежная крупа наблюдается одновременно с ливневым снегом.

Град выпадает только в теплое время года исключительно при ливнях и грозах из наиболее мощных *cumulonimbus* и продолжается обычно не более 5—10 мин. Это кусочки льда слоистой структуры величиной с горошину, но бывают и много больших размеров.



Другие осадки

Нередко наблюдаются осадки в виде капель, кристаллов или льда на поверхности Земли или предметов, не выпадающие из облаков, а осаждающиеся из воздуха при безоблачном небе. Это роса, иней, изморозь.

Роса — капли, которые появляются на палубе летом в ночное время. При отрицательной температуре образуется *иней*. *Изморозь* — кристаллы льда на проводах, оснастке судна, стойках, реях, мачтах. Образуется изморозь ночью, чаще, когда туман или дымка, при температурах воздуха ниже -11°C .

Гололед — чрезвычайно опасное явление. Это ледяная корка, возникающая от замерзания переохлажденного тумана, мороси, капель дождя или капель на переохлажденных предметах, особенно на наветренных поверхностях. Подобное явление возникает и от забрызгивания или заливания палубы морской водой при отрицательных температурах воздуха (рис. 2.14, вкладка).

Определение высоты облака

В море высоты облаков часто определяются приблизительно. Это — трудная задача, особенно ночью. Высота нижнего основания облаков вертикального развития (любая разновидность cumulus), если они образовались в результате термической конвекции, может быть определена по показаниям психрометра. Высота, на которую воздух должен подняться, прежде чем начнется конденсация, пропорциональна разности между температурой воздуха t и точкой росы t_d . В море, эта разность, умножается на 126,3 и получается высота нижней границы кучевых облаков H в метрах. Эта эмпирическая формула выглядит:

$$H = 126,3(t - t_d). \quad (1.12)$$

Например, температура по сухому термометру $26,8^{\circ}\text{C}$, и температура по смоченному термометру $25,0^{\circ}\text{C}$, точка росы 24°C , что на $2,8^{\circ}\text{C}$ ниже, чем температура воздуха. Высота основания кучевых облаков будет равна $126,3 \cdot 2,8 = 353,6 \approx 350$ м.



Высота основания слоистообразных облаков нижнего яруса (St , Sc , Ns) может быть определена по эмпирическим формулам:

$$H = 215(t - t_d), \quad (1.13)$$

$$H = 25(102 - f), \quad (1.14)$$

где f — относительная влажность.

▼ Заметки и дополнения

1. Осадки связаны в основном с двумя формами облаков: слоисто-дождевыми (Nb) и кучево-дождевыми (Cb).

2. Слоистообразные облака нижнего и среднего ярусов (Ns , As), а часто и верхнего яруса (Cs), наблюдаются одновременно на огромных пространствах. Они представляют собой единую многокилометровую облачную массу, простирающуюся от нижнего яруса до верхнего яруса. Это поле облачности теплого фронта. Из этих облаков выпадают обложные осадки в виде мелких капель (в теплое время) или снежинок (в холодное время года).

3. Кучево-дождевые облака (Cb) образуются на холодном фронте. Они вытягиваются сравнительно неширокой полосой вдоль линии фронта и дают ливни, шквалы и др. атмосферные явления (грозы, град, смерчи, радуги). Такие облака могут быть и нефронтальными, возникать в неустойчиво стратифицированном воздухе, занимать небольшие площади и давать локальные ливневые осадки.

4. Значительные проблемы в мореплавании создаются слоистыми облаками (St), лежащими на поверхности Земли — туманом.

Вопросы и задания

1. На каких высотах находятся облака верхнего яруса? Что Вы скажете об их водности, плотности, дают ли они осадки, уменьшают ли они освещенность?

2. Могут ли облака верхнего яруса рассматриваться как прогностический признак изменения погоды?



3. Какие оптические явления могут быть связаны с облаками верхнего яруса?

4. На каких высотах находятся облака среднего яруса? Что Вы скажете об их водности, плотности, дают ли они осадки, уменьшают ли они освещенность?

5. На каких высотах находятся облака нижнего яруса? Что Вы скажете об их водности, плотности, дают ли они осадки, уменьшают ли они освещенность?

6. Какие облака образуются в результате конвекции?

7. Какие облака образуются при неустойчивой стратификации?

8. Назовите формы облаков устойчивой стратификации.

9. Перечислите формы облаков, дающие осадки

10. Какие облака дают морось? Расскажите, что такое морось.

11. Из каких облаков выпадают ливневые осадки? Дайте характеристику ливневых осадков.

12. Из каких облаков выпадают обложные осадки? Какие осадки называются обложными?

13. С какими облаками связаны град, гроза?

14. С какими облаками связаны смерчи, радуги, шквалистое усиление ветра?

15. С какими облаками связаны осадки на очень небольших пространствах (локальные)?

16. С какими облаками связаны осадки на очень больших территориях?

17. Расскажите об осадках, которые не связаны с облаками, а осаждаются из воздуха.



ВИДИМОСТЬ. ТУМАНЫ

ЦЕЛЬ ЛЕКЦИИ: Дать представление о чрезвычайно опасном для мореплавания явлении — плохой видимости из-за тумана, мглы и др.

В лекции рассматриваются физика их образования, синоптические условия и районы распространения туманов и мглы. Обращается внимание на особенности прохождения в них звуковых и электромагнитных волн. Рассматриваются действия судоводителя в условиях плохой видимости.

Ключевые слова: харматан, шамал, море мрака, туман тропического воздуха, смог.

Видимостью называют то максимальное расстояние по горизонтали, на котором предмет может быть определенно виден и распознан при дневном свете. При отсутствии каких-либо примесей в воздухе она составляет до 50 км (27 морских миль). В настоящей лекции мы будем рассматривать плохую видимость, как опасное явление в мореплавании.

Видимость снижается из-за наличия в воздухе жидких и твердых частиц. Видимость ухудшают дым, пыль, песок, вулканический пепел. Такое наблюдается, когда стоит туман, смог, мгла, при выпадении осадков. Дальность видимости убывает от брызг в море в штормовую погоду при силе ветра 9 и более баллов (40 узлов, около 20 м/с). Видимость становится хуже при низкой сплошной облачности и в сумерках.

Мгла

Мгла — помутнение атмосферы из-за взвешенных в ней твердых частиц, таких как пыль, песок, вулканическая пыль, а также из-за дыма, гари и др. При сильной мгле видимость понижается до



сотен, а и иногда до десятков метров, как при густом тумане. Мгла, как правило, является следствием пыльных (песчаных) бурь. В воздух сильным ветром поднимаются даже сравнительно крупные частицы. Это типичное явление пустынь и распаханых степей. Крупные частицы распространяются в самом нижнем слое и оседают вблизи своего очага. Мелкие частицы разносятся течениями воздуха на большие расстояния, а вследствие турбулентности воздуха проникают вверх на значительную высоту. Мелкодисперсная пыль сохраняется в воздухе длительное время, часто при полном отсутствии ветра. Цвет Солнца становится коричневатым. Относительная влажность при этих явлениях низкая.

Пыль из Сахары северо-восточными ветрами выносится в Атлантику. Бывает, что из-за мглы у островов Зеленого мыса создаются тяжелые условия плавания: плохая видимость, низкая относительная влажность воздуха, дискомфортные условия для экипажа. Пыль слоем покрывает палубу, в особо интенсивных случаях приходится надевать маски. Пыль проникает во все щели, засоряет вентиляционные каналы, может выводить из строя приборы. Часть Атлантики у Гвинейского побережья получила название моря Мрака.

Пыль может переноситься на большие расстояния. Она отмечалась на Больших и Малых Антильских островах. Пыль из Аравийских пустынь воздушными течениями выносится в Красное море и в Персидский залив.

И все же, при мгле никогда не бывает столь плохой видимости, какая наблюдается при туманах.

Туманы. Общая характеристика

Туманы представляют одну из наибольших опасностей для мореплавания (рис. 1.24, вкладка). На их совести много аварий, человеческих жизней, затонувших судов. Рассмотрим туманы подробно.

О тумане говорят, когда горизонтальная видимость из-за содержащихся в воздухе капель или кристаллов воды становится менее 1 км. Если видимость более 1 км, но не более 10 км, то такое ухудшение видимости называется дымкой. Относительная



влажность воздуха при тумане обычно более 90%. Сам по себе водяной пар видимости не уменьшает. Видимость снижают капли и кристаллы воды, то есть продукты конденсации водяного пара.

Конденсация происходит, при перенасыщении воздуха водяным паром и наличии ядер конденсации. Над морем это, в основном, мелкие частицы морской соли. Перенасыщение воздуха водяным паром происходит при охлаждении воздуха или в случаях дополнительного поступления водяного пара, а иногда в результате смешения двух воздушных масс. Соответственно, различают туманы *охлаждения, испарения и смешения*.

Туманы охлаждения

Водяной пар конденсируется в результате охлаждения воздуха до точки росы. Так образуются туманы охлаждения — наибольшая группа туманов. Они могут быть радиационными, адвективными и орографическими.

Радиационные туманы. Поверхность Земли излучает длинноволновую радиацию. Днем потери энергии перекрываются приходом солнечной радиации. Ночью радиационное излучение приводит к понижению температуры поверхности Земли. В ясные ночи охлаждение подстилающей поверхности происходит интенсивнее, чем в пасмурную погоду. Охлаждается и прилегающий к поверхности воздух. Если охлаждение будет до точки росы и ниже, то в безветренную погоду образуется роса. Для образования тумана необходим слабый ветер. В этом случае, в результате турбулентного перемешивания, охлаждается некий объем (слой) воздуха и в этом слое образуется конденсат, т.е. туман. Сильный ветер приводит к перемешиванию больших объемов воздуха, рассеянию конденсата и его испарению, то есть к исчезновению тумана.

Радиационный туман может простираться до высоты 150 м. Он достигает максимальной интенсивности перед, или вскоре после восхода Солнца, к моменту наступления минимальной температуры воздуха. Условия, необходимые для образования радиационного тумана:

— большая влажность воздуха в нижних слоях атмосферы;



- устойчивая стратификация атмосферы;
- малооблачная или ясная погода;
- слабый ветер.

Исчезает туман с прогреванием земной поверхности после восхода Солнца. Температура воздуха растет и капли испаряются.

Над водной поверхностью такие туманы не образуются. Суточные колебания температуры поверхности воды, а соответственно и воздуха, очень малы. Температура ночью почти такая же, как и днем. Радиационного выхолаживания не происходит, нет и конденсации водяного пара. Тем не менее, радиационные туманы могут создавать проблемы в мореплавании. В прибрежных районах туман, как единое целое, стекает с холодным, а значит тяжелым, воздухом на водную поверхность. Это может усиливаться еще и ночным бризом с суши. Даже облака, образовавшиеся ночью над возвышенными побережьями, могут переноситься ночным бризом на поверхность воды, что наблюдается на многих побережьях умеренных широт. На рис. 1.25 (вкладка) представлена фотография порта Гибралтар. Облачная шапка с холма часто стекает вниз, закрывая подходы к берегу. Не один раз это приводило к столкновениям судов.

Адвективные туманы возникают в результате адвекции (горизонтального переноса) теплого влажного воздуха на холодную подстилающую поверхность.

Адвективные туманы могут одновременно охватывать огромные пространства по горизонтали (многие сотни километров), а по вертикали простираются до 2 км. Они не имеют суточного хода и могут существовать длительное время. Над сушей ночью они усиливаются за счет радиационных факторов. В таком случае их называют адвективно-радиационными. Адвективные туманы бывают и при значительных ветрах, при условии, что стратификация воздуха устойчивая.

Эти туманы наблюдаются над сушей в холодное время года при затоках на нее относительно теплого и влажного воздуха с водной поверхности. Такое происходит в Туманном Альбионе, Западной Европе, прибрежных районах. В последнем случае, если туманы охватывают сравнительно небольшие территории, они называются приморскими.



Адвективные туманы — наиболее частые туманы в океане, бывают у побережий и в глубине океанов. Они всегда стоят над холодными течениями. В открытом море их можно встретить также в теплых секторах циклонов, в которых наблюдается перенос воздуха из более теплых районов океана.

У берегов они могут встретиться в любое время года. Зимой они, образуясь над сушей, могут частично сползать на водную поверхность. Летом адвективные туманы бывают у берегов в тех случаях, когда теплый влажный воздух с континента в процессе циркуляции переходит на относительно холодную водную поверхность.

Признаки скорого исчезновения адвективного тумана:

- а) изменение направления ветра;
- б) исчезновение теплого сектора циклона;
- в) начавшийся дождь.

Орографические туманы или *туманы склонов* образуются в горной местности при малоградиентном барическом поле. Они связаны с долинным ветром и наблюдаются только днем. Воздух долинным ветром поднимается вверх по склону и адиабатически охлаждается. Как только температура достигнет точки росы, начинается конденсация и образуется облако. Для жителей склона это будет туман. Такие туманы мореплаватели могут встретить у гористых берегов островов и континентов. Туманы могут закрывать на склонах важные ориентиры.

Туманы испарения

Конденсация водяного пара может происходить не только в результате охлаждения, но и при перенасыщении воздуха водяным паром из-за испарения воды. Испаряющаяся вода должна быть теплой, а воздух холодным, разность температур — не менее 10°C , стратификация холодного воздуха — устойчивой. При этом в самом нижнем приводном слое устанавливается неустойчивая стратификация. Это вызывает поток большого количества водяного пара в атмосферу. Он тут же будет конденсироваться в холодном воздухе. Возникает туман испарения. Часто он невелик по вертикали, но его плотность очень большая и соответственно



видимость очень плохая. Иной раз из тумана торчат только мачты судна. Такие туманы наблюдаются над теплыми течениями. Они свойственны району Ньюфаундленда, на стыке теплого течения Гольфстрим и холодного Лабрадорского течения. Это район интенсивного судоходства, что увеличивает опасность.

Туманы испарения могут быть и большими по вертикали. В Северном Ледовитом океане и в Северной Атлантике они наблюдаются над открытым морем в зимнее время. Сюда течение Гольфстрим приносит теплые воды из низких широт. В этих районах поток скрытого тепла от океана может быть единственной или почти единственной положительной составляющей теплового баланса. В результате, температура воздуха зимой здесь много выше среднеширотной и для нее характерна малая временная изменчивость. Так, в Исландии температура сохраняется около 0°C всю зиму.

У берегов Скандинавии, у Кольского полуострова и далее к северу туманы очень часты. При холодных ветрах с берега туманы становятся еще более плотными и более высокими.

В заливе Святого Лаврентия туман иногда простирается по вертикали до 1500 метров. При этом температура воздуха может быть ниже 9°C мороза и ветер почти штормовой силы. Туман в таких условиях состоит из ледяных кристаллов, он плотный с очень плохой видимостью. Такие плотные морские туманы получили название *морозный дым* или арктический морской дым и представляют серьезную опасность.

Вместе с тем при неустойчивой стратификации воздуха бывает небольшое локальное *парение моря* не представляющее опасности для навигации. Вода как бы кипит (рис. 1.26, вкладка), над ней поднимаются струйки «пара» и тут же рассеиваются. Встречаются такие явления в Средиземном море, у Гонконга, в Мексиканском заливе (при относительно холодном северном ветре «Norther») и в других местах.

Туманы смешения

Образование тумана возможно еще при смешении двух воздушных масс, каждая из которых имеет высокую относительную



влажность. Смесь может оказаться перенасыщенной водяным паром. Например, если холодный воздух встречается с теплым и влажным, то последний будет охлаждаться на границе смешения и там может возникнуть туман. Туман перед теплым фронтом или фронтом окклюзии обычен в умеренных и высоких широтах. Такой туман смешения известен как фронтальный. Впрочем, его можно рассматривать и как туман испарения, поскольку он возникает при испарении теплых капель в холодном воздухе.

Туманы смешения образуются у кромки льдов и над холодными течениями. Айсберг в океане может быть окружен туманом, если в воздухе достаточно много водяного пара.

География туманов

В экваториальных и тропических районах океанов туманов не бывает. Там тепло, нет различий в температуре и влажности воздуха днем и ночью, т.е. почти нет суточного хода этих метеорологических величин.

Исключение составляют нескольких мест. Это обширные районы у берегов Перу (Южная Америка), Намибии (Южная Африка) и у мыса Гвардафуй в Сомали. Во всех этих местах наблюдается *апвеллинг* (подъем холодных глубинных вод). Теплый влажный воздух тропиков, натекая на холодную воду, образует адвективные туманы.

Туманы в тропиках могут встречаться у континентов. Так, порт Гибралтар уже упоминался, в порту Сингапур не исключен туман (8 дней в году), в Абиджане до 48 дней с туманами. Наибольшее их количество в заливе Рио-де-Жанейро — 164 дня в год.

В умеренных широтах туманы очень распространенное явление. Здесь они наблюдаются у берегов и в глубине океанов. Они занимают огромные территории, бывают во все сезоны года, но особенно часты зимой.

Они характерны и для полярных районов у границ ледяных полей. В Северной Атлантике и в Северном Ледовитом океане, куда проникают теплые воды Гольфстрима, в холодное время года стоят постоянные туманы. Часты они у кромки льда и летом.

Наиболее часто туманы возникают на стыке теплых и холодных течений и в местах, где поднимаются глубинные воды. Велика



повторяемость туманов у побережий. В зимнее время они возникают при адвекции теплого влажного воздуха с океана на сушу, или когда холодный континентальный воздух стекает вниз на относительно теплую воду. В летнее время воздух с континента, попадая на относительно холодную водную поверхность, тоже дает туман.

С точки зрения синоптического положения, туманы зимой наблюдаются в теплом секторе циклона, перед теплым фронтом и фронтом окклюзии. Туманы могут быть связаны и с областями высокого давления. Так, поздней весной и ранним летом, в Северном море, под влиянием области высокого давления над Скандинавией, формируется слабый восточный, достаточно устойчивый поток воздуха на восточное побережье Великобритании. С холодной поверхности воды приходят с восточными ветрами туман или низкие слоистые облака. Суша в это время уже относительно прогрета. Интересно, что в некоторых местах туман приходит с приливом, с холодной морской водой, и уходит с отливом, после чего обнажившийся песок выступает уже в роли поверхности земли.

Действия судоводителя при плохой видимости

Районы, охваченные туманом, следует избегать настолько это возможно. Обширные районы туманов в летний период можно обойти, выбрав путь в более низких широтах. Из-за этого переход станет длиннее, но время перехода может оказаться меньшим, благодаря тому, что не нужно будет снижать скорость. Более того, уменьшится усталость экипажа, возникающая вследствие повышенных требований к бдительности при несении вахты.

Одним из важнейших факторов, которые необходимо принимать во внимание при выполнении плана перехода или при принятии решения относительно отклонения от него, являются «метеорологические условия особенно в районах, известных частыми периодами плохой видимости». Так записано в Резолюции А.893(21) «Руководство по планированию рейса», принятой Комитетом по безопасности на море Международной морской организации (ИМО) на Ассамблее 25 ноября 1999 г.



Если все же судно оказывается в тумане, то надо действовать в соответствии с Международными Положениями:

- уменьшить скорость хода судна;
- подавать звуковой сигнал;
- идти с включенными огнями;
- бдительно вести визуальные (выставить впередсмотрящих) и радарные наблюдения;
- отойти по возможности от берегов.

При этом следует помнить об особенностях прохождения звуковых сигналов и электромагнитных колебаний в тумане.

Слышимость звуковых сигналов в тумане

Известно, что звук передается через атмосферу с искажениями. Это важно помнить при рассмотрении расстояния, на котором можно ожидать слышимость звукового сигнала. В тумане плохо проходят высокие звуки. Лучше проходят низкие звуковые сигналы. Так как плотность тумана меняется в пространстве и во времени, прохождение звука оказывается сложным и изменчивым. Кроме того, от стены тумана может идти отраженный сигнал. Свидетельство этому — эхо, которое часто слышно от гудка судна.

Даже при безветрии, звуки с разных сторон идут с неодинаковой скоростью. При ветре звуковые сигналы лучше слышны с той стороны, откуда дует ветер и плохо слышны с той стороны, куда он дует. Чем больше скорость ветра, тем больше этот эффект. Расстояние от источника звука трудно правильно оценить и в том, и в другом случае. Иногда в тумане могут быть области, в которых звук вообще не слышен. Это связано с приподнятыми инверсиями. Кроме того, часто плохо слышны звуки из-за шума ветра и моря. Моряк должен быть постоянно начеку, оценивая расстояние до объекта и его азимут по силе звукового сигнала.

Использование радара в тумане

Сигналы радара проникают в тумане на сравнительно большие расстояния, чем звуковые. Однако помехи, о которых говорилось



для звуковых сигналов (инверсии температур, флуктуации плотности в тумане), сохраняются и для сигналов радара. От стены тумана (дождя, града, снега, пыли) может идти сильный отраженный сигнал. Его можно принять за встречное судно. Гораздо опаснее сделать обратную ошибку, например, принять судно за стену тумана.

▼ Заметки и дополнения

1. Туманы несут опасность столкновений, удлиняют время рейса из-за необходимости снижения скорости, вызывают утомляемость экипажа как результат физических и нервных нагрузок, неблагоприятны для перевозимых грузов.

2. В районах наиболее интенсивного судоходства, в умеренных широтах Атлантики и Тихого океана туманы очень распространенное явление. Они могут быть разной природы. Но все они одинаково опасны, так как снижают видимость.

3. Адвективные туманы, характерные для морского воздуха, движущегося в высокие широты на все более холодную подстилающую поверхность, нередко сопровождаются морсью.

4. Переохлажденный туман с морсью в высоких широтах может вызывать обледенение судна.

5. Плохая видимость может быть еще результатом наличия в воздухе капель дождя, кристаллов льда (снега) и твердых частиц. Видимость ухудшается и при низкой сплошной облачности, и в сумерках.

Вопросы и задания

1. Перечислите опасности, связанные с плохой видимостью в море.
2. Перечислите явления, ухудшающие видимость в море.
3. Как влияют выпадающие осадки на горизонтальную видимость?
4. Как влияют теплые течения на видимость?
5. Как влияют холодные течения на видимость?
6. Влияют ли айсберги на видимость?
7. В каких районах Мирового океана может быть плохая видимость из-за мглы?



8. Что Вы можете сказать об относительной влажности воздуха в морях тропической зоны (Красное море, Персидский залив, экваториальные районы)? Какова там влажность воздуха во время мглы?
9. Объясните процесс образования туманов охлаждения.
10. Объясните процесс образования туманов испарения.
11. Объясните процесс образования туманов смешения.
12. Перечислите виды туманов охлаждения.
13. Почему в открытом океане не может быть радиационных туманов?
14. Бывают ли туманы у экватора?
15. Бывают ли туманы в тропических широтах?
16. Какие туманы наиболее часты над океанами?
17. Могут ли радиационные туманы быть опасными для мореплавания?
18. Когда туманы чаще наблюдаются, зимой или летом?
19. Туманы чаще в открытом океане или у побережий?
20. Имеют ли туманы суточный ход, годовой ход?
21. Назовите районы, в которых туманы могут наблюдаться круглый год.
22. В каких широтах туманы наиболее вероятны?
23. К какому опасному метеорологическому явлению кроме ухудшения видимости может привести туман в высоких широтах при отрицательных температурах воздуха?
24. Как проходят звуковые сигналы в тумане?
25. Как влияет ветер на проходимость звуковых сигналов в тумане?
26. Как влияют инверсии на проходимость звуковых сигналов в тумане?
27. Как проходят электромагнитные колебания (сигналы радара) в тумане?
28. Перечислите действия судоводителя в условиях плохой видимости.



Раздел 2

БАРИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ НАД ОКЕАНАМИ

Глава 3. КАРТЫ ПОГОДЫ. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ДАВЛЕНИЯ И ВЕТРА НА ЗЕМНОМ ШАРЕ

Лекция 10

ЧТЕНИЕ И АНАЛИЗ КАРТ ПОГОДЫ

ЦЕЛЬ ЛЕКЦИИ: Познакомить читателя с синоптическими картами. Показать, что синоптические карты являются полями метеорологических величин. Рассмотреть трехмерные и двумерные поля, в том числе поле атмосферного давления, изобарические поверхности и изолинии равного давления.

В лекции приводится перечень основных понятий, которые будут подробно изучаться в последующем. Вводятся понятия о барических системах пониженного и повышенного давления.

Ключевые слова: барические системы, Всемирная Метеорологическая Организация (ВМО), Всемирная Служба Погоды, карты барической топографии.

Поля метеорологических величин. Поле давления

Совокупность значений метеорологической величины во всех точках пространства называется *метеорологическим полем* этой величины (поле давления, поле температуры, поле ветра, поле облачности и др.). Наиболее широко рассматривается в метеоро-



логии барическое поле. Если в трехмерном поле соединить точки с одинаковыми давлениями получатся *изобарические поверхности*. Они в атмосфере проходят под очень малым углом (доли градуса) к плоскости горизонта. Если давление изменяется к тому же и во времени, как это обычно и бывает, то барическое поле будет пространственно-временным.

Аналитически трехмерное нестационарное поле можно записать в виде функции пространственных координат и времени

$$F = F(x, y, z, t), \quad (2.1)$$

где x, y, z — координаты точки; t — время. Графически изобразить его трудно. Поэтому принято рассматривать поля F , зафиксировав часть координат, например, зафиксировав две переменные z, t . Так, если пересечь трехмерное барическое поле горизонтальной поверхностью на уровне z в фиксированный момент времени t , то получим двумерное поле в виде изолиний равных величин. Для давления это будут *изобары*. Они, как и изобарические поверхности, не пересекаются, а замыкаются на самих себя или заканчиваются на контуре карты.

Такое двумерное или плоское поле показывает распределение величины F (например, давления) на некоторой горизонтальной плоскости в конкретный момент времени и описывается уравнением

$$F = F(x, y). \quad (2.2)$$

Для облегчения расчетов, графических построений и анализа данных, изолинии проводят так, чтобы разность значений величины между ними ΔF была постоянной по всему полю.

Обычно в метеорологии рассматривают двумерное барическое поле $p = p(x, y)$. Отличительной особенностью поля давления является отсутствие мелкомасштабных возмущений. Давление обычно медленно, плавно изменяется в пространстве и во времени. Поэтому изобары не могут иметь крутых изгибов и изломов. Гладкость поля давления позволяет легко обнаружить существование *барических систем* синоптического масштаба. В двумерном поле для конкретного момента времени (зафиксировано t)



изобары на уровне моря (зафиксировано z) очерчивают области повышенного и пониженного давления (рис. 2.1). К барическим системам пониженного давления относятся депрессии, ложбины, вторичные (частные) циклоны. К областям повышенного давления — барические максимумы, барические гребни, отроги и вторичные (частные) антициклоны. Различают еще седловины, прямолинейные изобары и размытое барическое поле. В центрах барических систем ставят буквы B (высокое) и H (низкое), в английском варианте — соответственно H (high) и L (low). Возможны и другие обозначения.

Барические системы будут подробно изучаться в дальнейшем.

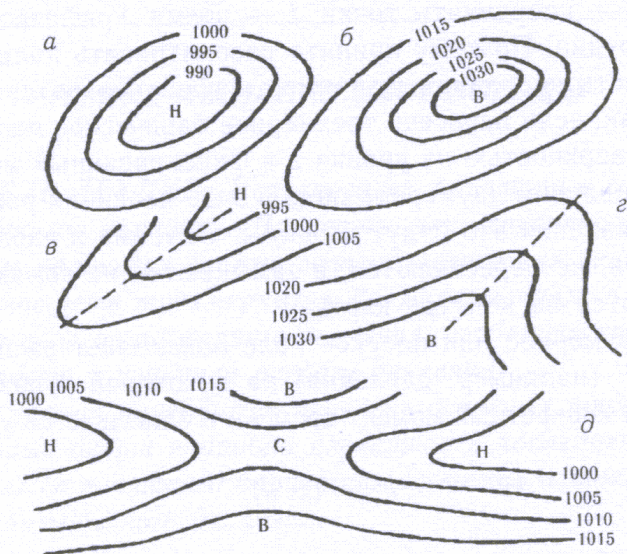


Рис. 2.1. Основные барические системы
(а — депрессия, б — барический максимум, в — ложбина,
г — гребень, д — седловина)

Синоптические карты

Географические карты, на которые цифрами и условными обозначениями наносятся результаты одновременных наблюдений на сети метеорологических станций, в том числе и судовые наблюдения, называются *синоптическими*. Карты позволяют одновременно обзирать погодные условия над обширными географическими



районами, проводить, так называемый, синоптический анализ. Слово «синоптический» в переводе с греческого обозначает «одновременно обозреваемый». Эти карты являются двумерными (плоскими) полями метеорологических величин.

Синоптическая карта может охватывать территорию от полушария или всего земного шара до небольшого района. На бланки карт наносят контуры материков. Применяются коническая, меркаторская, стереографическая проекции.

Различают приземные карты погоды и карты барической топографии (высотные). Приземные карты составляются в гидрометеорологических центрах по результатам метеорологических наблюдений в основные (синоптические) сроки — 0, 6, 12 и 18 часов по среднему Гринвичскому времени (СГВ или в английском варианте UTG — Universal Time Greenwich). Метеорологические наблюдения характеризует единая методика наблюдений, однотипность приборов, одинаковая первичная обработка, одинаковое кодирование метеорологических данных.

На рис. 2.2. показана схема нанесения на карту информации, полученной с судна. Место, откуда поступила информация, дается кружочком. Штриховкой обозначается общее количество облаков, стрелкой с оперением — направление и скорость ветра. Вокруг — метеорологические величины и явления. На карту наносят еще температуру воды, характеристики волнения и позывные судна.

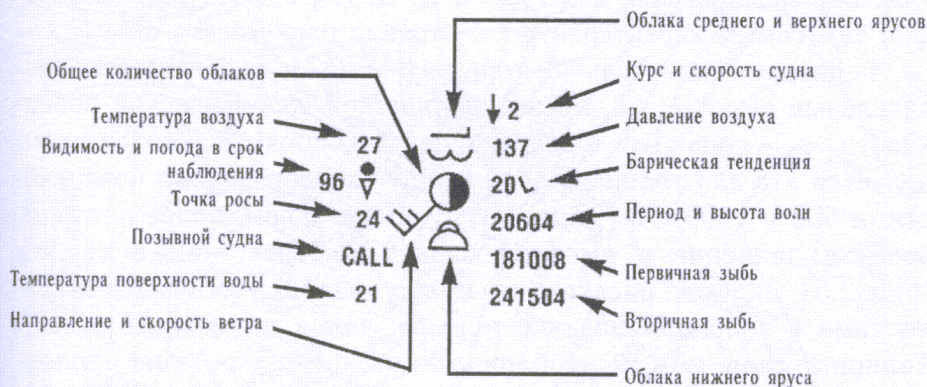


Рис. 2.2. Схема нанесения судовых наблюдений на синоптическую карту

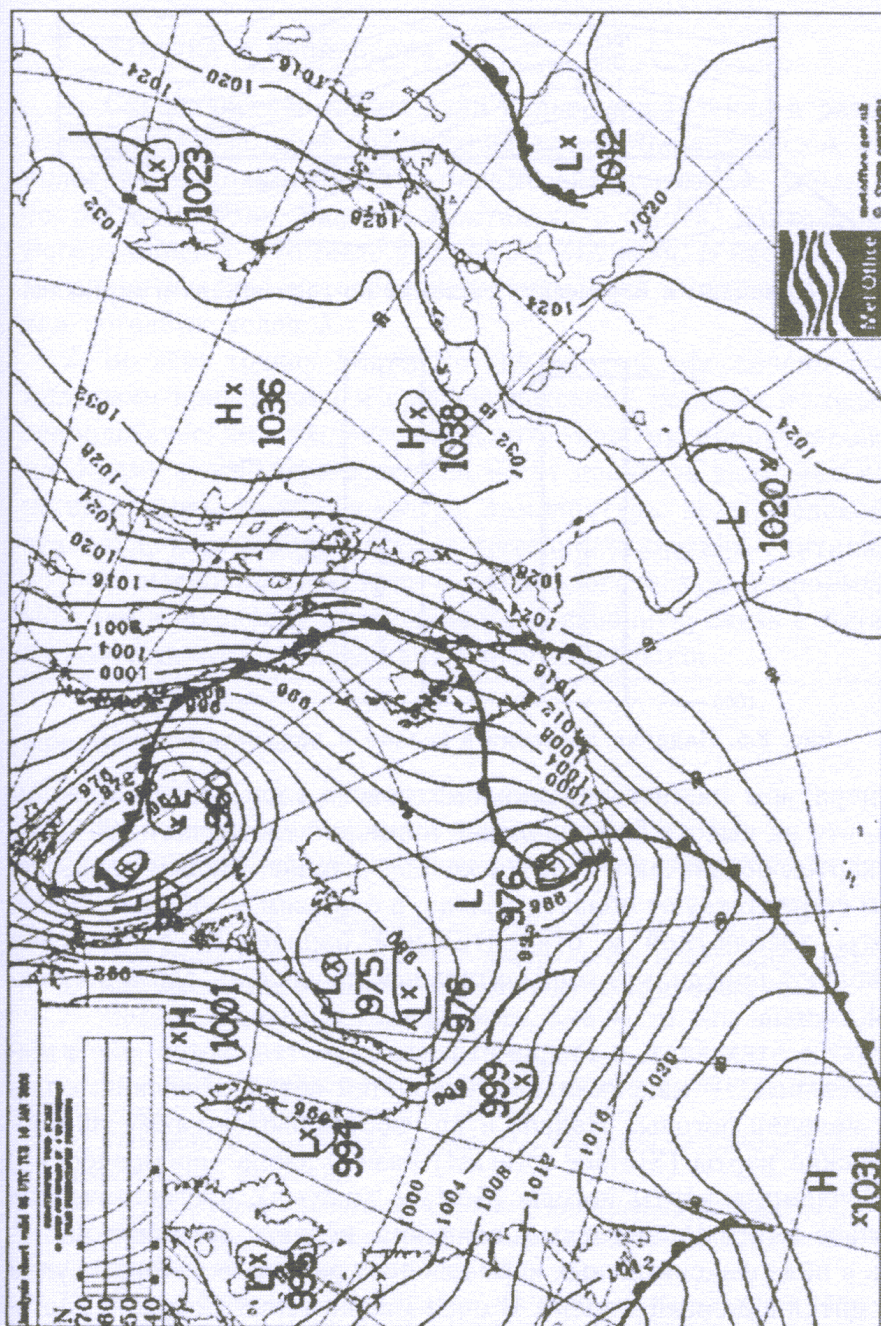


На приземной карте погоды проводятся изобары. На отечественных и некоторых других картах погоды их проводят через 5 гПа, на картах англоязычных стран — через 4 гПа. На картах определяют области высокого и низкого давления, положение их центров и возможные траектории перемещения, проводят линии раздела различных воздушных масс (атмосферные фронты), выделяют зоны осадков, туманов и другие характеристики погоды. На суда приходят факсимильные карты, на которых, как правило, в основном показаны изобары и фронты (рис. 2.3).

Карты барической топографии составляются по аэрологическим наблюдениям в 0 и 12 часов среднего Гринвичского времени. Это результаты вертикального зондирования атмосферы. Сюда относятся, прежде всего, измерения ветра, атмосферного давления, температуры и влажности воздуха на высотах от поверхности земли до 40 км. Высотные карты бывают двух видов — абсолютной (АТ) и относительной (ОТ) топографии. На первых приводятся высоты над уровнем моря определенной изобарической поверхности ($p = \text{const}$), например, давления 850 (АТ₈₅₀) или 500 гПа (АТ₅₀₀). На картах абсолютной топографии видно, что областям с наиболее высоким положением изобарических поверхностей соответствует более высокое давление, а наиболее низким — низкое.

Антициклоны в вертикальном разрезе имеют выпуклый, колоколообразный вид. Циклоны в вертикальном разрезе имеют вогнутый, воронкообразный вид (рис. 2.4). Карты абсолютной топографии тем самым характеризуют состояние барического поля.

На картах относительной топографии (ОТ) представлены относительные высоты, т.е. превышения одной изобарической поверхности $p_2 = \text{const}$ над нижележащей $p_1 = \text{const}$. Наиболее часто делается это для толщины слоя между изобарическими поверхностями 500 и 1000 гПа, карта ОТ₁₀₀₀⁵⁰⁰. В холодном, более плотном, воздухе давление с высотой падает быстрее, чем в теплом (рис. 2.5). Значит, расстояние между изобарическими поверхностями в холодном воздухе меньше, чем в теплом, $\Delta Z_2 < \Delta Z_1$. Толщина слоя между изобарическими поверхностями пропорциональна средней температуре. Изолинии высот на карте относительной топографии ОТ₁₀₀₀⁵⁰⁰ эквивалентны изотермам средней



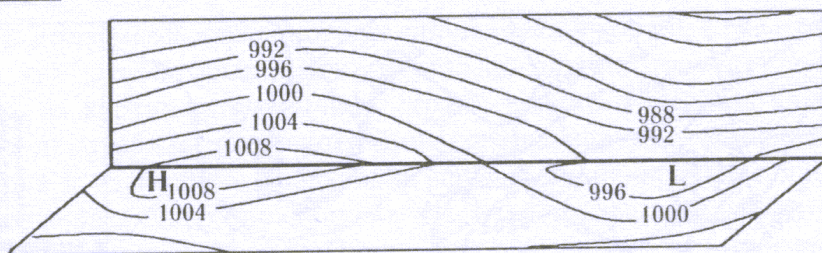


Рис. 2.4. Изобары в барических системах по горизонтали и вертикали

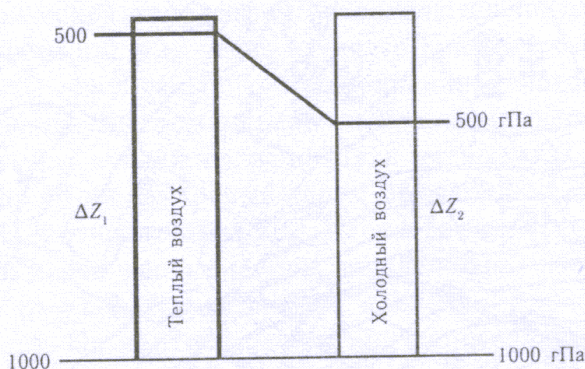


Рис. 2.5. Падение давления в теплом и холодном воздухе

температуры нижнего пятикилометрового слоя воздуха (вспомним, что на высоте 5 км давление примерно составляет 500 гПа). На картах обозначают области холода и тепла. Малым превышениям соответствуют области холода, а большим — области тепла. Карты абсолютной и относительной барической топографии позволяют определять горизонтальный перенос — адвекции тепла и холода.

Кроме этих карт, в Гидрометцентрах составляются еще вспомогательные — максимальных скоростей ветра, волнения, опасных явлений погоды, осадков и др. Составляются также прогностические карты (Surface forecast) разной заблаговременности.

Приземные карты погоды (Surface analysis), прогностические (Surface forecast), высотные, волнения, ветра и др. могут поступать в виде факсимильных карт для того района, в котором судно находится в данный момент. В море можно также получать карты (фотографии) с метеорологических спутников (рис. 2.6, вкладка).



▼ Заметки и дополнения

1. Синоптические карты дали целое направление в развитии метеорологии, которое получило название «Синоптическая метеорология». Закономерно, что первые синоптические карты стал составлять моряк, капитан Британского флота, контр-адмирал Роберт Фицрой. Это было в середине XIX века. В настоящее время синоптическая метеорология занимается анализом и прогнозом погодных условий.

2. Во всех точках Мирового океана суда обеспечены факсимильными приземными и прогностическими картами погоды, метеорологическими бюллетенями, штормовыми предупреждениями. Кроме этого, мореплаватели могут получать высотные карты погоды, карты волнения, ветра, температуры воды, ледовой обстановки, карты-фотографии с метеорологических спутников и другую метеорологическую и океанологическую информацию. Полезно и возможно поддерживать постоянную связь с метеорологами и получать информацию и рекомендации.

Вопросы и задания

1. Что такое поле метеорологических величин?
2. Что такое «изобарические поверхности»?
3. Под каким углом к горизонтالي проходят изобарические поверхности?
4. Как выглядят изобарические поверхности в циклонах?
5. Как выглядят изобарические поверхности в антициклонах?
6. Как выглядит двумерное стационарное поле давления?
7. Могут ли изобары пересекаться, могут ли они иметь острые углы?
8. Что такое синоптическая карта? За какие фиксированные моменты времени выходят синоптические карты?
9. Что такое барическая система? Перечислите барические системы пониженного давления.
10. Перечислите барические системы повышенного давления.
11. Что такое безградиентное (малоградиентное) барическое поле? Как выглядят изобары в таком поле?
12. Какие данные представлены на факсимильных приземных картах погоды?



13. Что такое факсимильная карта погоды? Напишите название приземной карты погоды на английском языке.

14. Нарисуйте область повышенного давления и надпишите изобары.

15. Нарисуйте область пониженного давления и надпишите изобары.

16. Нарисуйте седловину и надпишите изобары. Нарисуйте барическую ложбину и надпишите изобары. Нарисуйте барический гребень и надпишите изобары.

Лекция 11

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ДАВЛЕНИЯ И ВЕТРА НА ЗЕМНОМ ШАРЕ

ЦЕЛЬ ЛЕКЦИИ: Рассмотреть глобальное распределение давления на земном шаре и, связанные с этим, движения воздуха на поверхности планеты, т.е. общую циркуляцию атмосферы. Показать особенности распределения давления и ветра по сезонам года.

Ключевые слова: западный перенос, пассаты, муссоны.

Причиной возникновения ветра является неравномерное распределение давления. Воздух из района с большим давлением стремится перейти туда, где давление меньше. Таким образом, поля давления и ветра взаимосвязаны. Значит ли это, что достаточно знать барическое поле, чтобы представлять, поле ветра? Все гораздо сложнее. На нашей вращающейся планете на движение воздуха оказывают влияние и другие силы, которые изменяют его направление, и скорость. А на суше огромное влияние на ветровой режим оказывает еще и рельеф местности.



Географические и сезонные особенности поля давления

В экваториальной зоне нашей планеты находится пояс пониженного давления. Он несколько перемещается из одного полушария в другое вслед за Солнцем (рис. 2.7, 2.8).

На широтах 30—35° находится зона максимальных давлений. Она особенно хорошо выражена над океанами, над которыми удерживается в течение всего года. Над материками высокое давление сохраняется только зимой. Летом, вследствие значительного прогревания материков, зона распадается на отдельные субтропические антициклоны. В северном полушарии это азорский максимум, образующийся в субтропических широтах Атлантического океана, и северо-тихоокеанский (гавайских) антициклон, находящийся в Тихом океане. В теплое время года они распространяются в сторону высоких широт и занимают большую часть Атлантики и Тихого океана по сравнению со своим зимним положением. Центры субтропических антициклонов располагаются у Азорских и Гавайских островов, но северные их периферии доходят до умеренных широт. Гребень (отрог) азорского антициклона распространяется не только на север, но и далеко на восток. Он захватывает южную и центральную Европу и Украину. Именно он обуславливает в Украине знойную, с температурой до 40°C, погоду на протяжении нескольких дней.

С областями повышенного давления связана ясная малооблачная погода, слабые ветры, относительно слабое ветровое волнение. Это означает, что в тропических и умеренных широтах летом сравнительно спокойные условия плавания.

Летом на материках, которыегреваются сильнее, чем океаны, располагаются области пониженного давления. Зимой в умеренных широтах на материках, которые в это время года охлаждаются сильнее, образуются области высокого давления (рис. 2.8). Особенно высокое давление зимой отмечается в центральной части Азиатского континента в сибирском антициклоне. В отдельные годы давление там превышает 1050 гПа.

На северной границе зоны умеренных широт (60—65° с. ш.) находится полоса пониженного давления. Зимой в ее пределах

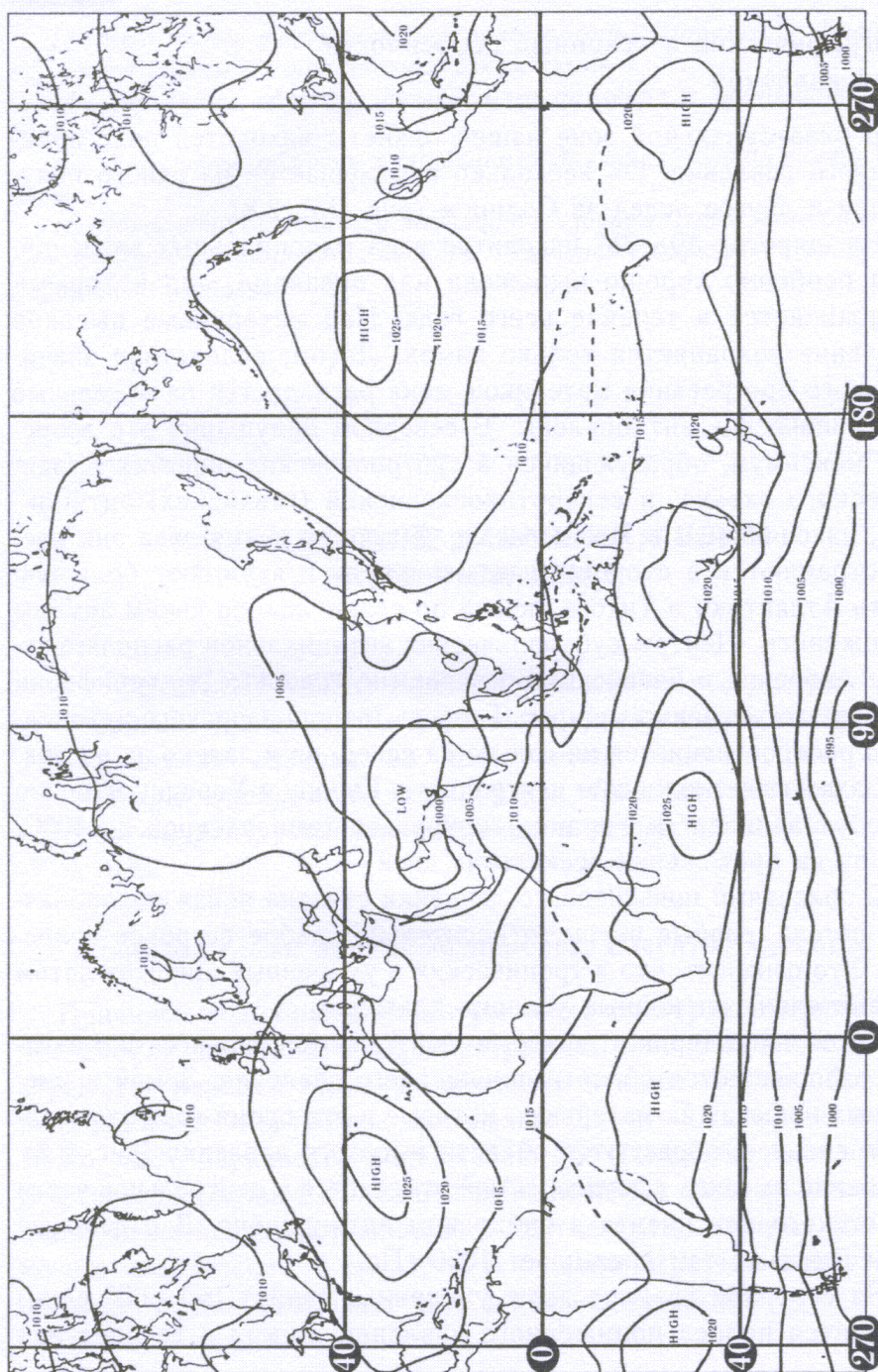


Рис. 2.7. Распределение давления в июле

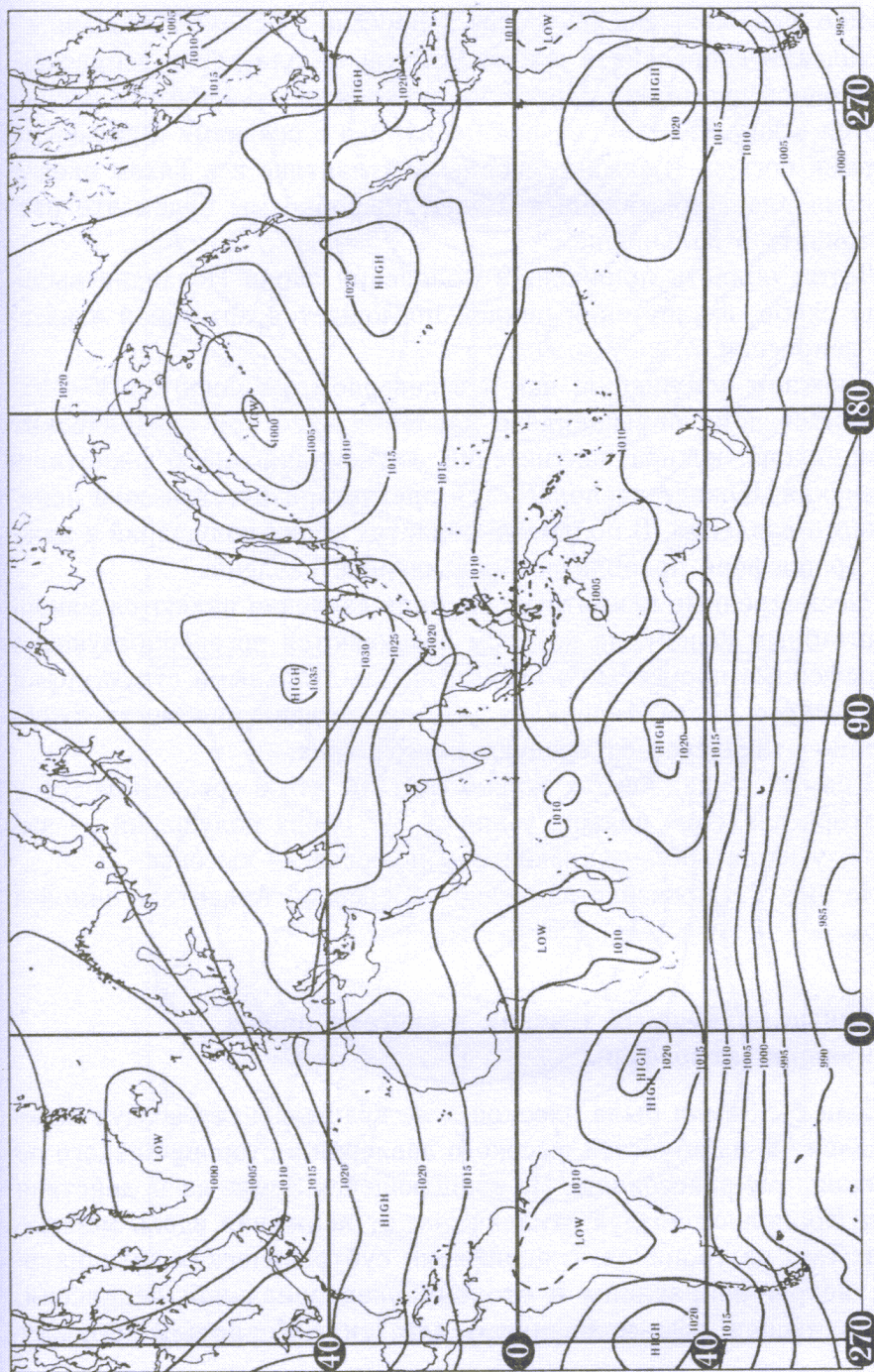


Рис. 2.8. Распределение давления в январе



хорошо выражены океанические депрессии в районе Исландии — исландская депрессия и южнее Аляски — алеутская депрессия. В холодное время эти депрессии становятся большими и расширяются к югу. С ними связана пасмурная с осадками и сильными ветрами погода. В зимние месяцы в Атлантике и в Тихом океане условия плавания тяжелые. Более подробно мы будем это рассматривать в дальнейшем.

Летом область пониженного давления около Исландии выражена слабо, а алеутский циклон поглощается ложбиной азиатской депрессии.

В южном полушарии, как и в северном, на широтах $30\text{—}35^\circ$ находится зона повышенного давления. Это три океанических антициклона: южноатлантический, южноиндийский и южнотихоокеанский. Южнее располагается предантарктическая зона пониженного давления. В полярных областях обоих полушарий в нижней тропосфере преобладает повышенное давление.

Рассмотренные климатические поля давления являются макромасштабным фоном, на котором развиваются погодообразующие атмосферные процессы со своими индивидуальными структурами барического поля. Индивидуальные поля давления могут существенно отличаться от средних многолетних.

В самых общих чертах можно считать, что в среднем за год у экватора давление низкое, у широт 30° обоих полушарий — высокое, у широт 60° — низкое, а у полюсов — высокое.

На рис. 2.9 показано давление в Северной Атлантике зимой и летом.

Основные воздушные течения в системе общей циркуляции атмосферы

Если бы Земля была плоской и не вращалась, то воздух перемещался бы из областей высокого давления в сторону низкого по кратчайшему расстоянию. На вращающейся Земле из-за действия силы Кориолиса воздух отклоняется от движения вдоль меридианов. Так, из тропиков, с периферий субтропических антициклонов, ветры направлены в сторону экваториальной депрессии. Отклоняющая сила вращения Земли (сила Кориолиса) придает

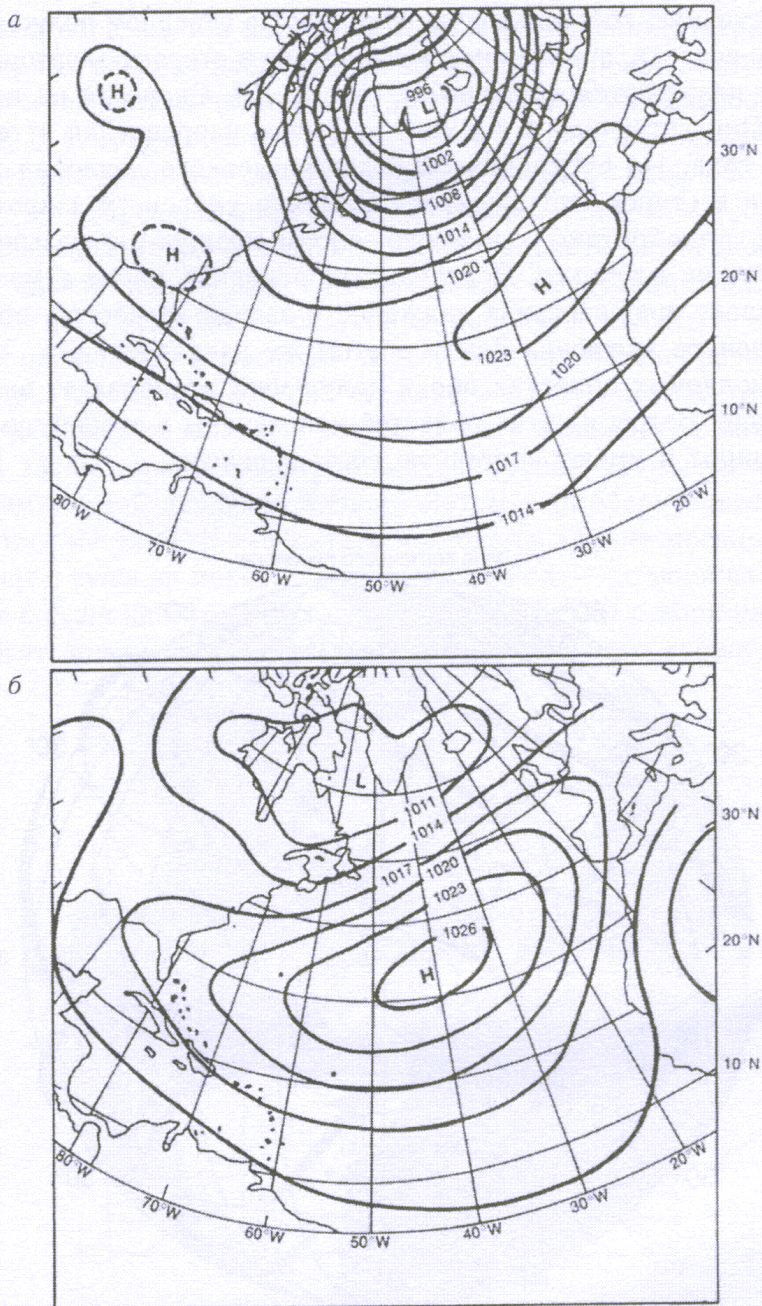


Рис. 2.9. Давление над Северной Атлантикой зимой (*a*) и летом (*б*)



им восточную составляющую. Они дуют в северном полушарии с северо-востока, а в южном с юго-востока в сторону экватора. Эти ветры называются *пассатами*. (рис. 2.10). Скорости их небольшие. Они устойчивы и не меняют своего направления в течение всего года. Из субтропической зоны высокого давления ветры дуют и в сторону пониженного давления умеренных широт. Эти ветры приобретают западную составляющую и называются *западными ветрами*. В результате основная масса атмосферы совершает вращательное движение с запада на восток, обгоняя собственное вращение Земли в этом же направлении.

В полярных областях обоих полушарий преобладает высокое давление. Ветры из этих областей направлены в сторону умеренных широт и имеют восточную составляющую.

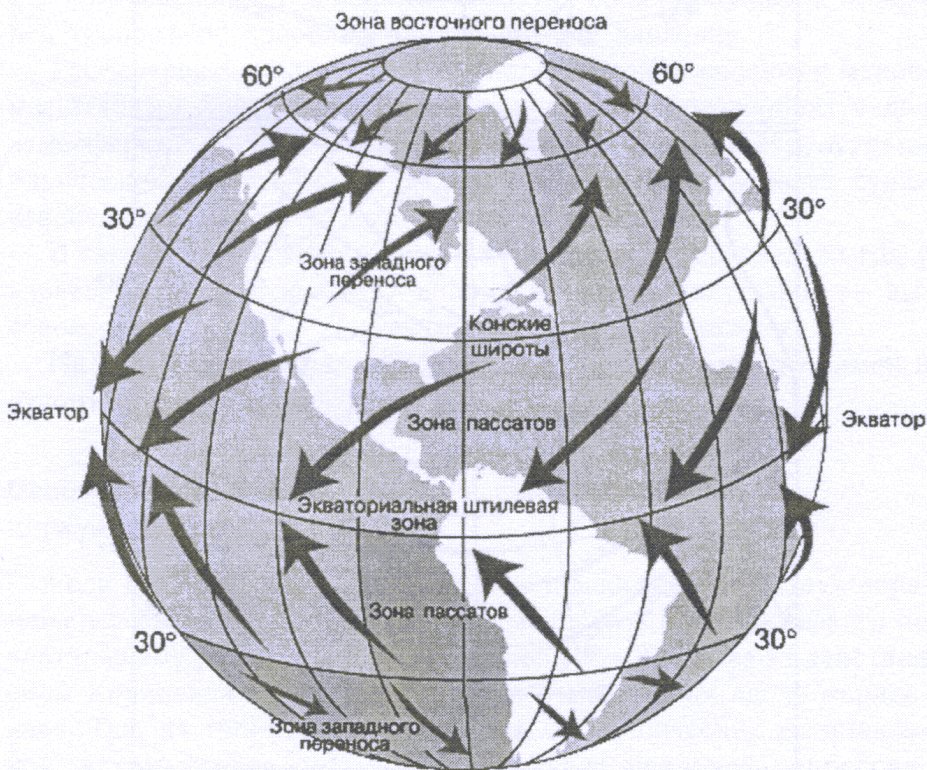


Рис. 2.10. Распределения ветров на земном шаре



Таким образом, и в пассатной зоне, и в умеренных широтах, и в полярных районах наблюдается зональный перенос воздуха. Он является основным видом циркуляции воздуха на вращающейся Земле. В умеренных широтах, где этот перенос совпадает с направлением вращения Земли, скорости ветра большие. К югу и северу от умеренных широт, где зональный перенос и направление вращения Земли противоположны, скорости ветра меньше.

На нашей планете есть еще *муссонная* циркуляция (рис. 2.11 и 2.12). Она охватывает обширные районы и является частью общей циркуляции атмосферы. Муссонная циркуляция развивается на востоке и юго-востоке огромного азиатского континента. Сюда не доходят западные ветры. В силу охлаждения материка зимой здесь образуется огромный сибирский антициклон. Над океанами зимой давление низкое. Летом термобарические поля меняются местами. В результате полгода (в зимние месяцы) ветры дуют с суши на море, а следующие полгода — с моря на сушу. Ветры с суши на море несут сухую погоду. Ветры с моря на сушу приносят дожди. Эти ветры часто имеют большую скорость.

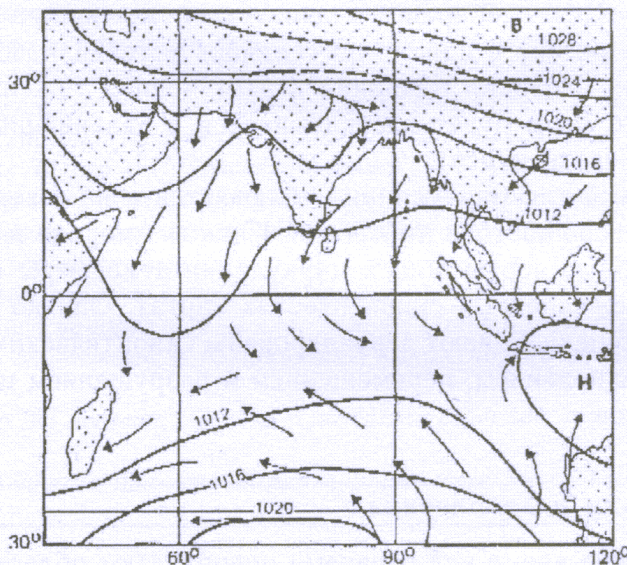


Рис. 2.11. Давление и ветер над южной частью Азии и Индийским океаном в январе

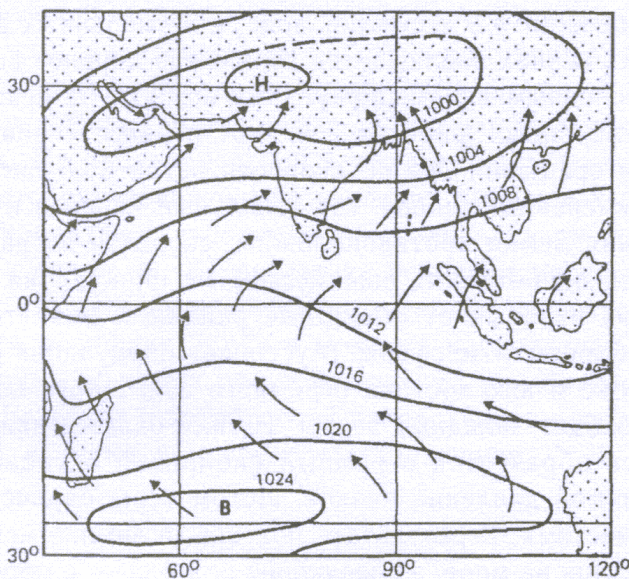


Рис. 2.12. Давление и ветер над южной частью Азии и Индийским океаном в июле

На восточных побережьях азиатского материка, на севере Индийского океана с апреля по сентябрь устанавливается дождливый сезон. Условия плавания в этот период тяжелые. Более подробно об этом будет рассказываться в дальнейших лекциях (во второй части курса).

Муссонный тип циркуляции наблюдается и на севере Австралии и на северо-востоке побережья Южной Америки в Бразилии.

Характерные черты общей циркуляции атмосферы прослеживаются на ежедневных синоптических картах. Однако они в той или иной степени бывают завуалированы синоптическими процессами, возникновением, перемещением и разрушением циклонов и антициклонов.

▼ Заметки и дополнения

1. В летнее время над океанами преобладают области высокого давления с относительно спокойной (слабый ветер) и малооблачной погодой. В зимнее время над океанами находятся области



низкого давления. Это означает ветер, облачность, осадки. Соответственно, летом в Атлантике и в Тихом океане условия плавания в основном хорошие, зимой — очень сложные.

2. В северной части Индийского океана муссонная циркуляция создает тяжелые условия плавания в летнее время и более спокойные в зимние месяцы.

3. Основным видом циркуляции атмосферы на нашей планете является зональный перенос воздуха. В умеренных широтах — западный перенос, в тропических и полярных широтах — ветры с восточной составляющей. Западные ветры по направлению совпадают с движением Земли вокруг своей оси и имеют большие скорости. Восточные ветры противоположны вращению Земли и имеют значительно меньшие скорости.

Вопросы и задания

1. Какое давление в экваториальных широтах?
2. Какое давление в субтропических широтах?
3. Какое давление в умеренных широтах?
4. Каково направление ветра в тропических широтах?
5. Каково направление ветра в умеренных широтах?
6. Каково направление ветра в полярных широтах?
7. Что называется муссонной циркуляцией?
8. Расскажите о термобарическом поле в зимнее время (в летнее время) на востоке Азиатского материка и прилегающих водных пространствах Тихого и Индийского океанов.
9. Почему от зимы к лету меняется характер термобарического поля на востоке Азиатского континента?
10. Каково направление ветров зимой (летом) на востоке Азии? Какая погода связана с этими ветрами?
11. Каково направление ветров зимой (летом) на юго-востоке Азии в странах Индостана и Индокитая? Какая погода связана с этими ветрами?
12. Что Вы можете сказать о пассатах северной части Индийского океана?
13. Где еще на планете могут наблюдаться муссонные ветры?



МЕСТНЫЕ ВЕТРЫ

ЦЕЛЬ ЛЕКЦИИ: Рассмотреть ветры, с которыми мореплаватели могут встретиться у побережий. В лекции дается классификация местных ветров, физика возникновения и особенности их в разных районах побережий Мирового океана.

Ключевые слова: анабатический ветер, смерч, водяной смерч, бора, бриз, горно-долинные ветры, кататический ветер, фён.

На фоне общей циркуляции атмосферы, в термически и орографически неоднородных районах, т. е. у побережий или в горах, может развиваться своя, местная циркуляция воздуха. Это мезомасштабные ветры, горизонтальные размеры которых обычно не превышают первой сотни километров. В явлениях такого размера сила Кориолиса становится малоощутимой. Местные ветры могут наблюдаться при малоградиентном (безградиентном) барическом поле. Это бризы, горно-долинные и ледниковые ветры. Местные ветры могут быть и при больших барических градиентах — бора, фён, стоковые ветры.

В каналах, заливах, у мысов, у крутых берегов могут наблюдаться местные усиления или ослабления ветра и изменения его направления.

Бризы

Бризы — это ветры, возникающие на берегах морей, океанов, больших озер, рек (рис. 2.13), особенно в условиях малоградиентного барического поля.

Дневной, или иначе морской, бриз дует с моря на сушу и ощущается в море уже в 20, а то больше километрах от берега. Вглубь континента он может проникать на расстояния до 100 км. Скорость морского бриза 5—10 м/с. Там, где над сушей дневной

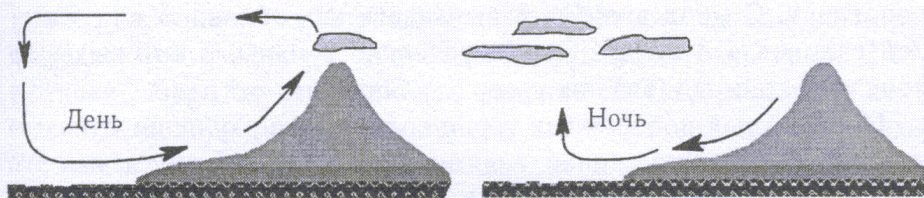


Рис. 2.13. Бризовая и горно-долинная циркуляция

бриз заканчивается, в результате конвекции теплого воздуха образуются кучевые облака, которые располагаются грядой параллельно берегу. Это, так называемый, бризовый пояс. Он виден в море намного раньше берега.

В тропических широтах дневные бризы на восточных побережьях совпадают с пассатами и усиливают их. На западных побережьях островов бризы должны преодолевать пассат. Они появляются на побережье в более позднее время в виде прохладных и влажных порывистых ветров.

Смена морского бриза на береговой происходит вечером. Ночной (береговой) бриз дует с суши на море и распространяется в море на меньшее расстояние, чем дневной на сушу. Скорость берегового бриза 1—2 м/с. Ночным бризом с суши на водную поверхность может переноситься радиационный туман (об этом говорилось в лекции 9). Смена берегового бриза на морской происходит в утренние часы.

Горно-долинная циркуляция

Горно-долинные ветры наблюдаются между горным хребтом и долиной. Днем склон прогревается, образовавшийся слой теплого воздуха поднимается вверх. Это будет долинный ветер. Восходящий ветер называют еще *анабатическим*. Ночью склоны охлаждаются сильнее, чем окружающий воздух. Холодный воздух стекает с высоких мест в долину. Это горный или нисходящий, *катабатический*, ветер.

Поднимаясь по склону воздух адиабатически охлаждается и, если его температура понижается до точки росы, образуется



конденсат. С моря это будет выглядеть как облако, а для жителей склонов это туман. Орографические туманы, о которых шла речь в лекции 9, связаны с горно-долинными ветрами.

На гористых побережьях горно-долинная циркуляция сливается с бризовой циркуляцией, взаимно усиливая друг друга, как это показано на рис. 2.13.

Ледниковый ветер

Ледниковый ветер — кататический ветер с гор, покрытых льдом. Ветер дует вниз по течению ледника. Он обусловлен охлаждением воздуха над льдом. Радиационный баланс деятельной поверхности остается отрицательным ночью и днем, и ледниковый ветер господствует круглые сутки. При этом ночью он бывает сильнее, чем днем.

Бора

Бора — сильный и порывистый ветер, направленный вниз по горному склону и приводящий в зимнее время к сильному похолоданию. Наблюдается такой ветер в местностях, где невысокий горный хребет граничит с морем. Бывает бора при больших барических градиентах. За хребтом в отроге антициклона скапливается холодный воздух. Над относительно теплым морем давление низкое. Холодный воздух, перетекая через невысокий перевал, приобретает большую скорость. Движение воздуха связано не только с горизонтальным градиентом давления, но и с силой тяжести. На берег и на водную поверхность обрушивается ветер. Скорость холодного воздуха может достигать 45—50 м/с, а в порывах и того больше. Как всякий нисходящий поток, опускающийся воздух нагревается. Однако в силу небольшой разности высот и очень низкой температуры вторгающегося воздуха этот эффект, как правило, не заметен. Поэтому бора является холодным ветром.

Это явление в некоторых местах побережий приобретает опасный характер. Бора известна в Средиземном море, у берегов Скандинавии, на Новой Земле и в других местах. Большие скоро-

сти ветра, низкие отрицательные температуры, шторм на море, обледенение судов, — это бора в Новороссийске (рис. 2.14, вкладка). Бора очень локальное явление. В Новороссийске есть места, в которых бора ощущается особенно сильно. Во время боры все работы в порту прекращаются, а судоводители должны принять меры для обеспечения безопасности.

Фён

Фён тоже наблюдается при больших барических градиентах. Это сильный порывистый ветер с высокой температурой и низкой относительной влажностью, дующий с гор. Фён наблюдается в высоких горах. Опускаясь с высоты нескольких километров, воздух успевает прогреться настолько, что зимой отрицательные температуры за очень короткое время могут смениться положительными температурами. Это вызывает бурное таяние или исчезновение снега, не успевшего растаять. Летом это сухой и горячий ветер с гор.

Схема классического фёна приведена на рис. 2.15. С наветренной стороны горы наблюдается высокое давление, с подветренной — низкое. Поднимаясь по наветренному склону, воздух вначале быстро охлаждается до уровня конденсации по сухой адиабате, а затем медленно охлаждается по влажной адиабате. На наветренной стороне образуются облака и выпадают осадки. Опускание воздуха на подветренной стороне происходит по сухой адиабате, воздух нагревается и иссушается. Возникают сильные порывистые ветры с высокой температурой и низкой относительной влажностью.

С такими ветрами мореплаватели могут встретиться у гористых островов, наиболее часто с их подветренной стороны. На западном побережье Соединенных Штатов Америки в Южной Калифорнии фёновый ветер, называемый Санта-Анна, дует через ущелье вниз по одноименной долине. Этот ветер часто достигает большой силы у побережья и может быть опасным для небольших судов.

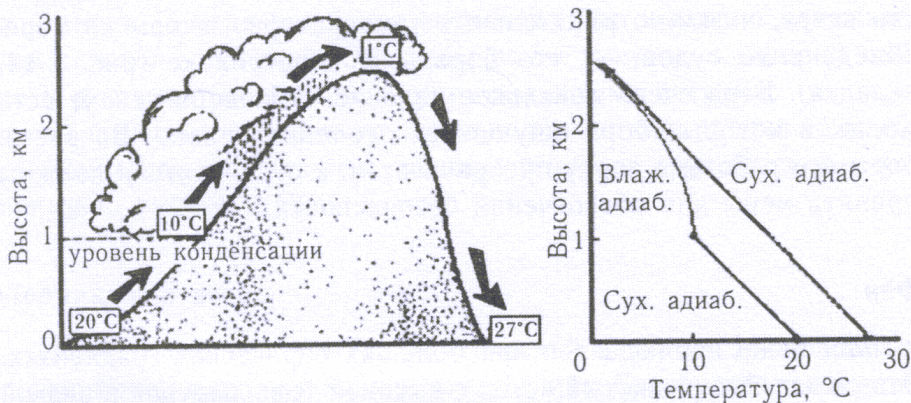


Рис. 2.15. Фён

Стоковые кatabатические ветры

Стоковые кatabатические ветры — то же самое, что и ледниковые ветры только усиленные высоким давлением над горным хребтом. Это, возникшие под действием силы тяжести, потоки холодного воздуха вниз по склону. Первоначальная температура воздуха настолько низка, что, несмотря на адиабатическое повышение температуры при нисходящем движении, стоковые кatabатические ветры очень холодны. Это ветры большой скорости, порывистые. Часто они наблюдаются у берегов Антарктиды, в Гренландии и в других местах.

Ветры у берегов и в проливах

В однородном воздушном потоке, направленном с суши на море, ветер у поверхности Земли, после пересечения береговой черты, отклоняется вправо (в северном полушарии) и усиливается. Это связано с уменьшением силы трения при переходе с суши на воду. Наоборот, в потоке, направленном с моря на сушу, ветер будет отклоняться влево и ослабевать. В результате, если ветер дует с суши, то у берега скорость ветра возрастает. Если ветер дует с моря на сушу, то у берега скорость уменьшается (рис. 2.16).

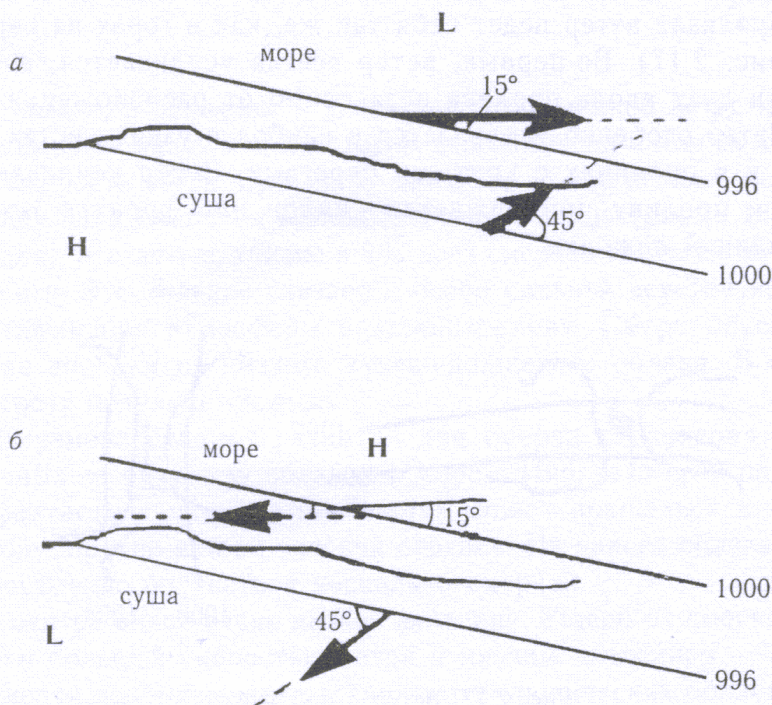


Рис. 2.16. Усиление (а) или ослабление (б) ветра у берега

По этой же причине, при перемещении воздуха вдоль побережья, линии тока в слое трения будут сближены, если суша находится справа от направления воздушного потока, и разрежены, если суша слева. Это наблюдается при одних и тех же градиентах давления. Особенно ярко ощущаются такие изменения ветра у возвышенных берегов, где вследствие обтекания препятствия воздушным потоком возникает сближение линий тока и соответствующее усиление ветра. Наибольшие скорости ветра при этом будут не у самого берега, а на некотором удалении от него.

Местные усиления ветра наблюдаются у выступающих в сторону моря деталей рельефа береговой черты (мысы, наветренные стороны островов). Ослабление ветра наблюдаются в вогнутых участках береговой линии (бухты, заливы) где происходит разрежение линий тока.



В проливах ветер ведет себя так же, как в горах на перевалах (рис. 2.17). Во-первых, ветер всегда усиливается, во-вторых, он дует вдоль пролива независимо от расположения изобар. Ветер особенно усиливается в наиболее узких местах проливов и в проливах с крутыми берегами. Ветер усиливается, когда к проливу приближается циклон или фронт в хорошо выраженной ложбине.

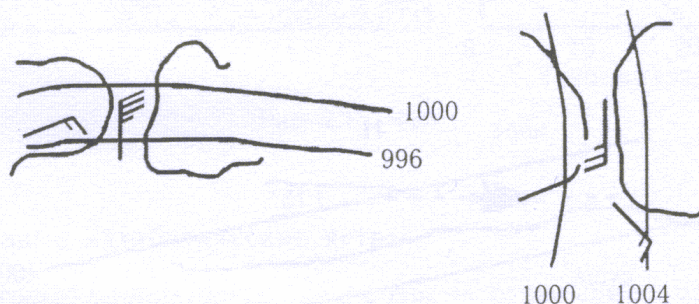


Рис. 2.17. Ветер в проливах

Другие ветры

На некоторых побережьях наблюдается адвекция, не связанная с морским бризом. Например, на востоке Великобритании весной и ранним летом наблюдаются восточные ветры, которые приносят с Северного моря в сторону суши туман или низкие слоистые облака. Эти ветры возникают под влиянием области высокого давления над Скандинавией.

В восточной Шотландии туман и низкая облачность приходят на побережье вместе с приливом. Во время отливов они отступают вместе с холодными водами. Плохие условия видимости вновь создаются при следующем приливе.



Смерчи

В океане, в основном в низких широтах, можно встретиться с атмосферным явлением, в котором огромные, ни с чем не сравнимые, скорости ветра. Они могут достигать до 100 и более метров в секунду. Это *смерч* — маломасштабный вихрь (рис. 2.18, 2.19, вкладка). К счастью, только в 2% всех смерчей достигаются такие скорости. Это явление связано с особо сильной неустойчивостью стратификации атмосферы в нижних слоях. Смерч опускается в виде воронки из низкого кучево-дождевого облака. В океане навстречу поднимается вода.

На ранних стадиях развития для смерча характерна форма песочных часов между облаком и морем. Иногда смерчи принимают фантастические формы. Воздух может вращаться в любую сторону, против или по часовой стрелке. Из одного облака могут одновременно опускаться несколько смерчей.

В центре вихря очень низкое давление. Ущерб от смерча обусловлен большой скоростью ветра и низким давлением.

Смерчи наиболее часто возникают в тропических областях, но встречаются и в более высоких широтах. Обычно они имеют диаметр менее 50 м и живут лишь несколько минут, но некоторые могут иметь большие размеры и продолжаться несколько часов. Именно такие приносят наибольшие разрушения. Смерчи могут уничтожить небольшое судно или причинить ему значительные повреждения. Однако, в виду малых размеров смерчей вероятность попасть в них мала.

На юге США эти явления называются торнадо или тромбами. Наблюдаются они очень часто. Результаты их деятельности катастрофичны, причиняемые повреждения и убытки огромны.

▼ Заметки и дополнения

1. Местные ветры могут создавать сложности при прохождении вдоль берегов, при подходах к проливам, каналам, портам. В некоторых районах они могут быть очень опасными, как, например, бора в Новороссийске.



2. В Новороссийске наблюдается около 20 случаев с борой за холодный период. При этом хотя бы один раз бора приобретает катастрофический характер. Сильной волной и ветром суда бьет о стенки причалов, они могут быть сорваны с якорей или швартовов и даже выброшены на берег. Шторм при низких отрицательных температурах вызывает обледенение судов и портовых сооружений. Море парит, штормовой ветер срывает с волн капли, которые быстро намерзают, что может приводить к опрокидыванию судов. Продолжительность боры составляет 2—7 дней.

3. Во всех проливах и каналах скорости ветра возрастают, и каким бы ни было направление ветра на открытом месте, в узких местах ветер дует вдоль канала. Скорости ветра возрастают и у мысов.

4. Поскольку температуры поверхности суши и моря сильнее различаются днем, то и морской бриз, дующий в сторону суши в течение дня, выражен более отчетливо, чем ночной бриз с суши. Ночной бриз может переносить на водную поверхность туман и, в результате, порты и подходы к ним могут быть закрыты на длительное время.

5. Местные ветры очень распространены, разнообразны и часто имеют свои местные названия. Так, например, широко известный в средиземноморье *мистраль* — это северный бороподобный ветер; *чинук* в Скалистых горах Северной Америки — это фён; *харматан* у западных берегов Африки в северном полушарии, который выносит в Атлантику огромное количество пыли из Сахары — это северо-восточный пассат.

Вопросы и задания

1. Каковы масштабы действия местных ветров?
2. В результате чего возникают бризовые ветры? Каковы их скорости?
3. Как далеко проникают бризы на сушу и на море?
4. Какое негативное влияние оказывают бризы на судоходство?
5. При каких барических градиентах, при какой синоптической ситуации возможно проявление бризовой циркуляции?
6. При каких барических градиентах, при какой синоптической ситуации возможно проявление горно-долинной циркуляции?
7. Что такое анабатический ветер, кататический ветер?



8. Почему и когда воздух с побережий стекает к водной поверхности, к каким последствиям это приводит?

9. Почему, когда фён нисходящий воздух теплый, а когда бора — холодный?

10. Почему при мезомасштабной циркуляции сила Кориолиса мало заметна?

11. Может ли смерч представлять опасность для судна? Чем определяется его опасность?

12. С какой облачностью связаны смерчи?

13. В каких районах Мирового океана можно встретиться со смерчем?

14. Что Вы можете рассказать о ветрах в проливах?

15. Могут ли в проливе Эресунн (Зунд) дуть западные ветры? А в проливе Дарданеллы?

16. Могут ли скорости ветра в проливе быть меньше, чем в открытом море?

17. Как изменяется скорость ветра у берега по сравнению с открытым морем?

18. Что Вы можете сказать о скорости ветра у мысов, у островов, в заливах?



Глава 4. ВОЗДУШНЫЕ МАССЫ И ФРОНТЫ

Лекция 13

ВОЗДУШНЫЕ МАССЫ

ЦЕЛЬ ЛЕКЦИИ: *Объяснить, что такое воздушная масса. Рассказать о процессе и очагах формирования, трансформации воздушных масс и их классификации по географическим и термодинамическим признакам. Дать характеристику теплых и холодных воздушных масс.*

Ключевые слова: неустойчивая воздушная масса, устойчивая воздушная масса.

Общая характеристика

Воздух, находящийся длительное время над районом со сравнительно однородной подстилающей поверхностью, приобретает свойства, характерные для этой подстилающей поверхности. Тропосфера состоит из относительно однородных *воздушных масс*. Они обладают общими свойствами и длительно перемещаются как единое целое в том или ином основном течении общей циркуляции атмосферы.

Горизонтальные размеры воздушных масс составляют тысячи километров и соизмеримы с большими частями материков или океанов. Так, значительная часть Атлантики в летнее время занята одной воздушной массой, которая формируется в обширном азорском антициклоне. Аналогичная картина наблюдается и в других океанах.

По вертикали воздушные массы могут занимать всю тропосферу. Это наблюдается чаще всего в очагах их формирования.



В тропосфере по вертикали могут находиться и несколько воздушных масс, как правило, две. Тогда воздушные массы наслаиваются друг на друга, и более теплая из них располагается над холодной.

Для воздушной массы характерны небольшие значения горизонтальных градиентов температуры и влажности. Обычно, в пределах одной воздушной массы температура изменяется на $5\text{--}7^\circ\text{C}$ на расстоянии около 1000 км, а массовая доля водяного пара — на $2\text{--}3\%$ на 1000 м. Быстрые (скачкообразные) изменения метеорологических величин наблюдаются при переходе из одной воздушной массы в другую.

Условия формирования воздушных масс

Общность свойств воздушной массы определяется ее формированием в определенном очаге над однородной подстилающей поверхностью и в определенных радиационных условиях. Процесс приобретения воздушной массой характерных для нее свойств называется *формированием воздушной массы*, а районы, где происходит этот процесс, — *очагами формирования*. На формирование воздушной массы влияют характер и тепловой режим подстилающей поверхности, соотношение между приходом и расходом лучистой энергии, вертикальная устойчивость атмосферы. Все это обуславливает различия температурных и влажностных характеристик воздушных масс, формирующихся в разных очагах.

В районе формирования воздушной массы воздух должен находиться сравнительно длительное время, до $5\text{--}7$ и более суток. Такие условия создаются в обширных малоподвижных антициклонах и малоградиентных барических полях, которые можно рассматривать как синоптические очаги формирования воздушных масс.

В областях пониженного давления условия для формирования воздушных масс неблагоприятны, так как характерная для них сходимосť (конвергенция) воздушных течений приводит к обострению контрастов температуры и влажности. Исключения составляют малоподвижные («размытые») циклоны и обширные депрессии термического происхождения, возникающие над открытыми участками суши.



В качестве географического очага формирования воздушных масс можно рассматривать обширные океанические акватории. Над ними в умеренных широтах в западном потоке перемещаются, трансформируясь, воздушные массы. Сам западный перенос можно рассматривать как синоптический очаг формирования новой воздушной массы.

При перемещении из очага формирования воздушная масса попадает в другие условия притока солнечной радиации, на иную подстилающую поверхность, в результате чего ее свойства начинают изменяться. Этот процесс называется *трансформацией воздушной массы*. Трансформация происходит относительно медленно. Однако эти изменения могут продолжаться достаточно долго до тех пор, пока не сформируется новая воздушная масса.

Географическая классификация воздушных масс

В зависимости от положения очага формирования воздуха в одном из основных термических поясов земного шара и с учетом характера подстилающей поверхности (океан или материк) выделяют следующие типы воздушных масс:

1) арктический или антарктический воздух (AB) — морской ($мAB$) и континентальный ($кAB$) — находится в северных и южных полярных областях льда и снега;

2) воздух умеренных широт ($УВ$) — морской ($мУВ$) и континентальный ($кУВ$) — находится в умеренных широтах;

3) тропический воздух ($ТВ$) — морской ($мТВ$) и континентальный ($кТВ$) — находится в областях пассатов северного и южного полушарий;

4) экваториальный воздух ($ЭВ$) — находится у экватора между северными и южными пассатами.

Морской воздух отличается большой влажностью. Она повсеместно составляет около 80%. Кроме того, наблюдаются различия и в температурном режиме. В летнее время в умеренных широтах он будет холоднее континентального, а зимой — теплее.

Арктический и антарктический воздух, из-за преобладания ледяных полей и суши в высоких широтах, редко бывает морским арктическим ($мAB$). Не делят на морской и континентальный



экваториальный воздух, так как над сушей и над морем он одинаково теплый и влажный из-за огромного количества осадков.

Термодинамическая характеристика воздушных масс

Различают теплые, холодные и нейтральные (местные) воздушные массы.

Нейтральной (местной) является воздушная масса, температура которой соответствует условиям радиационного и теплового баланса в районе ее нахождения. Она наблюдается только в очагах своего формирования. В дальнейшем, когда воздушная масса перемещается, о ее температуре судят, относительно соседних воздушных масс. Из них теплой называют ту, которая теплее, а холодной — которая холоднее. При этом относительно теплая воздушная масса может еще продолжать нагреваться, а относительно холодная — еще более охлаждаться.

Воздушные массы могут быть стратифицированы устойчиво и неустойчиво. Как известно, устойчивая стратификация подавляет вертикальные движения (см. лекцию 7). При неустойчивой стратификации развивается конвекция. Неустойчивой стратификация будет в случаях, когда температура воздуха с высотой падает быстро (больше 1°C на 100 м высоты). При одних и тех же условиях более влажная воздушная масса относительно неустойчивее менее влажной воздушной массы. Наиболее ярко неустойчивость воздушной массы проявляется в образовании мощных кучево-дождевых облаков (*Cb*), в выпадении ливневых осадков, в развитии гроз и шквалов.

Влияние подстилающей поверхности на устойчивость воздушной массы очень велико. Если воздушная масса теплее подстилающей поверхности, т.е. день за днем охлаждается при взаимодействии с поверхностью, то в приземном слое развивается инверсия, и воздушная масса становится устойчиво стратифицированной. Поэтому теплая воздушная масса в умеренных широтах часто является устойчивой воздушной массой.

Если воздушная масса холоднее подстилающей поверхности и от нее нагревается, то в приземном слое вертикальный градиент



температуры (γ) быстро возрастает, и условия для развития конвективных движений становятся все более благоприятными. Поэтому холодная воздушная масса, как правило, является неустойчивой.

Характеристика теплых воздушных масс

Теплая устойчивая воздушная масса охлаждается у подстилающей поверхности, в то время как верхние слои воздушной массы остаются теплыми. Образуется инверсия. Инверсия может быть приземной или приподнятой. Формирование слоя инверсии на некоторой высоте способствует отделению нижнего слоя воздушной массы, который наиболее сильно охлаждается у подстилающей поверхности. Слой инверсии является задерживающим слоем. Поэтому под ним происходит растекание поднимающихся снизу частиц пыли, что способствует дополнительному радиационному охлаждению верхней границы подынверсионного слоя. В результате этого начинается конденсация водяного пара, и образуются облака типа слоистых (St) или слоисто-кучевых (Sc).

Теплая устойчивая воздушная масса над океанами и морями наблюдается в теплых секторах циклонов и при перемещении воздушной массы с более теплой части океана, а в теплую половину года при перемещении теплого воздуха с материка (континентальный тропический воздух, континентальный воздух умеренных широт).

Над материками такая воздушная масса наблюдается преимущественно в холодную половину года. Обычно это воздушная масса, поступающая на материк после длительного перемещения над относительно теплым океаном (морской тропический воздух, морской воздух умеренных широт).

Синоптические (циркуляционные) условия, при которых теплая устойчивая воздушная масса поступает в данный район, могут быть различными. Особенно характерна теплая устойчивая воздушная масса для теплых секторов циклонов и примыкающих к ним северных окраин антициклонов.

Типичная погода в теплой устойчивой воздушной массе: адвективные туманы или сплошная слоистая (St) или слоисто-кучевая (Sc)



облачность, может быть морось. Видимость в теплой устойчивой воздушной массе понижена. Соответственно, условия плавания сложные. В высоких широтах в зимнее время, если в теплой воздушной массе есть переохлажденные капли воды, возможно обледенение судна.

Суточный ход метеорологических величин в теплой устойчивой воздушной массе весьма мал. Более того, в связи с положительной адвекцией тепла, например, ночью вместо похолодания может наблюдаться потепление.

Теплая неустойчивая воздушная масса в умеренных широтах над водной поверхностью может формироваться в зимнее время. Это происходит при перемещении относительно теплого воздуха на еще более теплую водную поверхность. Воздух прогревается от водной поверхности и становится неустойчивым. Этот воздух зимой наползает иногда на прибрежную зону и там иногда устанавливается неустойчивая стратификация.

Синоптические условия, при которых теплая воздушная масса может быть неустойчивой, достаточно разнообразны. Это могут быть в летнее время теплые секторы циклонов или западные окраины антициклонов. Часто неустойчива теплая воздушная масса во вторичных теплых секторах циклонов.

Типичная погода в теплой неустойчивой воздушной массе: для нее характерна конвективная облачность. Над водой неустойчивость усиливается ночью (над сушей — днем). Усиленному развитию конвекции над морем в ночное время способствует радиационное излучение верхних слоев влажного воздуха, а значит их охлаждение, и увеличение вертикальных градиентов температуры. В дневное время наблюдается безоблачная погода или облака кучевых форм (*Cu*). Вечером и ночью кучевые облака, достигая максимального развития, переходят в кучево-дождевые (*Cb*), из которых выпадают ливневые осадки. Над океанами особенно часты ливни и грозы в ночное время.

Суточный ход метеорологических величин в теплой неустойчивой воздушной массе больше, чем в теплой устойчивой массе, но не слишком велик.

Видимость в теплой неустойчивой воздушной массе хорошая, за исключением зон выпадения осадков. Районы эти не очень



большие, осадки непродолжительные. В основном, условия плавания в теплой неустойчивой воздушной массе хорошие.

В тропиках весь год над водной поверхностью формируются наиболее теплые неустойчивые воздушные массы (*мТВ*). Во внутритропической зоне конвергенции находится теплая неустойчивая воздушная масса (*ЭВ*). Следует помнить, что тропическая зона (от 30° с. ш. до 30° ю. ш.) составляет половину площади всей планеты. Здесь образуются мощные конвективные облака, занимающие всю тропосферу, выпадают интенсивные ливневые осадки, наблюдаются грозы. Именно в этом теплом неустойчивом воздухе образуются тропические циклоны.

Во внутритропической зоне конвергенции суточный ход метеорологических величин мал в основном из-за мощного слоя облаков. Осадки одинаково вероятны как днем, так и ночью.

Характеристика холодных и местных воздушных масс

Холодная неустойчивая воздушная масса над океанами и морями наблюдается часто. В холодном воздухе над морем происходит рост температуры нижнего слоя воздуха, следовательно, увеличение вертикального градиента температуры. Как для теплого неустойчивого воздуха, так и для холодного неустойчивого характерно усиление конвекции в ночные часы и преобладание ливневых локальных внутримассовых осадков и гроз в ночное время (над сушей — наоборот). Видимость в холодных воздушных массах хорошая, в зонах ливневых осадков — плохая.

Условия плавания в холодной воздушной массе, в основном, благоприятные. Однако в зоне ливневых осадков, кроме плохой видимости, часто наблюдаются еще и шквалистые ветры. Над Гренландским, Норвежским и Баренцевым морями в зимнее время при ветрах северных румбов наблюдаются необычайно интенсивные снегопады — снежные заряды, для которых характерны внезапность и исключительно плохая видимость.

Над материками холодная неустойчивая воздушная масса наблюдается, как правило, в теплое полугодие, особенно при вторжении



на материк морского воздуха умеренных широт (*мУВ*) или морского воздуха из Арктики (*мАВ*).

Синоптические условия, наиболее благоприятные для вторжения холодных неустойчивых воздушных масс — это тыловые части циклонов за холодными фронтами и частично примыкающие к ним окраины антициклонов.

Типичная погода в холодных неустойчивых воздушных массах: местами кучевая и кучево-дождевая облачность, ливневые осадки, часто многократно повторяющиеся. В зимнее время — снежные заряды, не только над водной поверхностью, но и над поверхностью суши (например, над Мурманским побережьем). Днем над континентом могут быть грозы. Ночью над материком возможны радиационные туманы. Образование тумана возможно лишь при значительной влажности воздушной массы. При этом ночью в приземном слое воздушная масса становится устойчивой.

Суточный ход температуры воды, а, соответственно, и воздуха в приводном слое небольшой. Над материками, в холодных неустойчивых воздушных массах, наоборот, он особенно велик. Ночью может наблюдаться ясная холодная погода со слабыми ветрами или, как указывалось выше, радиационный туман. Днем — повышение температуры на 10—15°, значительная облачность, осадки, усиление ветра.

Холодные устойчивые воздушные массы не формируются над океанами и морями. Над материками они наблюдаются в высоких и умеренных широтах в основном зимой, а надо льдами Арктики и Антарктики они могут быть и летом. В этих воздушных массах в глубине континента преобладает малооблачная погода с сильными морозами, слабым ветром и хорошей видимостью. Ярчайший пример — огромные площади в Азии, занятые сибирским антициклоном.

В прибрежных районах холодные устойчивые воздушные массы могут иметь значительную влажность. В них могут возникать слоистые (*St*) и слоисто-кучевые облака (*Sc*), иногда слабый снег, возможно появление дымки.

Местные (нейтральные) воздушные массы в любой сезон могут быть как устойчивыми, так и неустойчивыми. Это зависит от свойств и трансформации воздушной массы. Нейтральная



воздушная масса, которая возникла при охлаждении теплой воздушной массы, обычно является устойчивой, а возникшая из холодной при ее прогревании от подстилающей поверхности — неустойчивой.

▼ Заметки и дополнения

1. В пределах одной воздушной массы изменения метеорологических величин (температуры, влажности) небольшие. Значительные изменения метеорологических величин означают переход в соседнюю воздушную массу.

2. Теплой называют ту воздушную массу, которая теплее соседних воздушных масс. Холодной воздушной массой, соответственно, называют ту, которая холоднее.

3. Над океанами в умеренных широтах холодные воздушные массы, в основном, являются неустойчивыми, а теплые воздушные массы — устойчивыми. Над океанами никогда не встречается устойчиво стратифицированный холодный воздух. В экваториальных широтах всегда находится только одна воздушная масса — это теплый неустойчиво стратифицированный воздух.

4. Теплая воздушная масса наблюдается в теплом секторе циклона, холодная воздушная масса — в тыловой части. В передней части циклона и в его центральной части внизу находится холодная воздушная масса, а над ней теплая воздушная масса.

5. Видимость в неустойчивом воздухе (холодном или теплом) в основном хорошая, за исключением зоны осадков. В теплом, устойчиво стратифицированном воздухе видимость плохая. Устойчивого холодного воздуха над океанами не бывает.

Вопросы и задания

1. *Что называют воздушной массой?*
2. *Каковы вертикальные и горизонтальные размеры воздушных масс?*
3. *Могут ли в тропических (умеренных, высоких) широтах по вертикали быть две воздушные массы?*
4. *Если в тропосфере по вертикали находятся две воздушные массы, то, как они располагаются относительно друг друга?*



5. Что является основной характеристикой воздушной массы?
6. Что такое трансформация воздушной массы?
7. Что понимается под очагом формирования воздушной массы?
8. В каких барических системах может формироваться воздушная масса?
9. Чем отличаются морские воздушные массы от континентальных воздушных масс?
10. Почему экваториальный воздух не делится на морской и континентальный?
11. Какая воздушная масса называется теплой (холодной)?
12. Что такое неустойчивая (устойчивая) стратификация?
13. Какая погода в теплой устойчивой воздушной массе?
14. Какая погода в теплой неустойчивой воздушной массе?
15. Какая погода в холодной неустойчивой воздушной массе?
16. Какая погода в холодной устойчивой воздушной массе?
17. Какая из перечисленных воздушных масс не бывает над океанами?
18. Охарактеризуйте условия плавания в различных воздушных массах.
19. Расскажите о синоптических условиях, в которых может наблюдаться та или другая воздушная масса.
20. Расскажите о суточном ходе метеорологических величин в разных воздушных массах.
21. Какие воздушные массы преобладают над океанами в умеренных и высоких широтах?
22. Какие воздушные массы заполняют тропические широты?



ФРОНТЫ

ЦЕЛЬ ЛЕКЦИИ: Ввести понятия «фронт» и «фронтальная поверхность».

В лекции рассматриваются ситуации, когда в тропосфере по вертикали находятся две или даже три воздушные массы, как при этом выглядят границы между ними, вертикальный профиль, вертикальная и горизонтальная протяженность, значения и характер изменения метеорологических величин и метеорологических явлений на них. Показано, как выглядят фронты на картах погоды. Дается их классификация, анализируются погодные условия.

Ключевые слова: окклюзия, поле осадков, фронт.

Фронтальные поверхности

Воздушные массы передвигаются по планете как единое целое. Они сталкиваются, наползают друг на друга. Теплая воздушная масса, как более легкая, поднимается по клину холодного воздуха и оказывается наверху. В тропосфере по вертикали оказываются две, а иногда и три воздушные массы. Границы между ними настолько резки, различия метеорологических величин настолько значительны, что их называют *фронтами*.

Почему же воздух не смешивается? На самом деле, воздушные массы смешиваются. Однако это происходит в узких зонах и медленно, гораздо медленнее, чем скорости движения самих воздушных масс. Размеры зон смешения по сравнению с воздушными массами очень малы. Это позволяет представить границу раздела так, как будто бы воздух движется по обе стороны непроницаемой стены. Взаимодействие воздушных масс на поверхности раздела сходно с взаимодействием несмешивающихся жидкостей, например, воды и масла.



Фронтальные поверхности образуются не только в воздухе, но и в других средах. Ярчайший тому пример «холодная стена» у Ньюфаундлендской банки. Холодные воды Лабрадорского течения встречаются там с теплыми водами Гольфстрима. Граница настолько четкая, что пересекающие ее мореплаватели замечают значительную разницу температур на носу и на корме судна.

Смены погодных условий на границах воздушных масс происходят так резко, и несут такие большие погодные изменения на огромных территориях, что фронты являются важным объектом изучения в метеорологии вообще и в синоптической метеорологии в частности.

Границы между различными воздушными массами в трехмерном пространстве называются *фронтальными поверхностями* или *фронтальными зонами*. Угол наклона фронтальной поверхности α к плоскости горизонта очень мал, он находится в пределах $0,5—1^\circ$, тангенс угла составляет $1/100—1/50$ (рис. 2.20). Величина наклона зависит от различия температур (плотностей) двух воздушных масс и от относительной скорости их движения.



Рис. 2.20. Угол наклона фронтальной поверхности к горизонту

Фронтальная поверхность, пересекаясь с поверхностью Земли, образует линию фронта. Границы между воздушными массами (зоны смещения) настолько малы, что на картах погоды они могут изображаться только линиями. Условные обозначения фронтов на картах погоды представлены на рис. 2.21, 2.23, 2.26, 2.28.

Географическая классификация атмосферных фронтов

Основными фронтальными зонами над океанами северного полушария являются: *арктический фронт* в Атлантике, *полярный фронт* (фронт умеренных широт) в Атлантике, соответствующие *арктический* и *полярный фронты* в Тихом океане и



средиземноморский фронт. Первый отделяет арктический воздух от морского воздуха умеренных широт Северной Атлантики. Полярный фронт отделяет воздух умеренных широт от тропического. Средиземноморский фронт наблюдается в зимнее время и отделяет холодный воздух над Европой от теплого воздуха над Северной Африкой.

Местоположения фронтов можно дать только в среднем. В каждый отдельно взятый день расположение фронтов может сильно отличаться от среднего, при этом наибольшие отклонения наблюдаются в умеренных широтах.

Теплый фронт

Когда теплая воздушная масса замещает холодную, линия, по которой фронтальная поверхность пересекается с горизонтальной поверхностью на уровне моря, называется *теплым фронтом*. На рис. 2.21 показано, как изображается теплый фронт на картах погоды.

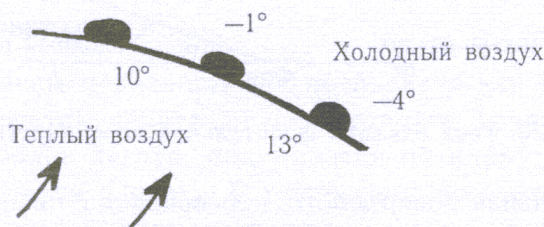


Рис. 2.21. Теплый фронт. Выпуклости показывают куда передвигается фронт

Угол наклона теплого фронта к горизонтальной поверхности составляет около $0,5^\circ$. По вертикали в тропосфере находятся две воздушных массы. Холодный воздух остается узким клином у земли. Теплый воздух поднимается вверх по фронтальной поверхности. Поскольку подъем на всех высотах происходит медленно, то на огромных пространствах образуются слоистообразные облака (рис. 2.22).

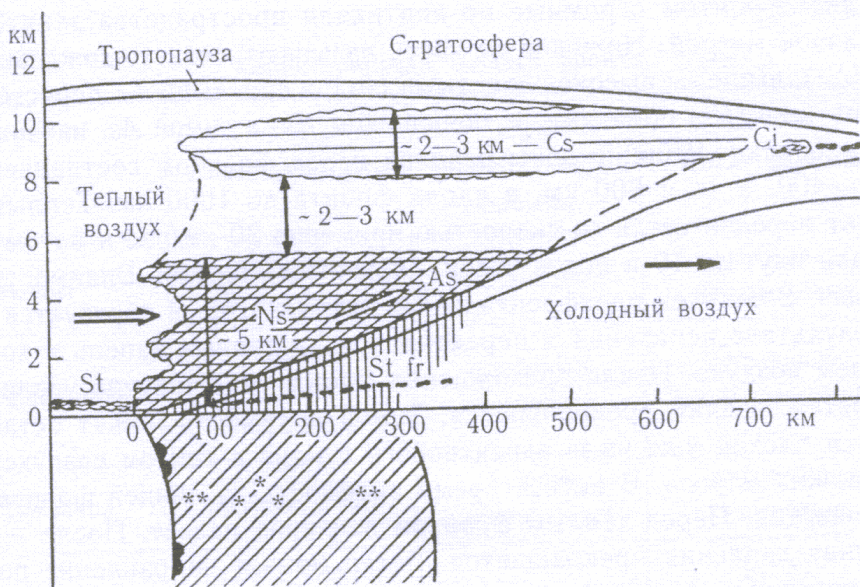


Рис. 2.22. Вертикальный разрез теплого фронта

Теплый фронт и связанная с ним облачность доходят до тропопаузы. Рассмотрим рисунок. Справа, в 1000 км от линии фронта у земной поверхности, по мере его приближения будет наблюдаться следующая последовательность облаков. Первыми облаками теплого фронта являются перистые (*Ci*). Они высоко в небе, на высотах более 6000 м. Затем, как правило, небо заволакивается пеленой тоже высоких тонких перисто-слоистых облаков (*Cs*). В этих облаках часто наблюдается гало. Нижняя граница облачности наклонная. Примерно в шестистах километрах появляются высокослоистые облака (*As*). Это уже достаточно плотные облачные массы, нижняя граница которых опускается до 2000 км. Летом чаще всего небольшие капли из высоко-слоистых облаков испаряются на двухкилометровом пути. Под облаками иногда можно видеть косые серые полосы падения осадков. Лишь иногда ночью осадки могут долетать до поверхности земли. Зимой высоко-слоистые облака дают значительные снегопады. В трехсот-, четырехсоткилометровой полосе вдоль линии фронта появляются низкие слоисто-дождевые облака (*Ns*). В действительности, перед



теплым фронтом огромные по вертикали пространства заняты облачной массой. Нижнюю ее часть называют слоисто-дождевыми (*Ns*), выше — высоко-слоистыми (*As*), а еще выше — перисто-слоистыми (*Cs*) облаками. С появлением *Ns*, а зимой *As*, начинаются осадки. Ширина зоны осадков перед фронтом составляет 300—400, а то и 600 км, а вдоль фронта до 1000 км. Теплый фронт передвигается со скоростью примерно 30 км/час и потому осадки идут до 10 и более часов. Облачность низкая. Видимость плохая. Возможен предфронтальный туман, который образуется в результате испарения и переконденсации теплых капель в холодном воздухе. После прохождения фронта температура увеличивается, осадки прекращаются. Зимой видимость может оставаться плохой уже из-за адвективного тумана в теплом воздухе. Возможна морось. В летнее время видимость за линией фронта улучшается. Перед теплым фронтом давление падает. После — падение давления прекращается. Ветер меняет направление по часовой стрелке, обычно становясь менее порывистым и теряя силу.

Признаками того, что приближается теплый фронт, является падение давления, увеличение плотности, влажности облаков, снижение их нижней границы, появление *nimbostratus*, выпадение обложных осадков, появление обрывков *stratus fractus* (*St fr*) или *fractonimbus* (*Fr nb*). Характеристики теплого фронта представлены в табл. 2.1.

Это классическая картина теплого фронта. Однако могут наблюдаться и некоторые отклонения. Так, иногда в ночное время в результате интенсивного радиационного выхолаживания верхней границы облаков может возникать большая разность температур между холодной вершиной и теплым основанием облаков. Это приводит к увеличению неустойчивости в облаках и перерождению их в кучево-дождевые (*Cb*) с выпадением ливневых осадков. В светлое время суток осадки были обложными (мелкокапельные, небольшой интенсивности), а ночью они стали ливневыми — крупные капли, большая интенсивность. Возможна грозовая деятельность. Днем картина, как правило, восстанавливается. Облака становятся слоистообразными, осадки — обложными.



Таблица 2.1

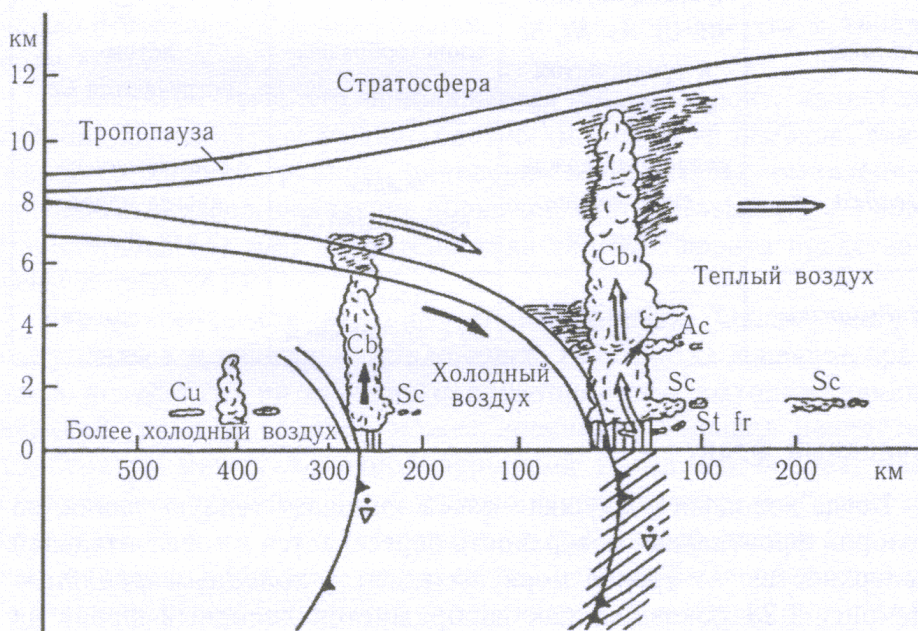
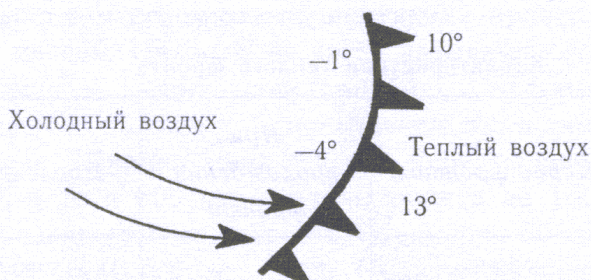
Характеристики теплого фронта

	<i>Перед фронтом</i>	<i>При прохождении фронта</i>	<i>После фронта</i>
<i>Ветры</i>	южные, юго-восточные	переменные	южные, юго-западные
<i>Температура</i>	холодно, медленное согревание	устойчивое повышение	нагревание, затем стабильная
<i>Давление</i>	обычно падает	падение прекращается	небольшое повышение
<i>Облака</i>	в таком порядке: <i>Ci, Cs, As, Ns, St</i> и туман; летом встречаются <i>Cb</i>	слоистообразные	<i>St, Sc</i> ; летом встречаются <i>Cb</i>
<i>Осадки</i>	умеренный дождь, снег, дождь со снегом	осадки прекращаются	обычно ничего, иногда морось или ливни
<i>Видимость</i>	Плохая	плохая, но с улучшением	туман, дымка

Холодный фронт

Когда холодная воздушная масса замещает теплую, линия, по которой фронтальная поверхность пересекается с горизонтальной поверхностью на уровне моря, называется *холодным фронтом*. На рис. 2.23 показано, как изображается холодный фронт на картах погоды.

Наклон холодного фронта к плоскости горизонта больше чем у теплого — около 1° (рис. 2.24). По вертикали в тропосфере находятся две воздушных массы. Скорость перемещения холодной





массы воздуха у поверхности земли тормозится из-за трения. При этом резко искажается профиль фронтальной поверхности. Образуется тупой клин холодного воздуха, или «нос», который продавливают себе путь в теплом воздухе.

Холодная масса перемещается подобно гусенице танка, перекатываясь сверху вниз. Быстрое перемещение вала холодного воздуха вызывает бурный подъем оттесняемого теплого воздуха перед линией фронта. Вследствие этого образуются кучево-дождевые облака (*Cb*). Холодный воздух, будучи более плотным (тяжелым), остается под фронтальной поверхностью, у земли.

Последовательность облаков и погодных явлений на холодном фронте следующая. В разрывах облаков нижнего яруса (*St* или *Sc*) перед фронтом можно видеть нити перистых (*Ci*), отдельные высоко-кучевые (*Ac*), а затем кучево-дождевые облака (*Cb*). Непосредственно в зоне фронта преобладают кучево-дождевые облака (*Cb*), непродолжительные сильные ливни, грозы и град. Ширина зоны осадков составляет 50—100 км и простирается вдоль линии фронта с обеих сторон.

У земли ветер меняется по часовой стрелке достаточно резко, и часто усиливается, возможны шквалы. Температура воздуха может несколько падать во время предфронтального дождя, а после прохождения фронта она резко падает. Видимость перед фронтом плохая, после прохождения — очень хорошая.

За фронтом, характер погоды полностью зависит от характера холодной воздушной массы. Если холодная воздушная масса стратифицирована неустойчиво, в ней возможны внутримассовые кучевые (*Cu*) и кучево-дождевые облака (*Cb*) и локальные ливни. В холодном воздухе температура продолжает медленно падать, изменяясь резко во время ливней. На некотором расстоянии от холодного фронта может наблюдаться вторичный холодный фронт.

Это описан быстро движущийся холодный фронт (фронт 2-го рода). Его характеристики представлены в табл. 2.2.

Холодные фронты бывают медленно движущимися (1-го рода, рис. 2.25). Клин холодного воздуха в этом случае как бы подползает под теплую воздушную массу, которая натекает на этот



Таблица 2.2

Характеристики быстро движущегося холодного фронта

	<i>Перед фронтом</i>	<i>При прохождении фронта</i>	<i>После фронта</i>
Ветры	южные, юго-западные	порывистый; переменный	западный, северо-западный
Температура	тепло	резкое падение	неуклонное падение
Давление	в основном ровный ход	минимум, затем резкий рост	неуклонный рост
Облака	растущие: <i>Si</i> , <i>As</i> и <i>Cb</i>	<i>Cb</i>	<i>Si</i>
Осадки	короткий ливневый период	сильные дожди, грозы, иногда с градом	местами ливни, затем прояснение
Видимость	от хорошей до плохой в тумане	плохая	хорошая, за исключением ливней

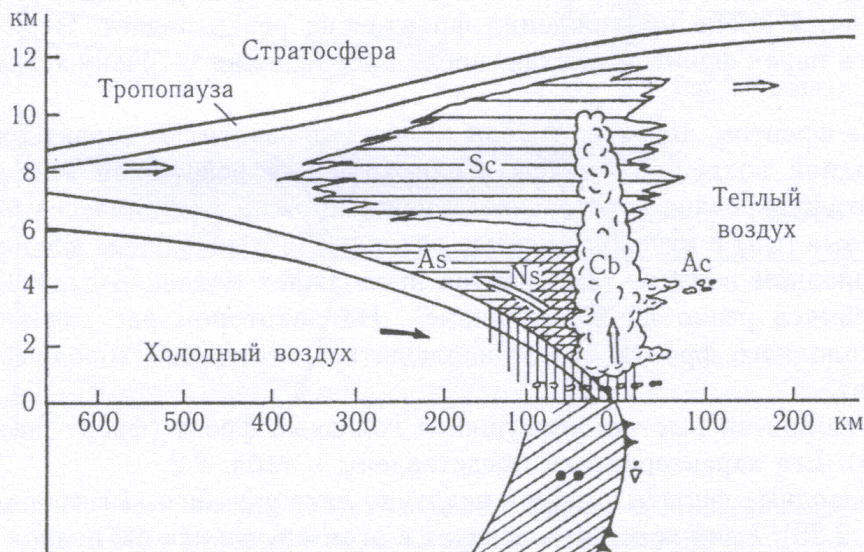


Рис. 2.25. Холодный фронт медленно движущийся (1-го рода)



клин. Облака образуются преимущественно за линией фронта. Облачная система и осадки на очень медленно движущемся холодном фронте являются зеркальным отображением системы облаков и осадков теплого фронта. За линией фронта возникают слоисто-дождевые (Ns), нижняя граница облачности поднимается, облака нижнего яруса переходят в слоистообразные облака среднего яруса (As), а далее и верхнего яруса (Cs). Из слоисто-дождевых (Ns) выпадают обложные осадки. Однако продолжительность осадков всегда меньшая, чем на теплом фронте, а зона, занятая осадками, не превышает 200 км.

По вертикали в тропосфере находятся две воздушные массы. Теплая — наверху, холодная — внизу.

Бывает много переходных вариантов между холодными фронтами первого и второго рода. Возможны сочетания облаков кучево-дождевых и слоисто-дождевых. Осадки, начавшиеся как ливневые, переходят затем в обложные. Но во всех случаях на холодных фронтах продолжительность осадков и ширина зоны, занятая осадками, меньше, чем на теплом фронте.

Фронты окклюзии

Холодный фронт следует за теплым фронтом. На рис. 2.26 показано, как это выглядит на картах погоды. Холодный фронт, как правило, движется быстро. Со временем он догоняет теплый, и фронты смыкаются (рис. 2.27, а и б). При этом площадь у поверхности земли, занятая теплым воздухом становится все меньше. Наконец, теплый воздух, как более легкий, оказывается весь вытесненным в верхние слои атмосферы (рис. 2.27, в). Явление отделения теплого воздуха от поверхности земли известно как *окклюзия*. На рис. 2.26 показано как выглядят на приземной карте погоды (на факсимильной карте) теплый и холодный фронты до окклюзии. Они выходят из центра барической депрессии. На рис. 2.28 — окклюзия в центральной части депрессии, теплый и холодный фронты — на периферии.

В районе окклюзии по вертикали оказываются три воздушных массы. В верхних слоях тропосферы оказывается самая теплая,

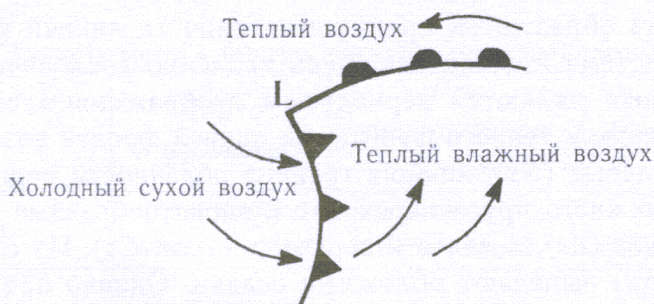


Рис. 2.26. Фронты до окклюзии

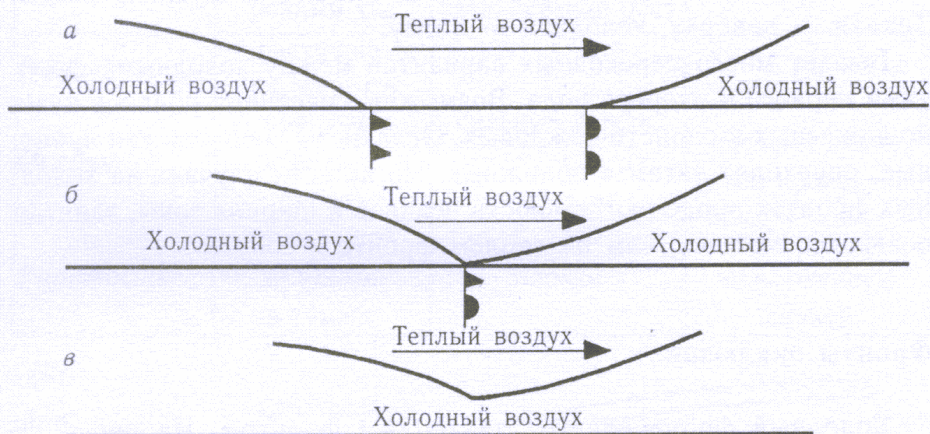


Рис. 2.27. Слияние холодного и теплого фронтов и вытеснение теплого воздуха вверх. Вертикальные разрезы процесса окклюдирования

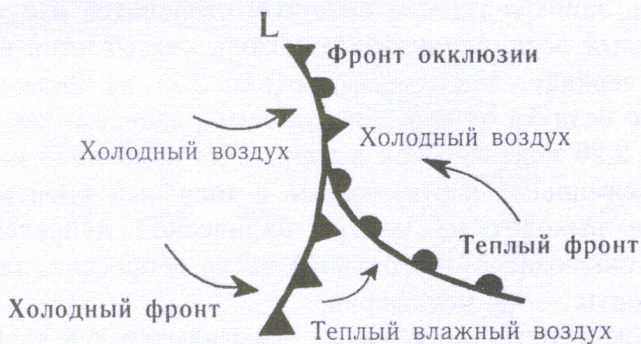


Рис. 2.28. Фронт окклюзии на карте погоды



ниже — менее теплая, а под ней — самая холодная. У поверхности земли некоторое время будет еще сохраняться фронт. Он будет холодным или теплым в зависимости от соотношения температур воздушных масс. Если слева надвигается более теплый воздух на относительно холодный, то фронт окклюзии будет по типу теплового фронта — теплая окклюзия (рис. 2.29, а). Если слева надвигается более холодный воздух, то фронт окклюзии будет по типу холодного фронта — холодная окклюзия (рис. 2.29, б).

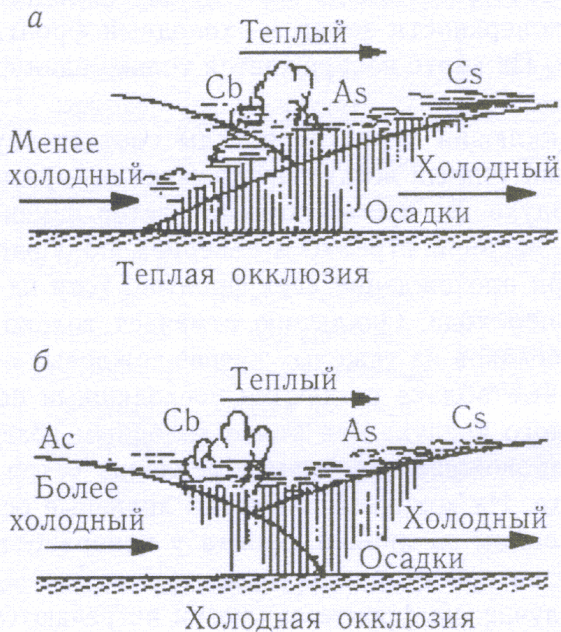


Рис. 2.29. Вертикальный разрез тепловой (а) и холодной окклюзии (б)

Когда воздух позади окклюзии менее холодный, и потому легче, чем воздух перед ней, тогда оба — теплый и менее холодный воздух выползают на предшествующий холодный клин (рис. 2.29, а). Граница между теплым и менее холодным воздухом все еще заметна в атмосфере, и линия, по которой эта поверхность пересекается с начальной теплой фронтальной поверхностью, называется верхним холодным фронтом. Верхний холодный фронт отмечен



сumulonimbus (*Cb*) и осадками в виде ливней, которые соответствуют типичному характеру погоды на холодном фронте. У поверхности земли будет собственно теплый фронт. На карте два фронта провести невозможно и проводится один фронт окклюзии.

Когда воздух позади окклюзии холодный, а значит тяжелый, то он остается у поверхности Земли, вынуждая менее холодный воздух взбираться наверх (см. рис. 2.29, б). Различие между двумя типами холодного воздуха все еще существует, но они значительно меньшие, чем до того между холодным и теплым воздухом. У поверхности земли — холодный фронт, наверху — теплый фронт. На карте изображается только один фронт окклюзии.

Впереди окклюзии характер погоды соответствует теплему фронту, так как теплый воздух продолжает взбираться по клину холодного воздуха. Во время окклюзии ветер изменяет свое направление по часовой стрелке в северном полушарии, как это происходит при прохождении всех фронтов, хотя не так заметен этот момент перехода. Окклюзию отмечает только пояс более интенсивных осадков из тяжелых кучево-дождевых облаков (*Cb*). Кучево-дождевые облака создаются восходящими потоками теплого и холодного воздуха над более холодным воздухом. Часто окклюзию сопровождают шквалы и усиление ветра в более холодном воздухе. На холодной окклюзии ливневые осадки наблюдаются в основном за линией фронта у поверхности земли, на теплой окклюзии они перед фронтом.

В любом случае, на фронте окклюзии встречаются две холодные воздушные массы. Разность температур между ними не очень большая. Фронт со временем размывается и у поверхности земли исчезает.

Большинство депрессий, достигающих северо-запада Европы со стороны Атлантики, уже окклюдировало. Большая часть фронтов является фронтами окклюзии. Эти циклоны зимой теплее континентально-полярного воздуха. Летом холодные окклюзии приносят морской воздух на относительно теплый континент. Характеристики фронтов окклюзии представлены в табл. 2.3.



Таблица 2.3

Характеристики фронтов окклюзии

	<i>Перед фронтом</i>	<i>При прохождении фронта</i>	<i>После фронта</i>
Ветры	юго- восточные, южные	переменные	от западных к северо-западным
Температура <i>холодный тип</i> <i>теплый тип</i>	холодно холодно	падает растет	более холодная более теплая
Давление	обычно падает	низшее значение	обычно растет
Облака	по порядку: <i>Ci, Cs, As, Ns</i>	<i>Ns, Cb</i>	<i>Ns, As</i> или рассеянные <i>Cu</i>
Осадки	легкие, умеренные или сильные осадки	легкие, умеренные или сильные продолжительные осадки или ливни	легкие или умеренные осадки с последующим общим прояснением
Видимость	плохая при осадках	плохая при осадках	улучшение

Стационарные (малоподвижные) фронты

Фронты, существенно не меняющие своего положения называются *стационарными* или *малоподвижными*. На рис. 2.30 показано, как изображается стационарный фронт на картах погоды.

Стационарные фронты могут располагаться в седловине, в глубокой ложбине или на периферии антициклона в области примерно параллельных изобар (рис. 2.31). Облачная система стационарного фронта выглядит примерно так же, как у теплого фронта. Летом, однако, на фронте часто образуются кучево-дождевые облака. Направление ветра на таком фронте почти не меняется. Скорость ветра со стороны холодного воздуха меньше, чем со стороны теплого воздуха. Давление значительных изменений не



испытывает. В узкой полосе (около 60 км) выпадают, как правило, обложные осадки.

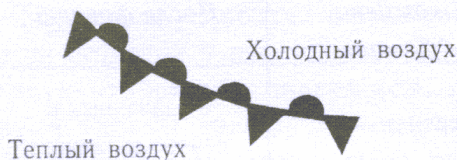


Рис. 2.30. Стационарный фронт

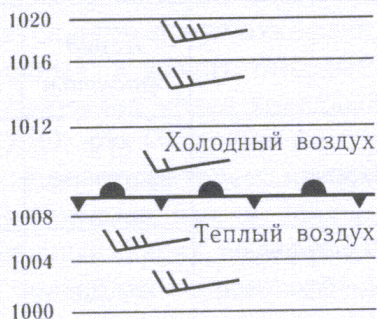


Рис. 2.31. Стационарный фронт в поле изобар

▼ Заметки и дополнения

1. Граница между воздушными массами резкая, перепады метеорологических величин довольно большие. Она называется фронтом. Фронт в трехмерном пространстве выглядит как поверхность (фронтальная поверхность). В двумерном поле, являющимся результатом пересечения трехмерного метеорологического поля горизонтальной или вертикальной плоскостью, фронты выглядят как линии.

2. Фронты наблюдаются, когда тропосфера по вертикали и по горизонтали расслоена. Теплый воздух находится наверху, а холодный внизу. В горизонтальной плоскости, обычно с запада на восток передвигается холодный воздух, его догоняет теплый, а далее следует холодная воздушная масса.

3. Фронты наблюдаются в субтропических, умеренных и высоких широтах, где встречаются воздушные массы разных термодинамических свойств. В тропических и экваториальных широтах фронтов нет.

4. С фронтами связаны облачные системы и осадки на больших территориях. Перед теплым фронтом огромные пространства заняты слоистообразными облаками всех ярусов и идут обложные осадки. На холодном фронте осадки ливневые. Кучево-дождевые облака и ливни вытянуты сравнительно неширокой полосой.



На фронтах окклюзии слоистообразные и кучево-дождевые облака составляют единое поле и осадки из обложных переходят в ливневые, а затем опять в обложные.

5. С фронтами связаны резкие перепады ветра, плохая видимость, а значит тяжелые условия плавания.

Вопросы и задания

1. Фронт и фронтальная поверхность (формулировки).
2. Возможны ли фронты в гребнях?
3. Возможны ли фронты в ложбинах?
4. Расскажите об изменении метеорологических величин на фронтах.
5. Каковы размеры фронтов?
6. Каков наклон фронтальной поверхности к плоскости горизонта?
7. Расскажите о стратификации воздуха на фронтах.
8. Вертикальный разрез теплого фронта (нарисовать и описать).
9. Вертикальный разрез холодного фронта (нарисовать и описать).
10. Вертикальный разрез фронта окклюзии (нарисовать и описать).
11. Как обозначаются фронты на синоптической (факсимильной) карте?
12. Облачная система теплого фронта (русские и латинские названия).
13. Облачная система холодного фронта (русские и латинские названия).
14. Облачная система фронта окклюзии (русские и латинские названия).
15. Поле осадков в системе теплого фронта (из каких облаков).
16. Поле осадков в системе холодного фронта (из каких облаков).
17. Поле осадков в системе фронта окклюзии (из каких облаков).
18. Что такое стационарный фронт?
19. Как располагается стационарный фронт относительно изобар?
20. Расскажите об осадках на стационарном фронте (ширина зоны осадков, из каких облаков выпадают, характер осадков).
21. Расскажите о ветре на стационарном фронте.



Глава 5. ЦИКЛОНЫ И АНТИЦИКЛОНЫ

Лекция 15

СИЛЫ, ДЕЙСТВУЮЩИЕ В АТМОСФЕРЕ. ГЕОСТРОФИЧЕСКИЙ ВЕТЕР

ЦЕЛЬ ЛЕКЦИИ: Рассмотреть силы, действующие в атмосфере и вызывающие движения воздуха. Ввести понятия геострофическая модель атмосферы, геострофический ветер.

В лекции дается размерность сил, порядок их величин, объясняется, каким образом маленькие по горизонтали силы вызывают большие скорости ветра, а большие по вертикали не создают заметных движений в атмосфере.

В дальнейшем, в результате анализа геострофических моделей, выводится барический закон ветра. Рассказывается, как используется понятие геострофического ветра в морской практике. Делаются очень важные выводы относительно циркуляции воздуха в циклонах и антициклонах. Рассматриваются движения воздуха в слое трения. Вводятся понятия конвергенции и дивергенции. Анализируется возможность возникновения циклонов и антициклонов на экваторе. Делаются выводы относительно размеров тропических циклонов и скорости ветра в них.

Ключевые слова: геострофическая модель атмосферы, геострофический ветер, горизонтальный барический градиент, градиентный ветер, дивергенция, конвергенция, сила барического градиента, свободная атмосфера, слой трения, пограничный слой атмосферы (ПСА).



Градиент давления

Известно, что вертикальный градиент температуры в тропосфере равен $0,65^{\circ}\text{C}$ на 100 м высоты. Также ранее говорилось о вертикальном градиенте давления в атмосфере. Остановимся подробнее на понятии «градиент».

Рассмотрим двумерное барическое поле. Воспользуемся факсимильной картой погоды (*Surface analysis*), рис. 2.32.

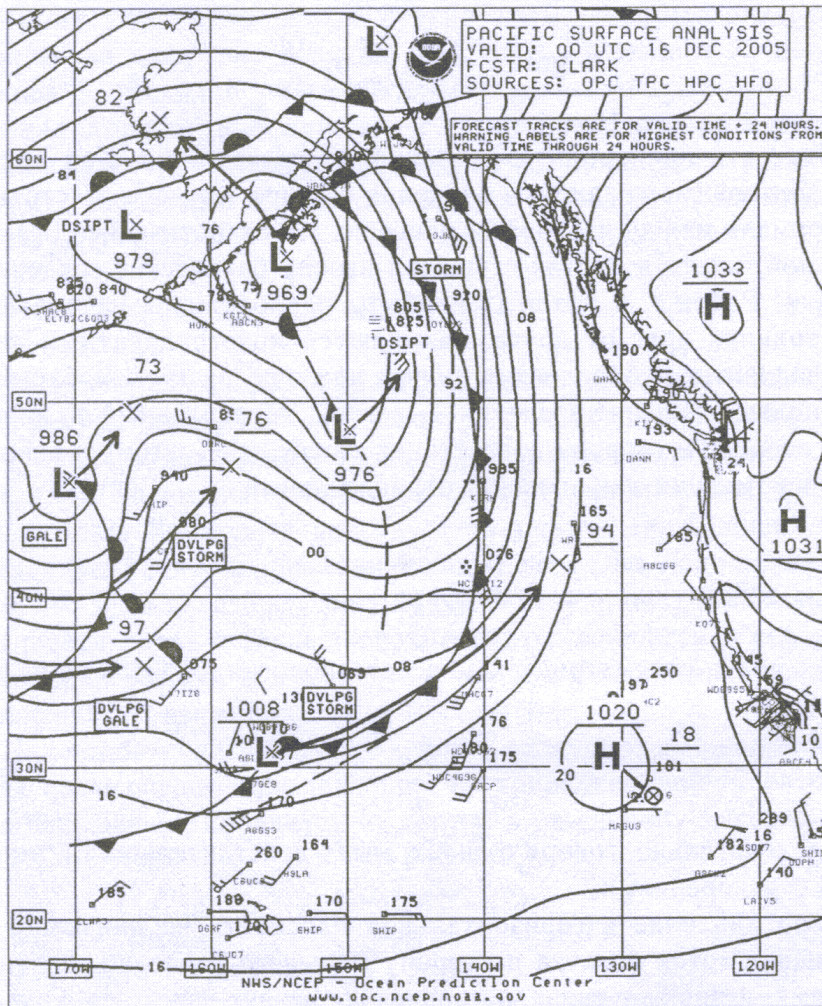


Рис. 2.32. Приземная карта погоды для северной части Тихого океана



Выделим какие-либо две расположенные рядом изобары с давлением p и $p + \Delta p$. Например, рассмотрим изобары 1000 и 1004 гПа. На карте изобары обозначены только двумя последними цифрами, изобара 1000 гПа обозначена как 00. Проследим расстояние между изобарами Δn . Оно окажется различным. Предел отношения перепада давления Δp к расстоянию по нормали между изобарами Δn , при стремлении Δn к нулю, называют горизонтальным *градиентом давления*, т. е.

$$\text{grad } p = \lim_{\Delta n \rightarrow 0} \frac{\Delta p}{\Delta n} = \frac{dp}{dn}. \quad (2.3)$$

Это есть производная давления по расстоянию. Как видно, горизонтальные градиенты давления больше там, где расстояния по нормали между изобарами меньше. На синоптической (факсимильной) карте в местах сгущения изобар барические градиенты велики. Районы, в которых изобары расположены на больших расстояниях друг от друга, называются малоградиентным либо безградиентным барическим полем или еще размытым барическим полем. Градиент давления — вектор, направленный по нормали к изобаре в сторону возрастания давления. Поэтому в направлении убывания давления он отрицательный.

Силы, действующие в атмосфере

Все силы, рассматриваемые в метеорологии, берутся на единицу массы

$$\frac{F}{m} = \frac{ma}{m} = a. \quad (2.4)$$

Следовательно, говоря о силах, мы, в действительности, имеем дело с ускорениями.

Если давление в горизонтальной плоскости неодинаково, то возникает поток воздуха в сторону меньшего давления. Другими словами, возникает сила, заставляющая воздух двигаться. Она называется *силой барического градиента* и на единицу массы равна:



$$G = -\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dn}, \quad (2.5)$$

где ρ — плотность воздуха. Градиент давления dp/dn направлен в сторону роста давления. Движение, вызванное разностью давлений, направлено в противоположную сторону. Поэтому, чтобы значение силы барического градиента было положительным, в уравнении (2.5) стоит знак минус.

Кроме этого есть еще и другие силы, которые оказывают влияние на движение воздуха. Это силы Кориолиса K , центробежная Z , трения $F_{тр}$ и сила тяжести g .

Сила Кориолиса K или, иначе, отклоняющая сила вращения Земли, является инерционной кажущейся силой. Она возникает потому, что Земля вращается вокруг своей оси и на единицу массы равна:

$$K = 2\omega C \sin \varphi, \quad (2.6)$$

где ω — угловая скорость вращения Земли, равная $\omega = 2\pi/T$, где T — период обращения Земли вокруг своей оси, $T = 24 \cdot 60 \cdot 60$ с; C — скорость движения воздуха; φ — широта места. Таким образом, сила Кориолиса зависит от скорости движения и широты места. Сила Кориолиса действует только на движущиеся тела перпендикулярно направлению движения. Она наибольшая на полюсах, а на экваторе равна нулю. В результате, тела, перемещающиеся вдоль земной поверхности, отклоняются в северном полушарии вправо, а в южном — влево от первоначального направления их движения.

Центробежная сила Z — тоже кажущаяся, инерционная сила, возникающая при движении по криволинейной траектории. Она направлена по радиусу от центра и на единицу массы равна:

$$Z = \frac{C^2}{r}, \quad (2.7)$$

где r — радиус кривизны.

Аналитическое выражение для *силы трения* $F_{тр}$ имеет сложный вид. Мы не будем его записывать, тем более что в навигации



решаются задачи в, так называемой *геострофической модели*, без учета силы трения, а сила трения вводится затем коэффициентом. И, наконец, есть еще известная всем *сила тяжести* g . Она часто рассматривается как константа.

Обычно силы, действующие по горизонтали, имеют очень малую величину — 10^{-3} — 10^{-5} м/с². Столь маленькие силы вызывают подчас большие скорости ветра потому, что и расстояния, на которых они действуют (сотни и тысячи километров) и продолжительность их действия огромны.

Сила тяжести g несравненно больше других сил ($9,81 \approx 10$ м/с²). Она действует вдоль вертикальной оси. Однако мы не замечаем в атмосфере заметных вертикальных движений, направленных к поверхности Земли (вниз). Это связано с тем, что такая большая сила уравнивается столь же большой силой барического градиента по вертикали. Из основного уравнения статики (см. формулу 1.5, лекция 5) следует:

$$g = -\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dz}. \quad (2.8)$$

Как видим, в левой части уравнения стоит сила тяжести, а в правой записана сила барического градиента по вертикали. Вертикальный барический градиент — большая величина, а, значит, и сила барического градиента велика. Аналогично, можно констатировать, что очень большая сила барического градиента по вертикали, не вызывает движений вверх так как уравнивается силой тяжести. Эти силы находятся на одной оси, направлены в разные стороны и обычно уравнивают друг друга.

На ветер, под которым мы понимаем горизонтальное движение воздуха, сила тяжести g не влияет. Ее проекция на горизонтальную плоскость равна нулю. Силы Кориолиса K и центробежная Z появляются лишь после того, как уже возникло движение. Сила трения $F_{тр}$ возникает тоже тогда, когда движение уже есть. Таким образом, единственной силой, вызывающей движение воздуха, является сила барического градиента по горизонтали G . Разность давлений в разных местах порождает движение воздуха, стремящееся сгладить эти различия. Остальные силы разворачивают движение относительно первоначального направления и тормозят его.



Геострофический ветер

Геострофическим ветром называется равномерное прямолинейное горизонтальное движение воздуха без сил трения. Такая *геострофическая модель* позволяет значительно упростить расчеты скорости ветра. Вместе с тем, геострофический ветер не является чистой абстракцией. Он действительно наблюдается в свободной атмосфере, на высотах более 1 км (выше пограничного слоя), где трение о подстилающую поверхность становится ничтожно малым. В штурманской практике геострофический ветер используется для определения ветра в приводном слое.

Рассмотрим нахождение геострофического ветра с использованием карты погоды (*Surface analysis*). Выберем район с прямолинейными параллельными изобарами (рис. 2.33, б). Сила тяжести g не действует (движение горизонтальное). Силы трения $F_{тр}$ по условию нет. Центробежной силы Z также нет — движение прямолинейное. Остаются только две силы, которые определяют геострофический ветер. Это сила барического градиента G и сила Кориолиса K . Поскольку движение равномерное то, как гласит известный закон Ньютона, это происходит только тогда, когда все действующие силы взаимно уравниваются. Силы барического градиента G и Кориолиса K равны и направлены в противоположные стороны. В северном полушарии сила Кориолиса K , как известно, направлена

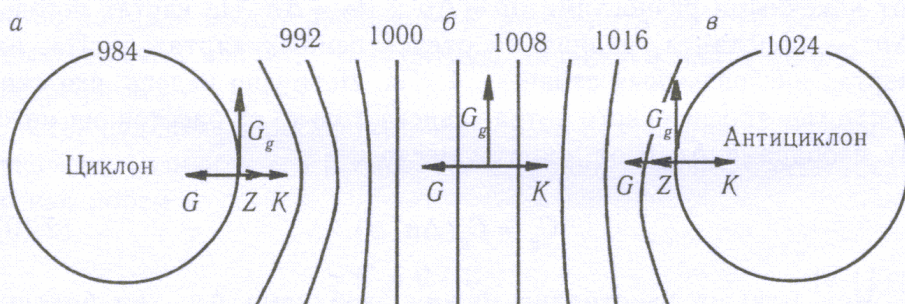


Рис. 2.33. Ветер в прямолинейных и криволинейных изобарах без сил трения (G — сила барического градиента, K — сила Кориолиса, Z — центробежная сила, G_g — геострофический ветер)



под углом 90° вправо от вектора ветра. Отсюда следует, что геострофический ветер дует вдоль изобар так, что низкое давление остается слева от направления движения. Получен интересный вывод — геострофический ветер C дует не от высокого давления к низкому, а перпендикулярно этому направлению. При этом, чем больше разность давлений, тем быстрее движется воздух. В южном полушарии сила Кориолиса будет слева от вектора ветра под тем же углом, а сам ветер тоже дует вдоль изобар.

Зная вышеуказанное, можно без труда определить направление геострофического ветра в любой точке факсимильной карты.

Скорость геострофического ветра легко найти, приравняв силу барического градиента G , формула (2.5) и силу Кориолиса K , формула (2.6). Из равенства сил получается, что скорость геострофического ветра равна

$$C_g = \frac{\left| -\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dn} \right|}{2\omega \sin \varphi} = \frac{1}{2\rho\omega \sin \varphi} \frac{dp}{dn}. \quad (2.9)$$

Угловая скорость вращения Земли ω является постоянной величиной, плотность воздуха ρ также рассматривается как константа. Таким образом, $1/(2\rho\omega)$ есть константа. При решении задачи с помощью факсимильной карты дифференциалы заменяют конечными разностями $dp \approx \Delta p$ и $dn \approx \Delta n$. На картах погоды Δp — константа, равная на отечественных картах 5 гПа, на картах англоязычных стран — 4 гПа. Нетрудно видеть, что скорость геострофического ветра зависит только от расстояния между изобарами Δn и от широты места φ

$$C_g = C_g(\Delta n, \varphi). \quad (2.10)$$

Чем меньше расстояние между изобарами Δn , тем больше горизонтальный барический градиент dp/dn , сила барического градиента G и скорость ветра C_g . В местах сгущения изобар, следовательно, большие скорости ветра. Геострофический ветер при прочих равных условиях увеличивается от полюса к низким



широтам. Расчет скорости геострофического ветра по формуле (2.9) не представляет никакой сложности.

Еще проще найти скорость геострофического ветра по графику, называемому градиентной линейкой. Такие графики помещают на некоторых факсимильных картах (см., например, рис. 2.3). Рисунок 2.34 представляет градиентную линейку. На оси ординат даются широты φ (обозначено буквой N), на оси абсцисс — расстояния между изобарами Δn , а в поле графика — кривые разных скоростей геострофического ветра C_g . Над линейкой написано, что ветер дан в узлах для изобар, проведенных через 4 мб (в системе СИ это соответствует 4 гПа).

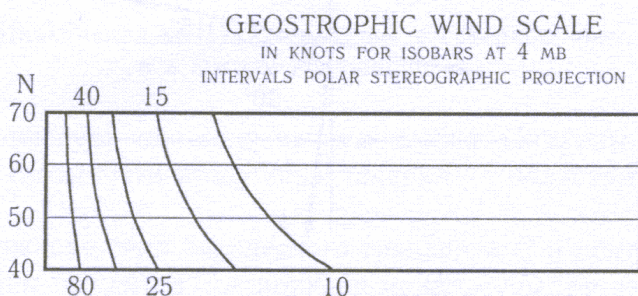


Рис. 2.34. Градиентная линейка

Для определения геострофического ветра достаточно снять в любой точке факсимильной карты погоды измерителем расстояние по нормали между изобарами и определить широту места, с этими данными войти в градиентную линейку и найти скорость геострофического ветра.

Ветер над поверхностью воды несколько отличается от геострофического. Скорость его C из-за силы трения меньше. Считается, что над морем

$$C = 0,7 C_g. \quad (2.11)$$

Трение (сила трения $F_{тр}$) не только уменьшает скорость ветра, но и поворачивает ветер в сторону низкого давления (рис. 2.35). Угол между направлением ветра в приводном слое и геострофическим ветром или, что то же самое, между направлением ветра



и изобарой в среднем составляет около 15° . Можно говорить, что ветер над водной поверхностью отклоняется от изобар на 15° в сторону низкого давления. Полученное позволяет сформулировать *барический закон ветра* (закон Бейс—Балло). Ветер дует в северном полушарии так, что, если смотреть в направлении ветра, то низкое давление будет слева и несколько впереди. В южном полушарии — справа и впереди.

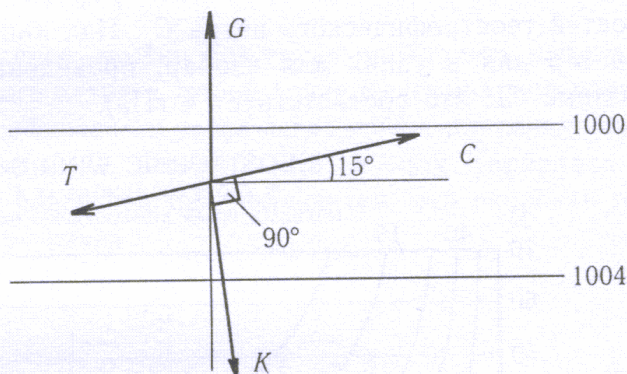


Рис. 2.35. Ветер в приводном слое

Движение в криволинейных изобарах

Рассмотрим движение воздуха в криволинейных изобарах без трения (см. рис. 2.33, *а* и *в*). При криволинейном движении возникает центробежная сила Z . Она направлена по радиусу кривизны от центра. В циклоне сила барического градиента G уравновешивается силами Кориолиса K и центробежной Z . В результате, в северном полушарии воздух в циклоне (см. рис. 2.33, *а*) движется против часовой стрелки по касательной к изобарам.

Под действием силы трения ветер отклоняется в сторону низкого давления. Над океанами этот угол, как известно, принимается равным 15° . Следовательно, в циклоне ветер у поверхности земли (в слое трения) дует в северном полушарии против часовой стрелки и к центру циклона (рис. 2.36). В южном полуша-



рии воздух в циклоне движется по часовой стрелке и к центру циклона.

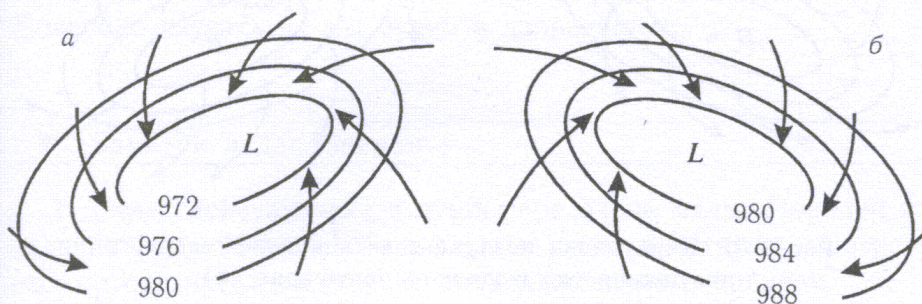


Рис. 2.36. Циркуляция воздуха в циклоне в северном полушарии (а) и в южном полушарии (б)

Отсюда следует еще один важный вывод. Циклоны являются областями сходимости воздушных течений — областями *конвергенции*.

В антициклоне сила барического градиента G и центробежная Z направлены от центра. Антициклон может существовать только в том случае, если сила Кориолиса K будет равна сумме первых двух сил. Поскольку сила Кориолиса невелика, то и сумма сил барического градиента и центробежной также должна быть небольшой. Это будет при больших расстояниях между изобарами. И в самом деле, в антициклонах обычно изобары проходят на больших расстояниях друг от друга (см. рис. 2.3, 2.32).

В северном полушарии движение воздуха в антициклоне происходит по часовой стрелке. Под действием силы трения ветер отклоняется в сторону низкого давления. Следовательно, в антициклоне ветер дует по часовой стрелке и от центра. В южном полушарии воздух в антициклоне движется тоже от центра, но против часовой стрелки (рис. 2.37). Антициклоны, таким образом, являются областями расходимости воздушных течений — областями *дивергенции*. Барический закон ветра выполняется и в криволинейных изобарах. Он выполняется всегда.

Рассмотрим возможность существования барических систем на экваторе. Сила Кориолиса K там равна нулю. В антициклоне

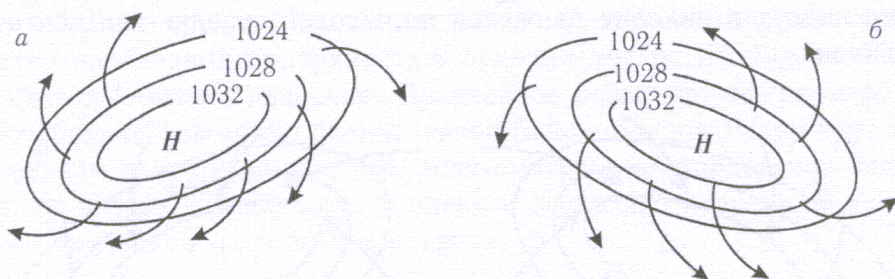


Рис. 2.37. Циркуляция воздуха в антициклоне северного полушария (а) и южного полушария (б)

сила барического градиента G направлена от центра, центробежная Z , как известно, тоже от центра (рис. 2.38, а). Обе силы направлены в одну сторону. Нет силы уравнивающей их. Ничто не удерживает воздух на криволинейной траектории. Это означает, что антициклоны не могут быть на экваторе и вблизи экватора, где сила Кориолиса мала.

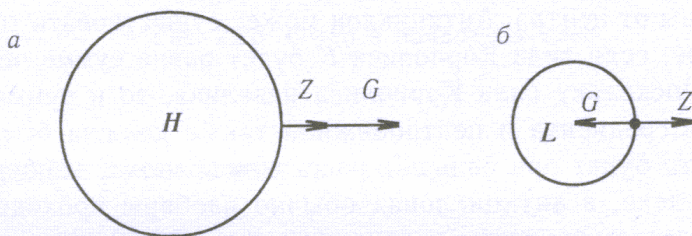


Рис. 2.38. Силы в гипотетических барических системах на экваторе

А возможно ли существование циклонов на экваторе? Попробуем разобраться (рис. 2.38, б). Силы барического градиента G и центробежная Z направлены в разные стороны. Циклоны могут быть только в том случае, если центробежная сила будет настолько велика, что сможет уравновесить силу барического градиента. Центробежная сила, как видно из (2.7), в том случае большая, когда скорость движения C велика, а радиус кривизны r небольшой. И действительно, вблизи экватора, где появляется закручивающий момент, связанный с силой Кориолиса, иногда



образуются маленькие с огромными скоростями движения циклоны, называемые *тропическими*. Это самое опасное атмосферное явление, которое может встретиться мореплавателям в океане. Подробно изучить их мы будем в дальнейшем.

▼ Заметки и дополнения

1. Силы, действующие в атмосфере очень малы. Порядок их величин 10^{-3} — 10^{-5} м/с². Такие малые силы действуют на огромных пространствах в течение продолжительного времени.

2. Движение воздуха вызывает горизонтальная составляющая силы барического градиента. Остальные силы возникают, когда уже есть движение воздуха. Они тормозят и разворачивают воздух вправо от первоначального направления в северном полушарии и влево в южном полушарии.

3. Ветер дует так, что низкое давление оказывается слева и впереди в северном полушарии, если смотреть по направлению ветра. В южном полушарии низкое давление будет справа и впереди. Это барический закон ветра.

4. В морской практике при расчете ветра в приводном слое применяют геострофическую модель атмосферы. В точке расчета ветра изобары считают прямолинейными и параллельными даже в циклонах и антициклонах из-за огромных размеров этих барических образований.

5. Под действием силы Кориолиса атмосферные движения закручиваются в вихри. Под действием силы трения ветер отклоняется от изобар в сторону низкого давления. В результате в циклонах воздух сходится к центру, а в антициклонах расходится от центра.

6. В связи с отсутствием силы Кориолиса на экваторе, там невозможно существование областей высокого давления. Циклоны теоретически возможны, если они будут иметь очень маленькие размеры и большие скорости ветра. И действительно, правда не на самом экваторе, а вблизи него иногда образуются небольшие барические образования с низким давлением и ужасающим ветром — тропические циклоны.



Вопросы и задания

1. Запишите формулу градиента давления.
2. В каких местах двумерного барического поля наблюдаются большие барические градиенты?
3. От чего зависит величина барического градиента (на карте погоды)?
4. Куда направлен барический градиент, куда направлено движение, вызванное барическим градиентом?
5. Чему равна сила барического градиента (формула)?
6. Чему равна сила Кориолиса (формула)?
7. Чему равна центробежная сила (формула)?
8. В каких единицах измеряются силы в метеорологии?
9. Каков порядок величин сил, действующих в атмосфере?
10. Какова роль в возникновении ветра силы барического градиента?
11. Какова роль в возникновении ветра силы Кориолиса?
12. Какова роль в возникновении ветра центробежной силы?
13. Какова роль в возникновении ветра силы тяжести?
14. Почему маленькие по горизонтали силы вызывают большие, а иногда и ураганные ветры?
15. Какая из сил является основной в развитии ветра?
16. Почему сила барического градиента по вертикали не вызывает заметных движений воздуха?
17. Дайте определение геострофического ветра.
18. Как направлен геострофический ветер относительно изобар?
19. Как направлен ветер в слое трения (у Земли) относительно геострофического ветра?
20. Сформулируйте барический закон ветра для северного полушария.
21. Каково направление движения воздуха в циклоне в северном полушарии?
22. Каково направление движения воздуха в циклоне в южном полушарии?
23. Каково направление движения воздуха в антициклоне в северном полушарии?
24. Каково направление движения воздуха в антициклоне в южном полушарии?
25. Что такое конвергенция?
26. Что такое дивергенция?
27. Могут ли антициклоны быть на экваторе?
28. Могут ли циклоны быть на экваторе?
29. Почему тропические циклоны имеют маленькие размеры?
30. Почему в тропических циклонах особенно большие скорости движения?



31. Что Вы можете сказать о расстояниях между изобарами в циклонах и антициклонах?
32. Почему скорости ветра в антициклонах, как правило, меньше, чем в циклонах?
33. Что Вы можете сказать о скорости ветра в барических системах (минимумах и максимумах) при одинаковой плотности изобар в них?

Лекция 16

**ОБЩИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЦИКЛОНОВ
И АНТИЦИКЛОНОВ**

ЦЕЛЬ ЛЕКЦИИ: Дать представление о циклонах и антициклонах как об огромных атмосферных вихрях.

В лекции рассматриваются вертикальные и горизонтальные размеры этих вихрей в атмосфере; их количество на земном шаре, пространственная и временная повторяемость этих барических образований; классификация циклонов и антициклонов по разным признакам. Из всего многообразия вопросов, связанных с циклонами, в этой лекции излагаются особенности вторичных и нефронтовых циклонов.

Вспомним о движении воздушных масс. Воздушные массы передвигаются по планете как единое целое. В силу огромного количества факторов, скорости и направления движений воздушных масс различаются. В результате они сталкиваются и наползают друг на друга. Теплая воздушная масса, как более легкая, поднимается по клину холодного воздуха и оказывается наверху. Под действием силы Кориолиса воздушные массы закручиваются в огромные вихри, называемые циклонами и антициклонами.

Циклоны и антициклоны — понятия более широкие, чем депрессии и барические максимумы. Это огромные атмосферные вихри со сложной циркуляцией воздуха, характерными полями



метеорологических величин, своеобразными погодными условиями в разных их частях. Барические системы возникают, развиваются и исчезают. Передвигаясь по земной поверхности и интенсивно перемешивая атмосферный воздух, они переносят тепло с юга и холод с севера в другие районы, а влажный воздух — с океанов на материки. Циклоны и антициклоны являются носителями погоды на нашей планете. Эта и последующие лекции посвящены их непосредственному изучению.

Размеры циклонов и антициклонов

Огромные атмосферные вихри — циклоны и антициклоны по вертикали часто занимают всю тропосферу, по горизонтали они охватывают несколько тысяч километров. Антициклоны представляют собой горы тяжелого воздуха. В них происходит вращение вокруг оси по часовой стрелке (в северном полушарии) и от центра. В центрах антициклонов происходит опускание воздуха. Такие сложные движения наблюдаются на площадях, линейные размеры которых могут быть до четырех тысяч километров. Почти столь же огромны циклоны умеренных широт. В вертикальном разрезе они напоминают воронку. В этих вихрях воздух движется по спирали к центру против часовой стрелки вокруг наклонной оси в северном полушарии и поднимается вверх. В южном полушарии воздух движется также к центру и вверх, но по часовой стрелке.

Количество циклонов и антициклонов на планете

Одновременно в северном полушарии можно насчитать до 15—20 циклонов и около 10 антициклонов. Хотя антициклоны следуют за циклонами, их меньше потому, что между отдельными циклонами находятся отроги одного антициклона. Ежегодно в северном полушарии бывает около тысячи циклонов и несколько меньше антициклонов. Примерно такая же картина в южном полушарии.

Повторяемость циклонов зимой над океанами в 2 раза больше, чем летом. Зимой они занимают большую часть площади океанов. Летом они уменьшаются в размерах и смещаются к шестидесятой



широте. Основную площадь океанов в летнее время занимают антициклоны. Это азорский антициклон в северной Атлантике и северотихоокеанский в северной половине Тихого океана. В южном полушарии это южноатлантический, южноиндийский и южнотихоокеанский антициклоны.

Классификация циклонов и антициклонов

По широтной зоне циклоны делят на внетропические и тропические, а антициклоны — на внетропические и субтропические.

По связи с фронтальными разделами рассматривают фронтальные и нефронтальные циклоны и антициклоны. Циклоны умеренных широт (внетропические) в основном являются фронтальными. К нефронтальным циклонам относятся тропические циклоны и термические циклоны. Далее мы их рассмотрим подробнее.

Подвижные антициклоны образуются в тылу циклонов, следующих серией, и называются фронтальными. Они делятся на промежуточные и заключительные. К нефронтальным относятся субтропические и термические (местные) антициклоны.

Циклоны и антициклоны могут быть одноцентровыми и многоцентровыми. В последнем случае два или более близко расположенных центра на периферии имеют общие замкнутые изобары. Второй центр называют вторичным или частным циклоном (антициклоном). Они могут играть большую роль в развитии барических систем.

Можно классифицировать циклоны и антициклоны по направлениям перемещения, по структуре термобарических полей, по степени развития по вертикали.

По скорости перемещения барические образования делят на подвижные, малоподвижные и стационарные. В начальной стадии развития циклоны движутся быстро, до 40—50 км/час. Считается, что средняя скорость перемещения циклонов и антициклонов составляет около 30—40 км/час. В поздней стадии развития, когда циклоны и антициклоны превращаются в высокие барические образования, скорость их перемещения уменьшается (5—10 км/час), и они становятся малоподвижными. Циклоны и антициклоны, смещающиеся со скоростью менее 5 км/час, называются стационарными.



Вторичные циклоны

Под «вторичными» или «частными» циклонами (рис. 2.39) подразумеваются депрессии, вовлеченные в циркуляцию больших, или более сильных депрессий. Последние известны как основные или первичные. Обычно частный циклон быстро движется по периферии основного циклона, огибая его против часовой стрелки. С течением времени вторичный центр может углубиться и приобрести самостоятельное значение. Когда первичная депрессия слабая, а вторичная сильная, первичная может быть вовлечена в движение вторичной, по механизму, описанному ранее, или две депрессии будут вращаться вокруг друг друга в циклоническом направлении. Когда депрессии сформировались на полярном фронте, вторичные циклоны могут становиться просто следующими членами семейства (рис. 2.51, 2.52).

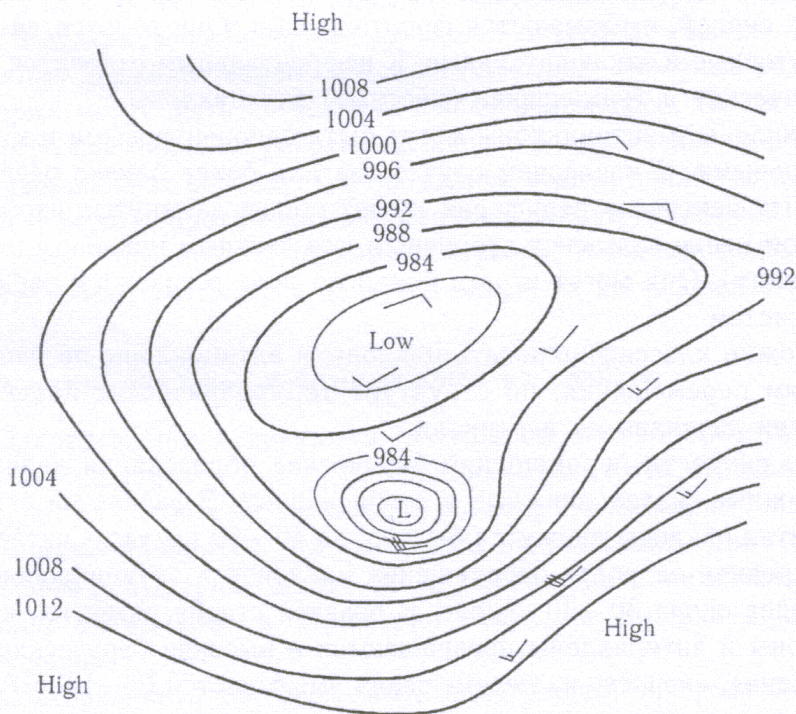


Рис. 2.39. Основной и частный циклоны



Нефронтальные депрессии

Значительная часть циклонов умеренных широт формируется на полярном фронте. Такие циклоны называются фронтальными. Циклоны могут быть и нефронтальными. Это: термические депрессии, депрессии вертикальной неустойчивости и топографические депрессии. Последние образуются только над материками.

Термические циклоны. Формирование термических циклонов происходит в результате неодинакового нагревания воды и суши. Летом давление над материком меньше, чем над водной поверхностью. Например, низкое давление над Азией в июле, известно как южноазиатский муссонный циклон. Он определяет погоду на обширной территории Юго-Восточной Азии.

Примерами меньшего масштаба являются зимние циклоны над внутренними морями — Средиземным, Черным. Зимой охлаждение континентов формирует над ними высокое давление, а над относительно теплой водной поверхностью давление низкое. Именно при такой синоптической ситуации возникает на Черном море в районе Новороссийска бора (лекция 12).

Депрессии вертикальной неустойчивости. Температурная неустойчивость по вертикали играет важную роль в развитии иного вида циклонов. В них падение давления происходит из-за разности температур между теплым воздухом и окружающим его воздухом. До тех пор, пока градиенты температуры невелики и не превышают предел устойчивости атмосферы ($1^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$), эти циклоны неглубоки.

Когда же градиенты температуры велики, могут образовываться более глубокие циклоны. Особенно в случаях, когда воздух насыщен водяными парами, освобождение накопленного тепла при конденсации водяного пара способствует усилению конвективных процессов. В случае, когда стратификация очень неустойчивая, а воздух очень влажный, могут возникать глубокие циклоны. Так, вертикальная неустойчивость атмосферы играет доминирующую роль в формировании чрезвычайно опасных атмосферных вихрей — тропических циклонов (рис. 2.40 и 2.41). Тропические циклоны будут подробно рассматриваться во второй части курса.

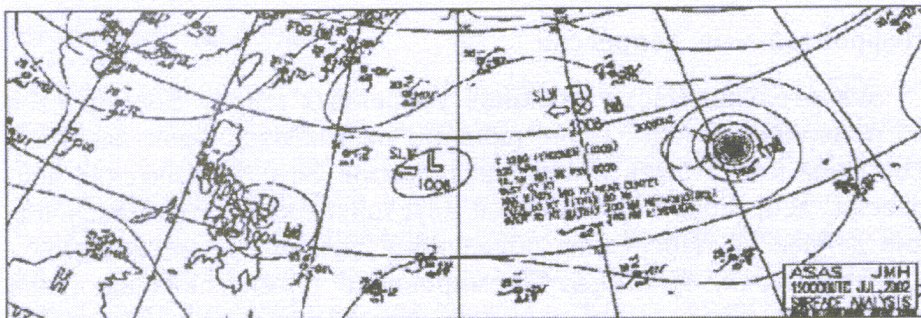


Рис. 2.40. Фрагмент карты погоды. Тропический циклон на 140-ой долготе и тропическая депрессия (ТД) у Филиппин

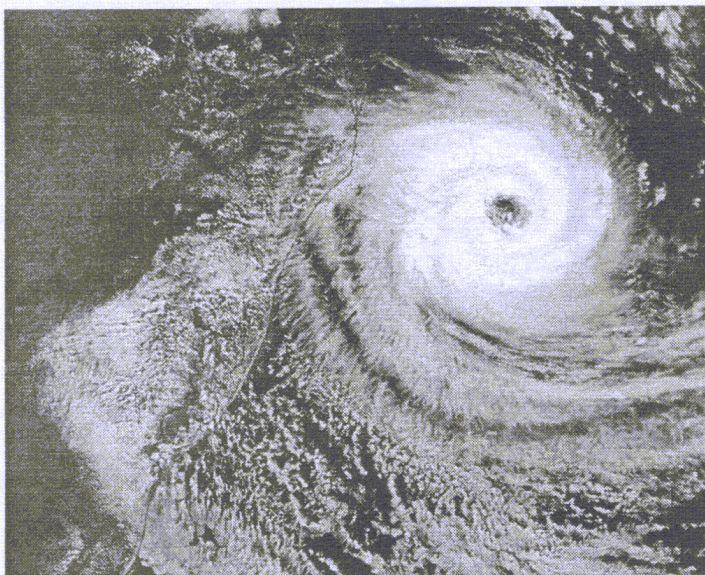


Рис. 2.41. Тропический циклон со спутника

▼ Заметки и дополнения

1. Циклоны и антициклоны представляют собой огромные атмосферные вихри, по вертикали занимающие часто всю тропосферу, а по горизонтали — тысячи километров. В северном полушарии вращение воздуха в циклонах происходит против часовой стрелки, внутрь и вверх; вращение воздуха в антициклонах происходит по



часовой стрелке и от центра антициклона. Как правило, в циклонах движения воздуха происходят с большей скоростью, чем в антициклонах.

2. Циклонов и антициклонов на планете очень много. Вся тропосфера в умеренных широтах состоит из следующих друг за другом вихрей пониженного и повышенного давления. При этом в разные сезоны года, в разных районах могут преобладать разные барические системы.

3. Зимой большую часть северной Атлантики и северной части Тихого океана занимают циклоны, с ними связаны ветры и штормы. Зимой в этих океанах условия плавания тяжелые. Летом большая часть океанов занята антициклонами и условия плавания много лучше.

4. Циклоны умеренных широт — это, главным образом, фронтальные циклоны. К нефронтальным циклонам относятся тропические и термические циклоны.

Вопросы и задания

1. Чем отличается понятие «депрессия» от понятия «циклон»?
2. Чем отличается понятие «барический максимум» от понятия «антициклон»?
3. Каковы горизонтальные и вертикальные размеры циклонов и антициклонов?
4. Какое количество циклонов и антициклонов одновременно может быть на планете?
5. Какие Вам известны классификации циклонов и антициклонов?
6. Что такое вторичный циклон?
7. Бывают ли нефронтальные циклоны в умеренных широтах?
8. Назовите типы нефронтальных циклонов?
9. Могут ли нефронтальные циклоны оказывать существенное влияние на погоду?
10. Какие барические системы называются стационарными?



СТРОЕНИЕ ЦИКЛОНОВ

ЦЕЛЬ ЛЕКЦИИ: Показать неразделимость понятий конвергенция, восходящие движения и циклон; дивергенция, нисходящие движения и антициклон.

В лекции также рассматривается строение молодого циклона, вертикальные разрезы циклона южнее и севернее центра в северном полушарии и погода в различных частях циклона.

Конвергенция, дивергенция и вертикальные движения

Понимание конвергенции и дивергенции необходимо для понимания особенностей развития циклонов и антициклонов. Если в какой-то объем входит воздуха больше, чем выходит, то воздух собирается внутри этого объема и вынужден подниматься вверх (рис. 2.42).

Важным фактом является то, что горизонтальная конвергенция и вертикальные восходящие движения возникают одновременно. Можно утверждать, что восходящие движения связаны с областями горизонтальной конвергенции в нижних слоях атмосферы. Циклоны являются областями конвергенции воздушных течений, а значит, в них обязательно будут восходящие движения воздуха.

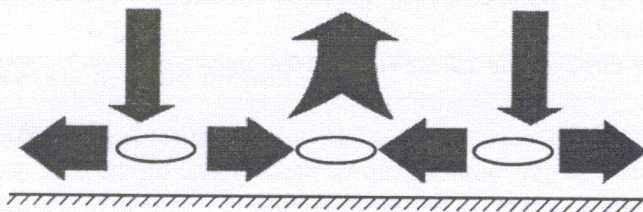


Рис. 2.42. Дивергенция и конвергенция у поверхности Земли и вертикальные движения

Справедливы и обратные выводы. Горизонтальная дивергенция у поверхности связана с нисходящими движениями воздуха. Или иначе, движение воздушных масс вниз связано с областями горизонтальной дивергенции в нижних слоях атмосферы. Антициклоны являются областями дивергенции воздушных течений, а значит, в их центрах наблюдаются нисходящие движения.

На рис. 2.43 схематично представлен циклон в северном полушарии, с замкнутыми круговыми или эллиптическими изобарами, с низким давлением в центре, с движением воздуха против часовой стрелки и к центру, с конвергенцией и восходящими движениями.

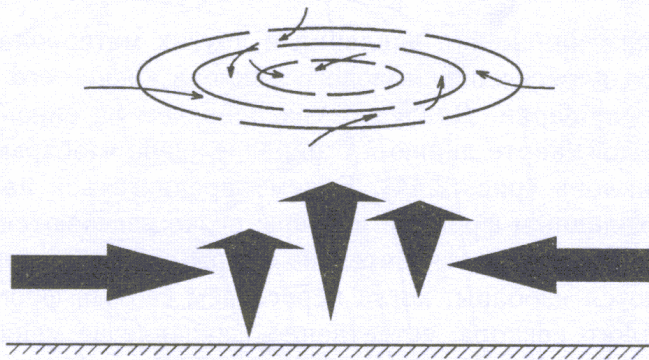


Рис. 2.43. Схема циклона в северном полушарии
(вид сверху и сбоку)

Строение фронтального циклона

В центре циклона есть место с наиболее низким давлением. Если таких мест несколько, то депрессия называется многоцентровой. Изобары, очерчивающие центр депрессии, чаще всего имеют форму, близкую к кругу или овалу. Давление в центре депрессии в умеренных широтах обычно составляет 950—1010 гПа. От центра циклона в ложбинах проходят фронты (рис. 2.44). До начала окклюзии они направлены в разные стороны. Теплый фронт направлен на восток, юго-восток или юг. Теплый фронт простирается примерно на тысячу километров и постепенно исчезает. Холодный фронт уходит на запад или юго-запад очень далеко. На нем могут возникать новые циклоны.



Большая облачность находится в центре циклона, широкой полосой перед теплым фронтом и сравнительно узкой полосой вокруг холодного или за ним, в зависимости от характера самого холодного фронта. Граница облачного вихря примерно совпадает с положением последней замкнутой изобары на приземной карте погоды. Осадки выпадают на огромных территориях. Лишь тыловая часть циклона сравнительно свободна от облаков и осадков.

Вертикальный разрез фронтального циклона южнее центра

Проследим изменения давления и других метеорологических величин при пересечении молодого циклона южнее его центра в северном полушарии. Для удобства проведем на синоптической (факсимильной) карте линию XX' параллельную изобарам теплого сектора циклона (рис. 2.44). Будем передвигаться вдоль этой линии. За холодным фронтом изобары резко изгибаются в сторону центра (или влево, относительно направления движения). Так же изгибаются изобары, когда пересекаем теплый фронт. Вдоль изобар теплого сектора, естественно, давление не меняется.

После прохождения теплого фронта, мы попадаем в холодный воздух. Сначала он небольшой по вертикали, но по мере того как мы продолжаем движение в выбранном направлении, слой холодного воздуха становится более мощным (рис. 2.45). Так как холодный воздух тяжелее теплого воздуха, то давление растет. Это проявляется в отклонении изобар влево сразу после теплого фронта (по той же причине при пересечении линии холодного фронта в обратном направлении, изобары отклоняются вправо в холодном воздухе).

Поскольку сам циклон и фронты в нем со временем передвигаются примерно в том же направлении (от X к X'), то в каждой фиксированной точке пространства перед теплым фронтом давление падает. Барометрическая тенденция отрицательна, на ленте барографа кривая давления опускается вниз. После прохождения теплого фронта падение давления прекращается. На судне прохождение фронта можно заметить, засекая момент стабилизации давления на барографе.

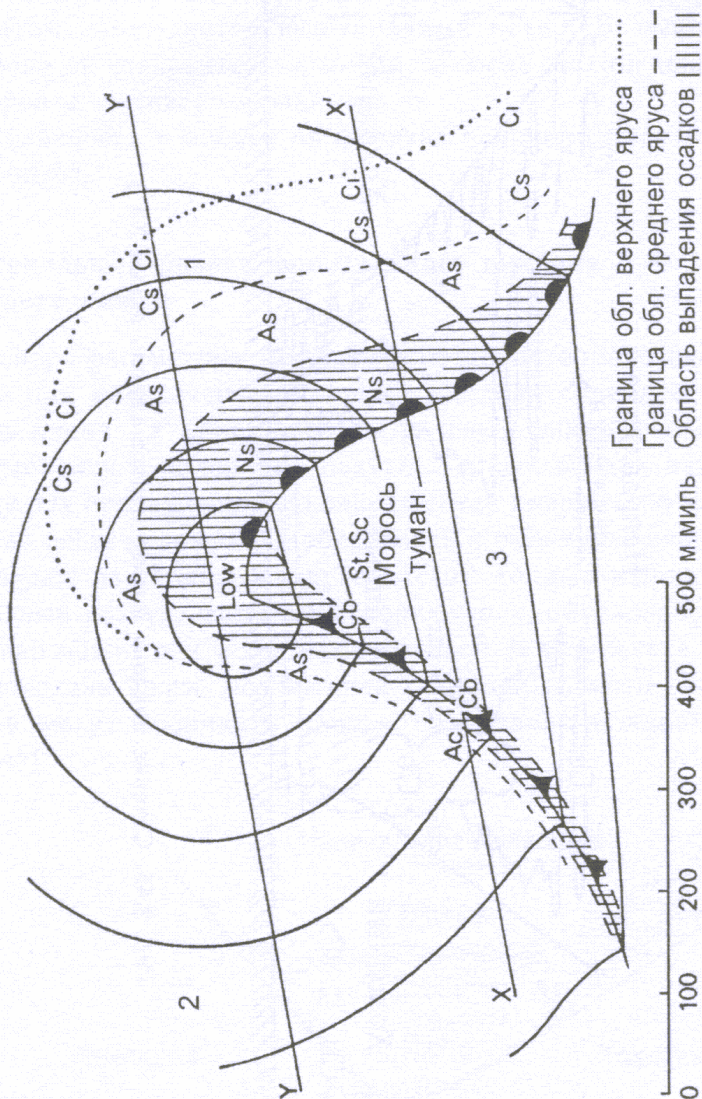


Рис. 2.44. Молодой циклон

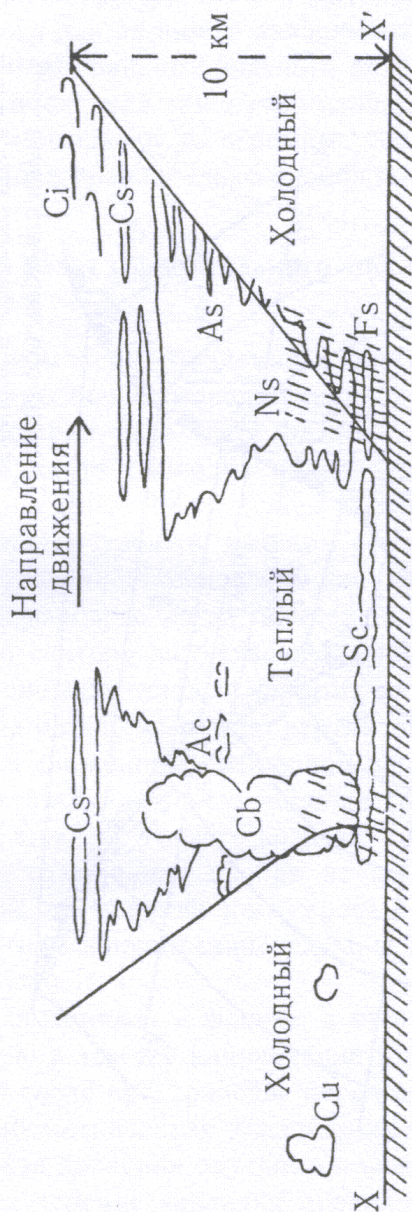


Рис. 2.45. Сечение циклона южнее центра (вдоль линии XX')

Прохождение фронта можно так же заметить по изменению направления ветра по часовой стрелке, т.е. ветер поворачивает вправо (в северном полушарии). Наиболее часто перед теплым фронтом наблюдается юго-западный ветер. В теплом секторе циклона он становится западным, а после прохождения холодного фронта — северо-западным.

Облачность и осадки на фронтах подробно описаны в лекции о фронтах.

Вертикальный разрез фронтального циклона севернее центра

Теперь рассмотрим, как изменяются метеорологические величины при пересечении молодого циклона севернее его центра вдоль линии YY' (рис. 2.46). Если центр циклона южнее, то мы оказываемся в холодном воздухе. Теплый воздух находится наверху. На протяжении нескольких сотен километров наблюдается низкая слоисто-дождевая облачность и обложные осадки. Осадки выпадают из теплого воздуха. Летом теплые капли, попадая в холодный воздух, частично испаряются и, образовавшийся водяной пар может опять конденсироваться. В результате такой переконденсации влаги, под нижней границей слоисто дождевых облаков могут возникать клочья разорванно-дождевых облаков (*Fr nb*).

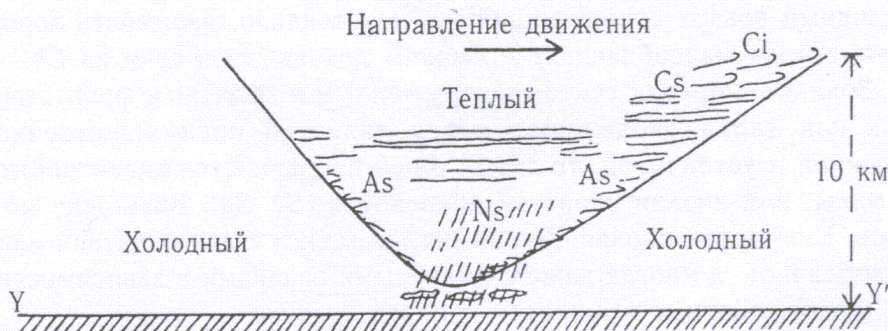


Рис. 2.46. Сечение циклона севернее центра (вдоль линии YY')



Погода в отдельных частях циклона

В молодом циклоне можно выделить три зоны, резко отличающиеся по условиям погоды (см. рис. 2.44).

Зона 1 — передняя и центральная части циклона перед теплым фронтом. В этой зоне характер погоды определяется влиянием теплого фронта. Чем ближе к центру циклона и к линии теплого фронта, тем более мощной становится система облаков *Ns—As*. Вдоль линии теплого фронта широкая (300—400, а в холодный период до 600 км) полоса обложных осадков. Видимость плохая из-за осадков.

Зона 2 — тыловая часть циклона за холодным фронтом. Здесь погода определяется свойствами холодного фронта и холодной неустойчивой воздушной массы. Если фронт движется медленно и его облачная система является зеркальным отражением облачной системы теплого фронта, то за ним будут обложные осадки на протяжении, как правило, не более 200 км. На большем удалении в холодном воздухе видимость хорошая. Ветер и волнение зависят от плотности изобар. Если влажность воздуха большая, то могут местами появляться кучево-дождевые облака (*Cb*) и выпадать внутримассовые ливневые осадки. Над океанами это наиболее часто наблюдается в ночное время.

Если холодный фронт быстро движется, то в относительно неширокой (50—100 км) полосе вдоль линии фронта выпадают ливневые осадки. Вдали от фронта, так же, как и в первом случае, холодный воздух стратифицирован неустойчиво, видимость хорошая, погода малооблачная, возможны локальные осадки из *Cb*.

Зона 3 — теплый сектор между теплым и холодным фронтами. Так как теплая воздушная масса является преимущественно влажной и устойчивой, то зимой в ней наблюдаются адвективные туманы, или низкая слоистая облачность (*St, Sc*). Возможна морось. Видимость плохая. Летом погода может быть облачной или безоблачной, а иногда даже с ливневыми осадками в зависимости от устойчивости и влажности теплого воздуха.

В таком состоянии циклон находится около 2 суток. Примерно вдвое дольше (3—4 суток) продолжается стадия окклюдирования. Она начинается от момента максимального развития цикло-

на, когда он очерчен максимальным числом изобар до исчезновения последней замкнутой изобары на приземной карте погоды. В начале окклюдирования можно выделить несколько зон с различными условиями погоды. В центре циклона у фронта окклюзии облачно, осадки обложные или ливневые в зависимости от типа фронта окклюзии. На периферии, где еще сохраняются теплый и холодный фронты, условия погоды как в молодом циклоне. В дальнейшем циклон заполняется относительно однородным холодным воздухом, облачность исчезает.

На рис. 2.47 схематически представлен молодой циклон в южном полушарии. Как видно, он является зеркальным отображением циклона северного полушария. Как и фронтальные циклоны северного полушария, он перемещается с западным переносом на восток, несколько отклоняясь к полюсу (к юго-востоку в южном полушарии). Теплый сектор циклона обращен к экватору. На рисунке очерчена зона выпадающих осадков. На теплом фронте это широкая полоса, на холодном — узкая. Поскольку на холодном фронте полоса осадков показана за фронтом, холодный фронт является медленно движущимся. Таким образом, все, что рассказывалось о циклонах для северного полушария, в равной степени относится и к циклонам южного полушария, только все как бы в зеркальном отображении. В циклонах южного полушария воздух движется по часовой стрелке и к центру.

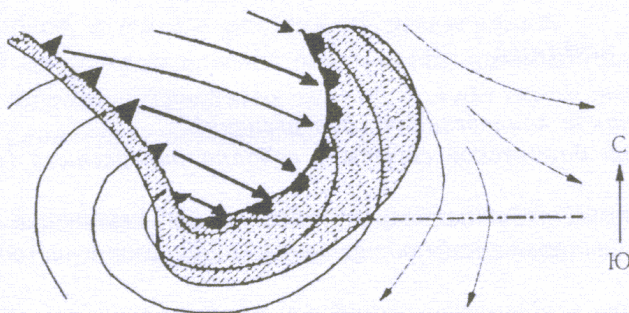


Рис. 2.47. Циклон в южном полушарии



▼ Заметки и дополнения

1. Циклоны являются областями конвергенции (сходимости воздушных течений) и восходящих движений. Антициклоны — области дивергенции (расходимости воздушных течений) и нисходящих движений воздуха.

2. Передняя и центральная части циклона находятся в зонах действия теплого фронта. Погода облачная, обложные осадки. Тыловая часть циклона занята холодной неустойчивой воздушной массой. Воздух чист, прозрачен и свеж. Видимость отличная.

3. Если судно идет южнее центра циклона, то оно на протяжении многих сотен километров находится в сложных погодных условиях. Судно попадает на холодный фронт со шквалами и ливневыми осадками; или в теплый сектор циклона, где зимой очень вероятны туманы; либо на теплый фронт с низкой облачностью, обложными осадками, плохой видимостью. Севернее центра циклона на протяжении нескольких сотен километров наблюдается низкая слоисто-дождевая облачность, выпадают обложные осадки.

4. Циклон южного полушария является зеркальным отображением циклона северного полушария. То, что в северном полушарии находится справа, в южном полушарии оказывается слева. Само Солнце, которое в северном полушарии находится с южной стороны горизонта и движется слева направо, в южном полушарии находится с севера и передвигается в течение дня справа налево.

Вопросы и задания

1. Что такое конвергенция (дивергенция)?
2. С какой барической системой связана дивергенция (конвергенция)?
3. В циклонах наблюдаются восходящие или нисходящие движения?
4. В антициклонах наблюдаются восходящие или нисходящие движения?
5. Восходящие движения способствуют рассеянию или образованию облачности?
6. Нисходящие движения способствуют рассеянию или образованию облачности?

7. Что такое инверсия? В каких барических системах возможна инверсия?
8. Нарисуйте схему движения воздуха в циклоне.
9. Нарисуйте схему движения воздуха в антициклоне.
10. Нарисуйте поле облачности в циклоне
11. Нарисуйте поле осадков в циклоне. Где осадки обложные? Где осадки ливневые?
12. Нарисуйте поле слоистообразной облачности в циклоне.
13. Покажите, где в циклоне могут быть облака вертикального развития.
14. Покажите, где в циклоне по вертикали находятся две воздушные массы. Скажите, какие это воздушные массы.
15. В какой части циклона по вертикали находится только одна воздушная масса? Скажите, какая это воздушная масса.
16. Где в циклоне находится устойчивая (неустойчивая) воздушная масса?

Лекция 18

ВОЗНИКНОВЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ЦИКЛОНОВ

ЦЕЛЬ ЛЕКЦИИ: В лекции излагаются условия образования фронтальных циклонов. Рассматривается эволюция циклонов от их зарождения до заполнения (исчезновения) и, соответственно, стадии развития циклонов, а также условия их регенерации.

В лекции освещаются особенности циклонов умеренных широт — существование их в виде серии нескольких барических образований.

Ключевые слова: окклюдирование циклона, регенерация циклона, циклогенез.

Возникновение и эволюция фронтальных циклонов

Как было уже показано (лекция 14), граница раздела между холодным воздухом, зародившимся в умеренных широтах, и отно-



сительно теплым воздухом более низких широт называется фронтом умеренных широт или полярным фронтом. Этот полярный фронт достаточно большой. С небольшими разрывами он опоясывает всю планету. Именно на этом полярном фронте зарождаются депрессии умеренных широт (рис. 2.48).

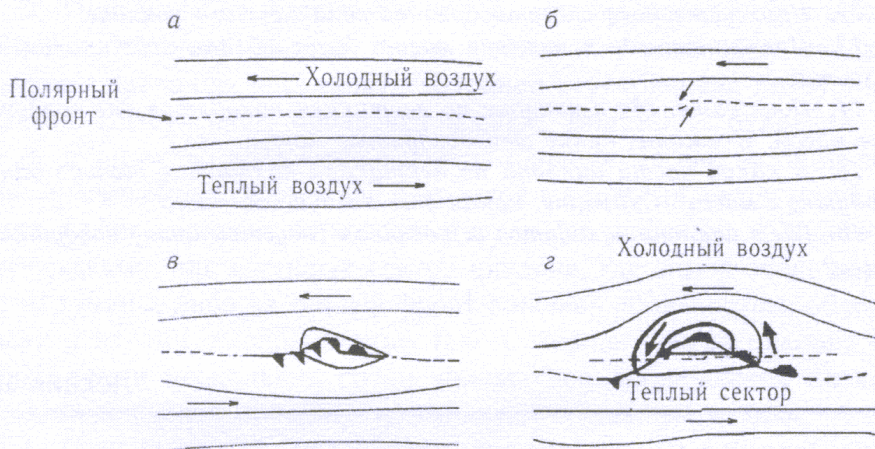


Рис. 2.48. Возникновение циклона

Формированию (зарождению) депрессий способствует большая разность температур между теплыми и холодными воздушными массами. В этих широтах, как известно (лекция 11), преобладает западный перенос. Для формирования циклона на полярном фронте, необходимо, чтобы теплый воздух двигался на восток с большей скоростью, чем холодный воздух. Как правило, такие депрессии начинаются как маленькие волновые возмущения на фронтальной поверхности. Как только появляется волна, теплый воздух устремляется к северу, а холодный к югу. Возникает вихревое движение. Теплый воздух медленно поднимается по клину холодного воздуха на теплом фронте; холодный воздух вклинивается (подтекает) под теплый воздух на холодном фронте. Это начинается у поверхности Земли и постепенно распространяется вверх. Одновременно происходит падение давления в центре; другими словами, депрессия углубляется.



Холодный фронт движется быстрее теплого. Фронты закручиваются, сливаются. Это называется окклюзией (рис. 2.49). Перед фронтом окклюзии находится холодный воздух, который был перед теплым фронтом, за фронтом окклюзии холодный воздух, который до того был за холодным фронтом. Теплый воздух оказывается вытесненным вверх (см. рис. 2.27 и 2.29). У Земли разность температур между воздушными массами уменьшается и, поскольку воздух холодный, давление растет.

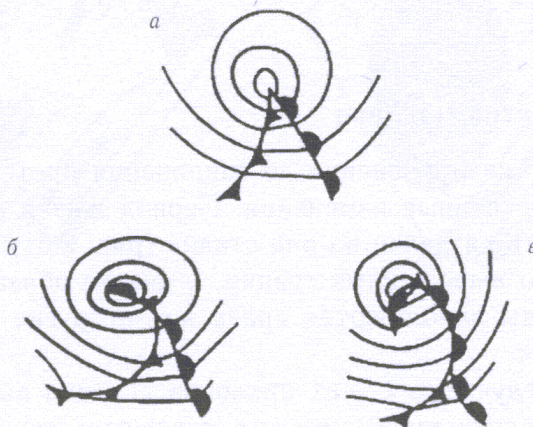


Рис. 2.49. Развитие окклюзии

Заполнение и исчезновение депрессий

Как только депрессия полностью окклюдовала, она обычно заполняется и через нескольких дней становится незаметной на картах погоды. К этому моменту окклюзия оказывается много севернее (в южном полушарии — южнее) первоначальной фронтальной поверхности между теплым и холодным воздухом. Таким образом, циклон удаляется от температурного перепада, который первоначально давал энергию для его развития.

В течение последних этапов окклюдирования и заполнения, погода медленно изменяется обычно в сторону улучшения. Фронтальная облачность и дожди уже занимают меньшие площади.



Но иногда конвективные облака и ливни могут усиливаться в зависимости от параметров холодного воздуха и от других факторов. Поэтому погода в стареющих циклонах может варьироваться от малой облачности до сплошной облачности с ливнями и грозами.

На фотографии из космоса виден фронтальный циклон в стадии окклюдирования (рис. 2.50, вкладка). Хорошо различимы закрученный фронт окклюзии, длинная полоса холодного с плотными кучевыми облаками, короткий участок теплого фронта с широкой зоной слоистой облачности; безоблачные пространства за холодным фронтом.

Стадии развития циклона

Циклон от возникновения до заполнения претерпевает значительные качественные изменения. Период жизни циклона условно может быть разделен на ряд стадий (рис. 2.51). Между стадиями нет четко выраженных границ, и они не обязательны. Некоторые циклоны заполняются сразу же, а другие проходят весь путь развития.

В общем случае для всех циклонов условно выделяют:

1) *стадию возникновения* — от начала появления признаков возникновения замкнутой циклонической циркуляции, до первой замкнутой изобары. Продолжается эта стадия обычно менее 12 часов;

2) *стадию молодого циклона (стадию углубления)* — от момента появления первой замкнутой изобары на приземной синоптической карте до момента прекращения интенсивного углубления. Это приблизительно длится двое суток;

3) *стадию максимального развития* — давление в центре циклона изменяется незначительно, начинается окклюдирование;

4) *стадию заполнения* — от момента интенсивного роста давления в центре циклона до исчезновения замкнутой циклонической циркуляции у земной поверхности. Последние две стадии длятся обычно 3—4 суток.

Для фронтальных циклонов выделяют такие стадии:

1) *стадия волны* — то же, что и стадия возникновения;

2) *стадия молодого циклона* — до начала процесса окклюдирования;

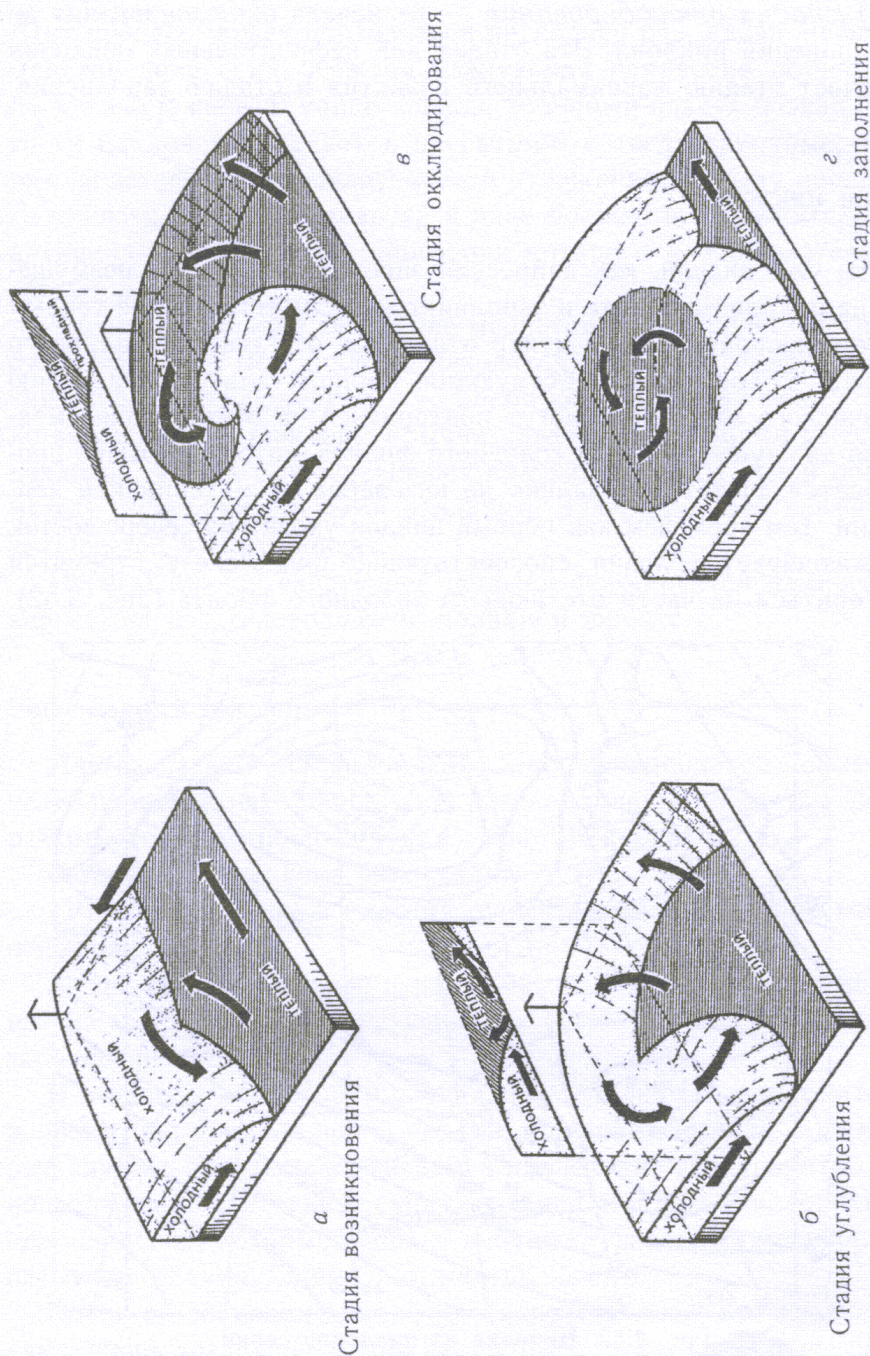


Рис. 2.51. Стадии развития циклона (из [12])



3) *стадия окклюдирования* — от начала окклюдирования до исчезновения циклона. Эта стадия для нефронтальных циклонов включает стадию максимального развития и стадию заполнения.

Серии циклонов

Мы уже видели, как депрессия зарождается в виде возмущения на полярном фронте и заполняется после того, как ее теплый сектор окклюдировал, и центр отделился от главного полярного фронта. Условия, способствующие первоначальному развитию барического минимума, могут повториться на относительно медленно движущейся части холодного фронта, который обычно простирается достаточно далеко на юго-запад от материнской депрессии. Тем временем как первый циклон уходит на северо-восток и окклюдирует, условия, способствующие циклогенезу, стремятся повториться на части отстающего холодного фронта (рис. 2.52).

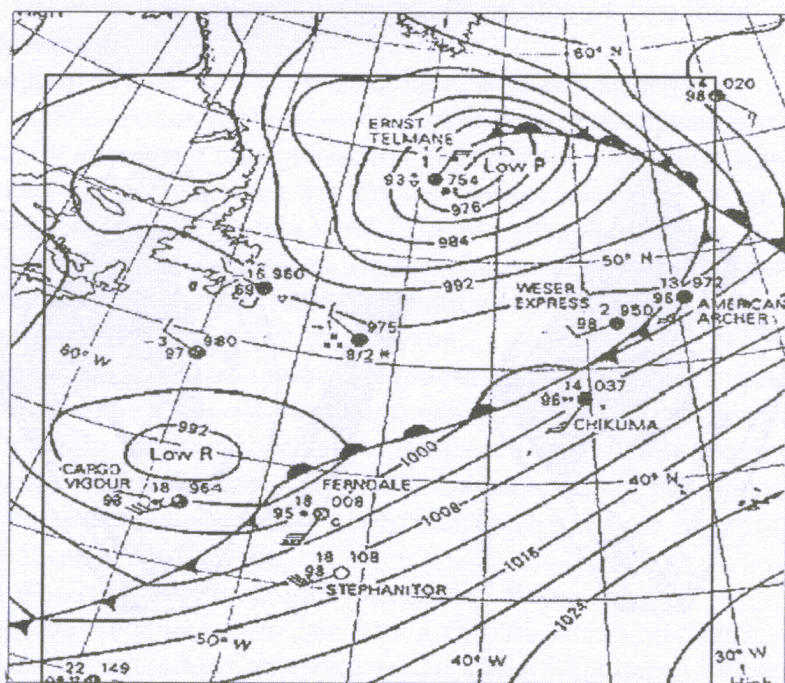


Рис. 2.52. Цепочка из циклонов серии



Этот процесс может повторяться несколько раз, давая жизнь семейству депрессий. Каждая следующая депрессия образуется несколько южнее. В конце концов, холодный воздух позади одного из циклонов увлекается пассатами, и тогда закономерность разрушается. Серия заканчивается вторжением в тылу последнего циклона холодного воздуха в виде большого заключительного антициклона, на южной периферии которого и образуются пассатные ветры.

Число депрессий в семействе меняется, но наиболее часто оно равно четырем. Все циклоны находятся в разных стадиях развития. Первый окклюдирует, в то время как последний может только зародиться. Циклоны обычно разделены гребнями высокого давления, которые обеспечивают краткие периоды ясной погоды между продолжительными осадками. Завершает это семейство антициклон в субтропиках.

Первый циклон следующей цепочки формируется намного севернее, на восстановившемся полярном фронте.

Регенерация циклонов

Иногда начавшееся заполнение циклона сменяется новым его углублением. Более широко под *регенерацией* понимается любое резкое усиление циклона (аналогично антициклона).

Регенерация циклона происходит:

- 1) при вхождении в систему существующего циклона нового основного фронта;
- 2) при развитии вблизи центра существующего циклона нового центра (рис. 2.53) с последующим их слиянием или при быстром заполнении старого.

И в первом и во втором случаях обязательным является вторжение в тыл циклона новой порции холодного воздуха. В некоторых случаях процессы регенерации происходят неоднократно, что поддерживает длительное существование обширных малоподвижных циклонов, которые надолго нарушают западный перенос. Их называют блокирующими или центральными.

После регенерации циклон проходит такой же путь развития, как и вновь возникшее барическое образование, но на фоне более



низкого давления. Регенерировавший окклюдированный циклон имеет внешние признаки молодого циклона, так как в нем есть теплый сектор с характерными для него условиями погоды.

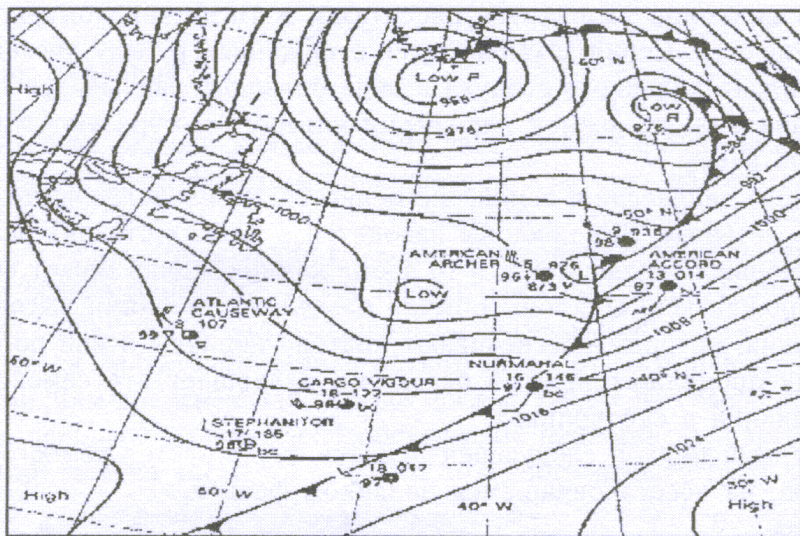


Рис. 2.53. Старый центр циклона заполняется (фронт окклюзии), а новый центр становится основным

▼ Заметки и дополнения

1. Фронтальные циклоны образуются на полярном фронте (фронт умеренных широт) в результате возникновения на нем волны, затем теплого сектора с теплой и холодной ветвями фронта. Через несколько дней теплый и холодный фронты сливаются, а центр циклона оказывается вытесненным к северу. Теперь он находится в относительно однородной холодной массе. Не имея энергии для поддержки своего существования, циклон исчезает. На это уходит около недели.

2. Циклоны следуют обычно серией, как правило, по четыре. Каждый следующий циклон находится южнее предыдущего. Первым в серии идет наиболее старый, находящийся в стадии окклюдирования. Завершает серию циклон в стадии зарождения. Они передвигаются к востоку или северо-востоку (юго-востоку в южном полушарии) и постепенно заполняются.



Вопросы и задания

1. Где в основном зарождаются циклоны Атлантики (укажите районы и объясните почему)?
2. Как называется граница раздела между воздухом умеренных широт и тропическим воздухом?
3. Какое время года благоприятствует развитию циклонов и почему?
4. Какова продолжительность жизни циклона?
5. Куда движется воздух умеренных широт?
6. Куда движется воздух на широтах 30—60°?
7. Почему, если в тропосфере по вертикали две воздушные массы, то теплый воздух оказывается наверху, а холодный внизу?
8. Почему вообще в атмосфере образуются огромные вихри — циклоны и антициклоны?
9. Сколько воздушных масс, и какие из них находятся у поверхности Земли в молодом циклоне?
10. Сколько воздушных масс, и какие из них находятся у поверхности Земли в окклюдированном циклоне?
11. Опишите движение какой-нибудь частицы воздуха в циклоне в северном полушарии.
12. Опишите движение какой-нибудь частицы воздуха в циклоне в южном полушарии.
13. Почему циклонов больше зимой, чем летом?
14. Где оказывается теплый воздух при образовании окклюзии?
15. Как изменяется погода в циклоне при его окклюдировании?
16. Почему с окклюдированием связано окончание жизни циклона?
17. Как долго длится стадия окклюзии?
18. Расскажите о стадиях развития фронтального циклона. Какова примерная продолжительность каждой стадии?
19. Изобразите схематично фронтальный циклон в разных стадиях развития.
20. Что такое серия циклонов?
21. В какой стадии находится каждый следующий циклон серии относительно предыдущего?
22. Как располагаются по широтам циклоны серии? На одной ли они широте, на разных ли?
23. В связи с чем прерывается цепочка циклонов?
24. Что находится между отдельными циклонами в серии?
25. Какой барической системой завершается серия циклонов?
26. Различаются ли скорости перемещения, направления перемещения циклонов в умеренных широтах в северном и южном полушариях?
27. Что такое регенерация циклона? В каких случаях она происходит?



АНТИЦИКЛОНЫ И ДРУГИЕ БАРИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ

ЦЕЛЬ ЛЕКЦИИ: Показать условия образования антициклонов, их основные характеристики, стадии развития антициклонов и условия, при которых возможна их регенерация.

Рассмотреть погодные условия в антициклонах над океанами. Остановиться на особенных случаях — блокирующих антициклонах и связанных с ними волнениях в северной Атлантике.

В лекции приводятся также характеристики барических гребней, отрогов и седловин.

Ключевые слова: антициклогенез, блокирование, блокирующий антициклон, барически однородная поверхность, заключительный антициклон, конские широты, малоградиентное (безградиентное) барическое поле, регенерация антициклона, субтропический антициклон, термически однородная поверхность, термический антициклон.

Строение антициклона

В центре барического максимума имеется одна или несколько точек с наивысшим давлением. Обычно оно находится в пределах от 1000 до 1035 гПа. Были случаи, когда давление повышалось до 1080 гПа. Размеры барического максимума измеряются наибольшим расстоянием между точками, находящимися на внешней замкнутой изобаре. Наиболее часто это 2—3, но может быть и до 4-х и более тыс. км. Как правило, в антициклонах расстояния между изобарами больше, чем в циклонах. В центральных частях часто наблюдаются большие пространства малоградиентного барического поля. Соответственно, скорости ветра там маленькие. Барические градиенты увеличиваются к периферии антициклона.



В отличие от циклонов, через центр антициклонов фронты на приземной карте не проходят. Как известно, антициклоны являются областями дивергенции воздушных течений. Воздух оттекает во все стороны от центра антициклона. Это исключает возможность сближения различных воздушных масс. Линия фронта может проходить лишь по окраине антициклона или пересекать его гребень приблизительно перпендикулярно оси гребня.

На рис. 2.54 схематично представлен антициклон в северном полушарии с замкнутыми круговыми изобарами, с высоким давлением в центре, с движением воздуха по часовой стрелке и от центра, с дивергенцией и нисходящим движениями.

Вспомним, что в южном полушарии в антициклоне воздух движется против часовой стрелки от центра (см. рис. 2.37).

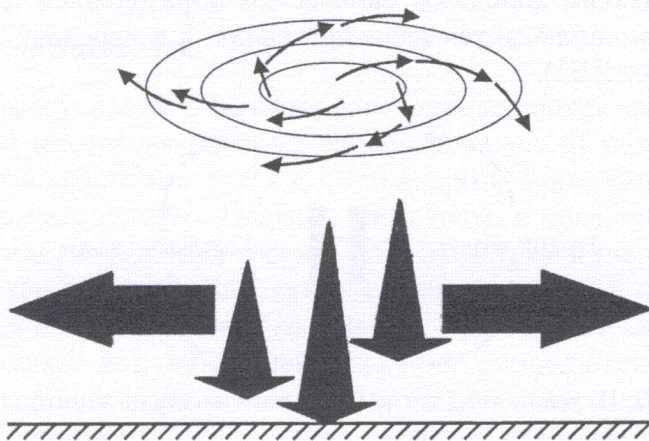


Рис. 2.54. Схема антициклона в северном полушарии (вид сверху и сбоку)

Возникновение и эволюция антициклонов

Возникновение и развитие антициклонов тесно связано с развитием циклонов. Практически это единый процесс. В умеренных широтах одновременно с фронтальными циклонами образуются подвижные антициклоны. Как правило, они представляют собой гребни высокого давления между соседними циклонами одного семейства. Их называют промежуточными фронтальными анти-



циклонами. Антициклон, сформировавшийся в тылу последнего циклона серии, находится в более низких широтах, чем предыдущие. Такой антициклон называется заключительным. Им обрывается процесс циклогенеза на данной ветви основного фронта. Направление перемещения такого антициклона не совпадает с направлением движения циклонов. Он перемещается в основном с севера на юг, с некоторым отклонением к востоку.

Заключительный антициклон в отличие от промежуточных, проходит все стадии развития: начальную (возникновения), молодого антициклона, стадию максимального развития и стадию разрушения. В двух первых стадиях антициклон на приземной карте погоды представляет собой гребень за холодным фронтом, в центральной части которого появляются замкнутые изобары. Он является низким холодным барическим образованием. В его тыловой части наблюдается адвекция тепла, а в передней адвекция холода (рис. 2.55).

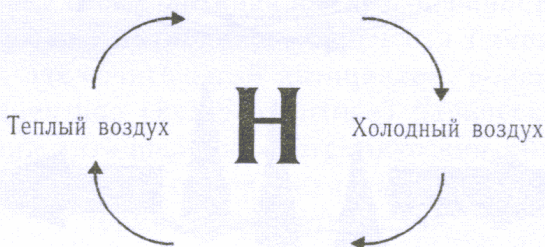


Рис. 2.55. Перенос теплого и холодного воздуха в антициклоне

Область роста давления у поверхности земли охватывает центральную и переднюю части антициклона. Эти факторы (адвекции тепла, холода и рост давления) способствуют продолжению антициклогенеза. В стадии максимального развития антициклон у поверхности земли очерчивается уже несколькими замкнутыми изобарами. При этом, в первых трех стадиях антициклон перемещается с ведущим потоком на восток. Антициклоны в северном полушарии несколько отклоняются к югу (к северу в южном полушарии). Они вторгаются в более низкие широты в тылу циклонов за холодными фронтами. Сначала это перемещение довольно быстрое, но по мере старения антициклона уменьшается.



В дальнейшем, в результате длительных нисходящих движений, антициклон прогревается. К заключительной стадии это уже большое барическое образование, занимающее по вертикали часто всю тропосферу. Для разрушающегося антициклона характерно падение давления у земли в центральной и передней его частях. Расходимость воздушных потоков от центра антициклона приводит к его ослаблению. Этот фактор действует постоянно с самого начала возникновения антициклона и, в конечном итоге, приводит к его разрушению. Антициклон становится малоподвижным. Он разрушается вначале у земли, а затем и на высотах. Следует отметить, что давление в центре антициклона, в отличие от циклона, может не меняться в течение нескольких дней. В целом антициклон, как и циклон, существует около недели.

Погода в антициклоне

Погодные условия в антициклоне определяются свойствами воздушной массы, из которой он образовался. В центральных частях антициклонов, в связи с нисходящими движениями воздуха, обычно малооблачно. Поэтому над сушей, в приземном воздухе, при большой его влажности и слабых ветрах в ночное время наблюдаются радиационные туманы. Над океанами в приводном слое радиационных туманов не бывает. При значительной влажности воздуха, под инверсией оседания собираются водяные пары и другие аэрозоли (над морем это в основном морская соль) и может образовываться сплошная слоистая или слоисто-кучевая облачность (St , Sc). Это характерно для стареющего антициклона в холодный период года.

На периферии антициклонов наблюдаются условия погоды, в общих чертах сходные с условиями погоды в примыкающих секторах соседних циклонов. Северная периферия антициклона граничит с теплым сектором циклона. Зимой здесь могут быть адвективные туманы или низкая слоистая (St), реже слоисто-кучевая (Sc) облачность, иногда наблюдается морось. Летом могут развиваться кучевые облака (Cu). Над сушей они бывают днем, а над водной поверхностью главным образом ночью, в часы наиболее неустойчивой стратификации.



Западная периферия антициклона примыкает к передней части циклона. Здесь могут наблюдаться первые признаки приближающегося теплого фронта — высокие перистые (Ci) и перисто-слоистые (Cs) облака, гало.

Если антициклон стационарирует (блокирующий антициклон), то на его западной периферии возрастают горизонтальные градиенты температуры и давления и возникают сильные ветры.

Южная окраина антициклона находится под влиянием теплого фронта циклона, находящегося южнее. Поэтому здесь наблюдаются облака верхнего, а часто и среднего яруса. Зимой из высоко-слоистых облаков (As) может выпадать снег. На границе антициклона и циклона происходит сжатие изобар, так как антициклон, передвигаясь с ведущим потоком к востоку, стремится приобрести юго-восточную составляющую. Циклон, передвигаясь также на восток, стремится приобрести северо-восточную составляющую. В результате образуются большие градиенты давления и сильные ветры.

Восточная периферия антициклона граничит с тыловой частью циклона. Здесь происходят затоки холодного воздуха, может быть неустойчивая стратификация, кучевые (Cu), кучево-дождевые (Cb) облака и ливневые внутримассовые непродолжительные осадки. Над океанами это чаще происходит в ночное время. Видимость в этой части антициклона в основном хорошая.

Циклон и антициклон являются во многом антиподами. Если с понятием «циклон» связано представление о пасмурной с осадками (плохой) погоде, то с понятием «антициклон» связано представление о малооблачной со слабыми ветрами или безветренной (хорошей) погоде. И это особенно справедливо для океанов.

Регенерация антициклонов

Регенерация антициклонов происходит при следующих условиях:

- 1) при слиянии малоподвижного старого антициклона с заключительным антициклоном серии (семейства) циклонов;
- 2) при развитии нового антициклона в отроге существующего.

Также как для циклонов, регенерация антициклонов происходит при возрастании горизонтальных градиентов температуры.



Оба процесса регенерации имеют много общего, поскольку, по существу, речь идет о развитии нового антициклона на фоне старого. Новый антициклон проходит все стадии развития.

Барические максимумы умеренных широт, смещаясь к юго-востоку в субтропики, поддерживают длительное существование повышенного давления в субтропиках.

Блокирующие антициклоны

Так называются обширные, высокие и малоподвижные антициклоны, нарушающие господствующий в умеренных широтах западный перенос на длительное время (от нескольких суток до нескольких недель). Блокирующие антициклоны возникают над относительно теплой для данного сезона года подстилающей поверхностью. В зимнее время они наиболее часто бывают в Норвежском море (Северный Ледовитый океан), а в северной части Тихого океана — у берегов Америки (рис. 2.56). В этих районах наиболее высокая температура воды, а температура воздуха выше среднеширотных значений на $20\text{--}24^\circ\text{C}$ в Норвежском море и на 12°C в Тихом океане. Даже в среднем за год здесь наблюдаются положительные аномалии температуры (рис. 2.57). Частота возникновения блокирующих антициклонов пропорциональна степени перегретости воздуха в данном районе. Соответственно в Норвежском море и на севере Атлантики они встречаются чаще, чем в Тихом океане. Они возникают над термически и барически однородной поверхностью. Здесь небольшие разности температур между высокими и низкими широтами в областях теплых океанических течений. Так, в январе разность температур воздуха на 40-й и 60-й параллелях нулевого меридиана составляет всего 5°C , в то время, как в центральных районах материков она достигает 30°C . Малоградиентное температурное поле создается на больших площадях, соизмеримых с размерами блокирующих антициклонов.

С блокирующими антициклонами связаны резкие аномалии погоды. На западной периферии такого антициклона возрастают горизонтальные градиенты температуры и давления, возникают сильные ветры. Циклоны огибают антициклон по часовой стрелке. Подвижные циклоны, их называют «ныряющими», начинают

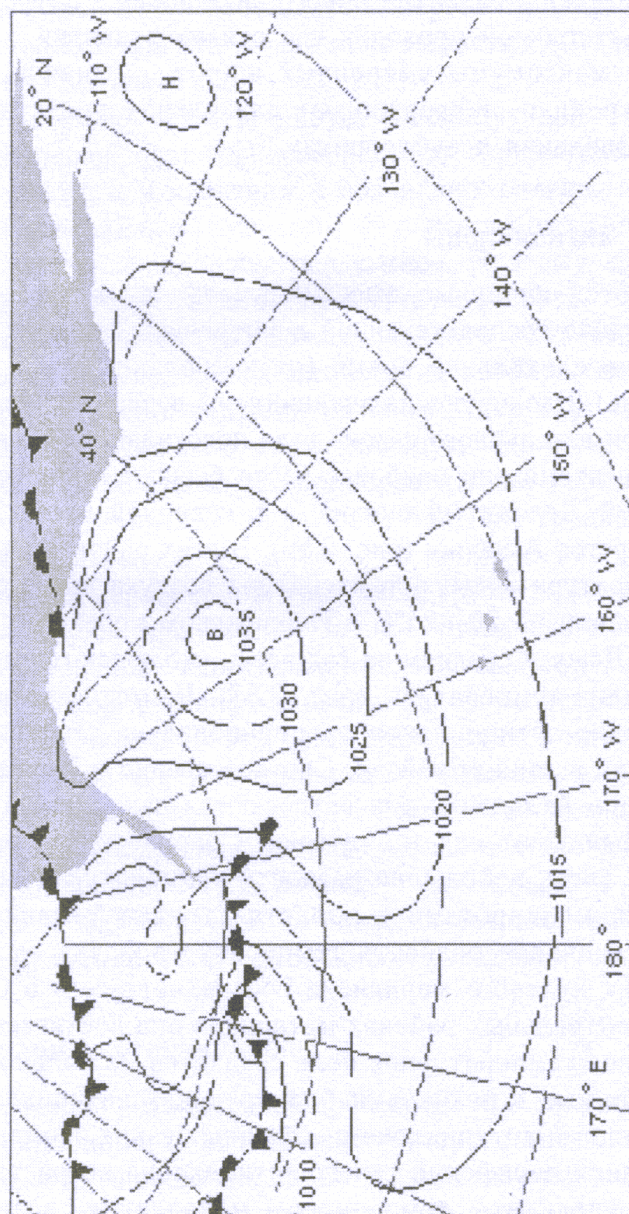


Рис 2.56. Блокирующий антициклон у берегов Северной Америки

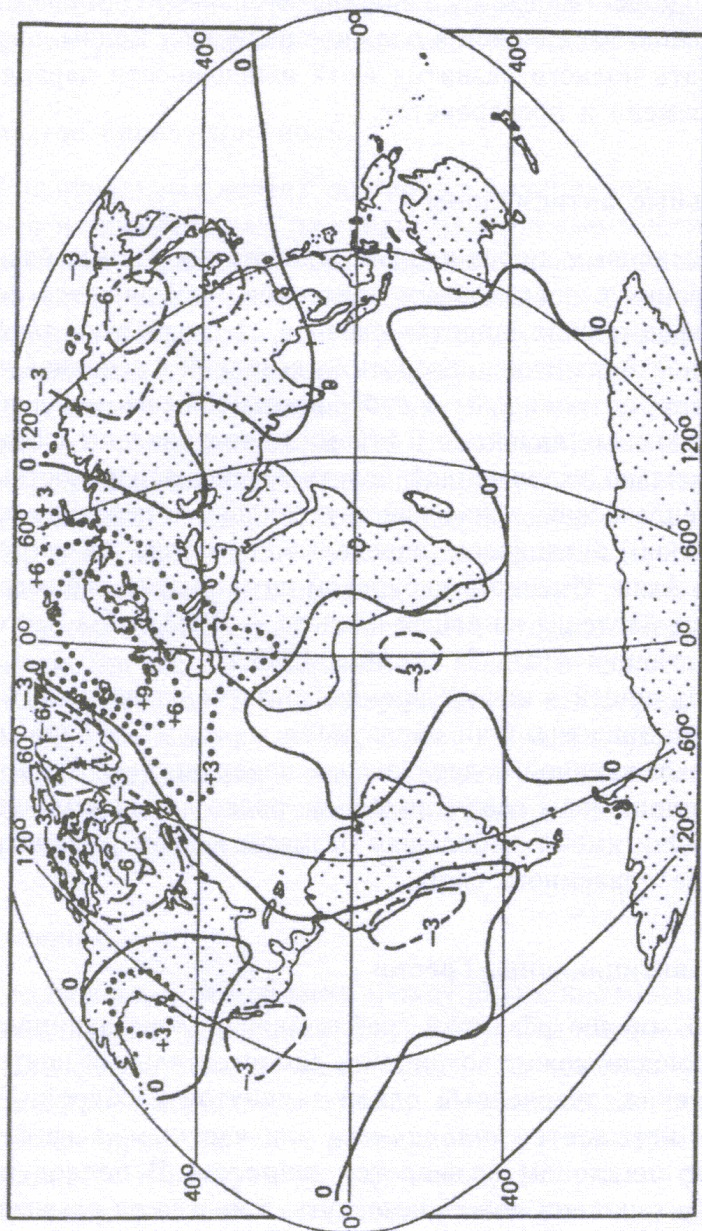


Рис. 2.57. Отклонения температур от среднегодовых значений для данной широты. Точками обозначены положительные, а пунктиром отрицательные отклонения



передвигаться вдоль меридианов. Размеры их сравнительно небольшие, а скорости перемещения значительные. Они создают в океане особенно изменчивое и сложное волнение. Волны не успевают получать полного развития из-за изменчивости параметров ветра во времени и пространстве.

Нефронтальные антициклоны

К нефронтальным антициклонам относятся огромные барические образования с повышенным давлением, находящиеся постоянно в субтропических широтах океанов. Это азорский антициклон в северной Атлантике, северотихоокеанский в северной части Тихого океана, антициклоны в субтропиках южного полушария.

Нефронтальными являются и огромные антициклоны, образующиеся над сильно охлажденной подстилающей поверхностью зимой. Это гренландский, канадский антициклоны и особенно азиатский (сибирский) антициклон, определяющий погоду на востоке и юго-востоке Азии. Именно в сибирском антициклоне наблюдалось максимальное давление на нашей планете — 1083,8 гПа (метеорологическая станция Агата 31 декабря 1968 г.).

Летом над сушей в ночное время иногда могут возникать термические антициклоны. Они образуются в размытых барических полях над охлажденной подстилающей поверхностью. Такие термические антициклоны очерчены одной, редко двумя замкнутыми изобарами. Они имеют небольшие размеры и днем разрушаются при прогреве приземного слоя.

Вторичные антициклоны. Гребни

Иногда в хорошо развитом гребне антициклона занимающем большие площади может возникнуть самостоятельный центр высокого давления, очерченный одной замкнутой изобарой. Такой антициклон называется *вторичным* или частным, а гребень с частным антициклоном называется *отрогом*. В последующем вторичный антициклон может исчезнуть, а иногда он развивается и становится со временем больше основного. В летнее время на юге Украины очень высокие температуры (до 40°C и выше) связаны



с отрогом азорского антициклона. В зимнее время на юге Украины могут быть иногда температуры до -40°C . Это также отрог, но уже холодного сибирского антициклона.

Размытое барическое поле

В центральных частях обширных антициклонов могут находиться и занимать там площади, измеряемые многими сотнями квадратных километров безградиентные или малоградиентные барические поля. Погоды там безоблачные и безветренные. Это характерно для огромных субтропических антициклонов. В северной Атлантике это азорский максимум, в котором получили историческую известность безветренные «конские широты». В Тихом океане это северотихоокеанский (гавайский) антициклон.

Малоградиентные барические поля могут наблюдаться и на перифериях антициклонов. В этих больших областях очень разреженных изобар могут иногда возникать небольшие циклоны или антициклоны, не получающие, как правило, дальнейшего развития. В размытом барическом поле над относительно теплым Черным морем в зимнее время может образоваться небольшая депрессия, очерченная одной изобарой. В ночное время летом над сушей в результате радиационного выхолаживания может возникать очерченный одной изобарой центр повышенного давления. Днем он исчезает.

Летом в малоградиентном барическом поле стоит жаркая погода, зимой — морозная.

Седловины

Седловины — это области между двумя циклонами и антициклонами, накрест лежащими (рис. 2.58). Седловина в поле давления аналогична рельефу местности, расположенному между двумя смежными вершинами хребта. Изобарические поверхности в седловине понижаются в направлениях к центрам циклонов и повышаются к центрам антициклонов, т.е. имеют форму седла. Барические градиенты в седловине обычно малы, ветры слабы, нередко туманы. Летом в седловине над океаном ясная погода. Над сушей в седловинах могут наблюдаться грозы.

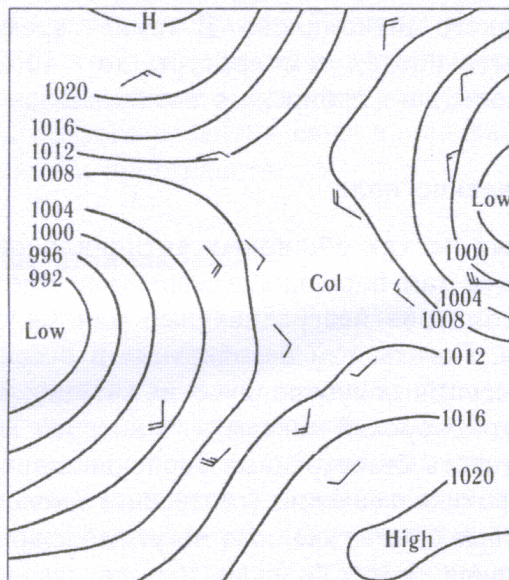


Рис. 2.58. Барическая седловина (Col)

▼ Заметки и дополнения

1. Антициклоны умеренных широт следуют за циклонами и создают краткие периоды ясной погоды между периодами дождей. Передвигаясь, с господствующим в этих широтах западным переносом, они стремятся несколько отклоняться к югу и, в результате, движутся к юго-востоку.

2. Антициклоны субтропических широт являются постоянными центрами действия атмосферы. Их можно найти на любой синоптической карте. В Атлантике это азорский антициклон, в Тихом океане — гавайский антициклон (он же северо-тихоокеанский или гонолульский). В южном полушарии в океанах есть аналогичные субтропические антициклоны.

3. В зимнее время в восточных частях океанов в умеренных широтах могут возникать малоподвижные блокирующие антициклоны. Они нарушают западный перенос, циклоны начинают передвигаться вдоль меридианов и создают штормовые погоды.



4. С обширными антициклонами связаны представления о малоградиентных барических полях, слабых ветрах, безоблачной, без осадков погоды. В летнее время на материках с антициклонами или их отрогами связаны наиболее жаркие стабильные погоды. В зимнее время на материках с антициклонами или их отрогами связаны наиболее жестокие морозы. Над океанами в обширных субтропических антициклонах всегда тихо, тепло, малооблачно и существенных различий между зимой и летом не наблюдается.

Вопросы и задания

1. Каковы размеры антициклона по сравнению с циклонами умеренных широт?
2. Чему равно нормальное давление на уровне моря и чему равно максимальное давление, которое наблюдалось в антициклоне?
3. Сравните плотность изобар в антициклонах и циклонах.
4. Какое барическое поле характерно для центров антициклонов?
5. Могут ли фронты проходить через центр антициклона?
6. Антициклоны — это области дивергенции или конвергенции?
7. Антициклоны — это области восходящих или нисходящих движений воздуха?
8. Какова циркуляция воздуха в антициклонах?
9. Скорости ветра большие в центре или на окраинах антициклона?
10. При одинаковой плотности изобар одинаковы ли скорости ветра в циклонах и антициклонах?
11. Что такое фронтальные антициклоны?
12. Что такое промежуточные антициклоны?
13. Что Вы знаете о заключительном антициклоне?
14. В какой части антициклона наблюдается адвекция тепла (холода)?
15. Для каких частей антициклона характерен рост давления?
16. Что Вы скажете о скорости перемещения антициклонов? Одинакова ли она на протяжении жизни антициклона?
17. Расскажите о стадиях развития антициклона.
18. Расскажите о погоде в разных частях антициклона. Где может быть наибольшая плотность изобар, и соответственно будут наибольшие скорости ветра?
19. Что такое блокирующие антициклоны и где они образуются?
20. Какие антициклоны относятся к фронтальным, а какие к нефронтальным?
21. Что такое отрог, в чем его отличие от гребня?
22. Почему фронты не могут проходить через ось гребня?



ЦИКЛОНИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ

ЦЕЛЬ ЛЕКЦИИ: Ввести понятие «циклоническая деятельность». Показать значение и роль циклонической деятельности в общей циркуляции атмосферы, изложить ее особенности по сезонам года в северном и южном полушариях.

В лекции обращается внимание на различия циклонической деятельности в разных частях океанов. Рассматриваются постоянные центры действия атмосферы — стационарные циклоны и антициклоны.

Ключевые слова: ведущий поток, ныряющие циклоны, общая циркуляция атмосферы, постоянные центры действия в субтропиках, равноденственные штормы, теплый сектор циклона, тыловая часть циклона, ультраполярные антициклоны, циклоническая деятельность.

Циклоническая деятельность и общая циркуляция атмосферы

Циклонической деятельностью называют процессы возникновения, развития и перемещения циклонов и антициклонов. Наиболее интенсивно циклоническая деятельность развита в умеренных широтах, где ее можно рассматривать как форму общей циркуляции атмосферы. Циклоны и антициклоны осуществляют обмен воздушными массами между высокими и низкими широтами. Избыток тепла, поступающий в тропические широты, огромными атмосферными вихрями, циклонами и антициклонами, переносится в другие широты. Большие массы теплого воздуха перемещаются в высокие широты в тыловой части антициклонов (см. рис. 2.55) и передней части циклонов. Холодный воздух в тылу



циклонов и в передней части антициклонов переносится в сторону низких широт. Это приводит к сглаживанию контрастов температур в высоких и низких широтах.

В зимнее время резкое перемешивание воздуха вызывают меридиональные вторжения циклонов и антициклонов. Это ультраполярные антициклоны, смещающиеся с северо-востока и «ныряющие» циклоны, перемещающиеся с севера, северо-запада на юг или юго-восток.

Тропические циклоны переносят огромное количество тепла из тропиков в сторону высоких широт.

Циклоны и антициклоны осуществляют, кроме того, перенос воздушных масс с запада на восток, передвигаясь в этом направлении с ведущим потоком.

Циклоническая деятельность по сезонам года

Циклоническая деятельность особенно развита в зимнее время, когда очень велики контрасты температур между тропическими и полярными широтами. Большие контрасты температур в это время и между материками и океанами. В атмосфере, как в саморегулирующейся системе, возникают вихри, приводящие к перемешиванию воздуха и уменьшению градиентов температуры. Атмосферные вихри, вращаясь, переносятся с запада на восток. Кроме тепла они переносят с океанов на континенты большое количество водяного пара, а соответственно — облака, осадки, туманы.

Циклоническая деятельность в Атлантике оказывает большое влияние на погодные условия Западной и Восточной Европы. Наибольшие осадки выпадают на западе Евразии. С продвижением на восток циклоны постепенно заполняются и исчезают. В результате в глубине огромного евразийского континента уже выпадает очень мало осадков и в умеренных широтах появляются пустыни: пустыня Каракумы, пустыня Кызылкумы и, далее к востоку, пустыня Гоби.

В теплое полугодие значительные площади в океанах заняты антициклонами, а значит там малооблачно и слабые ветры. В Атлантике на границе между исландской депрессией и азорским



максимумом рождается мощный западный ветер. Летом в высоких широтах бывает достаточно интенсивная циклоническая деятельность. Контрасты температур между океанами и сушей, высокими и низкими широтами, над холодными и теплыми океанскими течениями вызывают разность атмосферного давления, что приводит к усилению ветров. Циклоны быстро движутся к востоку, часты штормы. Циклоническая деятельность достигает наибольшего развития осенью, когда материки уже достаточно охлаждены, а океаны содержат наибольшие запасы тепла. Эти штормовые периоды называются бурями равноденствий, они обычны в конце февраля — начале марта и в сентябре — октябре.

Циклоническая деятельность в южном полушарии

В южном полушарии в умеренных широтах отмечается активная циклоническая деятельность. Глубокие циклоны перемещаются с запада на восток вокруг Антарктиды, обуславливая на климатических картах полосу относительно пониженного давления вдоль побережья. Циклоны южного полушария характерны более низким давлением (980—985 гПа), чем исландские или алеутские циклоны северного полушария. При той же интенсивности субтропических антициклонов это и определяет большие горизонтальные барические градиенты в южном полушарии. В отличие от циклонов северного полушария циклоны южного полушария не участвуют активно в переносе тепла из тропиков в высокие широты. Их роль в общей циркуляции атмосферы южного полушария заключается в создании больших барических градиентов. Между субтропическими антициклонами и зоной пониженного давления находится широкий пояс параллельных, расположенных вдоль широт, изобар (см. рис. 2.6, 2.7). Барические градиенты здесь очень велики. Это зона действия сильных западных ветров, которая препятствует воздухообмену между тропиками и Антарктикой.

Перемещение циклонов и антициклонов

Во внетропических широтах вся тропосфера состоит из чередующихся циклонов и антициклонов. В умеренных широтах



северного полушария, преобладающий западный перенос вблизи земной поверхности проявляется не в виде западных ветров, а в виде движения циклонов и антициклонов с запада на восток. Как уже указывалось, циклоны перемещаются в направлении падения давления, а антициклоны в направлении его роста. Падение давления наблюдается в передней части циклона перед теплым фронтом. Рост происходит в тылу циклона за холодным фронтом.

Передвигаясь на восток, циклоны отклоняются несколько к северу в северном полушарии, и к югу в южном полушарии, т.е. в сторону полюсов. Антициклоны, перемещаясь в основном на восток, отклоняются к субтропикам. Эффект различия в направлениях движения циклонов и антициклонов носит название сепарации, т.е. постепенного разделения циклонов и антициклонов при их движении в зональном потоке. Некоторые исследователи считают его одной из причин формирования планетарной области пониженного давления в умеренных широтах и повышенного давления в субтропиках.

В южном полушарии есть западные ветры в чистом виде в широкой полосе между субтропиками и зоной низкого давления перед Антарктидой.

В целом зональный характер распределения повторяемости циклонов и антициклонов лучше выражен над океанами, чем над континентами. Основные очаги повышенной повторяемости циклонов и антициклонов находятся преимущественно вблизи границ океанов и материков.

Циклоны, зародившиеся вблизи Ньюфаундленда, зимой передвигаются к Исландии и далее идут на Баренцево море. От берегов Северной Америки к району Исландии количество циклонов увеличивается, здесь циклоны образуются. На участке от Исландии до Баренцева моря происходит их заполнение. Тем не менее, часто эти циклоны проникают далеко вглубь материков.

Летом зона наибольшей повторяемости атлантических циклонов проходит через Лабрадор в район Исландии и далее на север Европы.

В южном полушарии депрессии обычно также движутся на восток.



Кроме преобладающего на планете зонального переноса, встречаются еще и меридиональные прорывы циклонов и антициклонов с севера и юга.

До начала окклюзии циклон движется примерно параллельно изобарам теплого сектора. В серии движущихся друг за другом циклонов каждый следующий циклон проходит южнее предыдущего в северном полушарии и севернее в южном полушарии, т. е. в более низких широтах.

В северном полушарии сопряженные циклоны, имеющие общие замкнутые изобары, двигаются относительно друг друга против часовой стрелки. Два сопряженных антициклона совершают движение относительно друг друга по часовой стрелке. При этом молодое барическое образование движется с большей скоростью.

Постоянные и сезонные центры действия атмосфер

Циклоны и антициклоны, стационарирующие в определенных географических районах, называются *постоянными центрами действия атмосферы*. Их можно в любой момент времени найти на синоптической карте. В северном полушарии это:

- исландский циклон (исландский минимум),
- азорский антициклон (азорский максимум),
- северотихоокеанский антициклон,
- гренландский антициклон.

Есть сезонные центры действия атмосфер, которые наблюдаются в зимнее или в летнее время:

- алеутский зимний циклон (алеутская депрессия),
- средиземноморский зимний циклон,
- азиатский зимний антициклон (сибирский антициклон),
- североамериканский зимний антициклон, (канадский антициклон)
- южноазиатский летний циклон,
- североамериканский летний циклон.

В южном полушарии выделяют следующие постоянные центры действия атмосферы:

- южноатлантический антициклон,



- южноиндийский антициклон,
- южнотихоокеанский антициклон,
- предантарктическая зона пониженного давления.

В южном полушарии есть, конечно, и сезонные центры действия атмосфер. Расположены они над сушей.

▼ Заметки и дополнения

1. Огромные атмосферные вихри, циклоны и антициклоны, перемешивают атмосферу и сглаживают температурные градиенты между низкими и высокими широтами. Они переносят тепло из тропиков в умеренные и полярные широты. Циклоническая деятельность в умеренных широтах является формой общей циркуляции атмосферы

2. Передвигаясь с запада на восток, циклоны и антициклоны переносят с океанов на материки, огромное количество водяного пара, формируя там облака, осадки, туманы. В зимнее время они приносят на европейский континент большое количество тепла из Атлантики. Зима в Западной Европе и Великобритании исключительно мягкая. Циклоны и антициклоны являются, тем самым, носителями погоды на планете.

3. Развитая циклоническая деятельность на нашей планете наблюдается в умеренных широтах. Особенно она интенсивна в зимнее время. Поскольку циклоническая деятельность связана с большими барическими градиентами и скоростями ветра, то в умеренных широтах Атлантики и Тихого океана в зимнее время погода преимущественно штормовая.

4. Ближе к тропикам, в областях обширных стационарирующих антициклонов, погодные условия от лета к зиме меняются незначительно. Ясное небо, небольшие ветры создают хорошие условия для плавания судов.

5. Следует помнить, что сезонные и постоянные центры действия атмосферы не есть нечто застывшее. Это антициклоны и циклоны со всеми, присущими им свойствами. Они зарождаются, развиваются и умирают. Происходит это за неделю. Отличие от других циклонов и антициклонов в том, что они образуются вновь и вновь почти в одном и том же месте. В результате в районе



Азорских островов всегда находится барический максимум и его можно обнаружить на любой синоптической карте. В Сибири зимой всегда высокое давление. У Гавайских островов всегда есть антициклон.

Вопросы и задания

1. Дайте формулировку циклонической деятельности.
2. На каких широтах наиболее развита циклоническая деятельность?
3. Роль циклонической деятельности в общей циркуляции атмосферы?
4. В какой период года наиболее развита циклоническая деятельность и почему?
5. Расскажите об особенностях циклонической деятельности в южном полушарии.
6. Расскажите куда, с какой скоростью и почему перемещаются фронтальные циклоны умеренных широт.
7. Что понимается под постоянными центрами действия атмосферы?
8. Перечислите постоянные центры действия в северном (южном) полушарии.
9. Назовите сезонные центры действия атмосферы в северном полушарии.
10. В тыловой или передней части циклона происходит перенос теплого воздуха в высокие широты?
11. Что такое «конские широты»?
12. Что такое «ревущие сороковые»?
13. Чем отличается циклоническая деятельность в северном полушарии от аналогичной в южном полушарии?
14. Как выглядит барическое поле в приводном слое южного полушария между субтропическим поясом высокого давления и зоной низкого давления у берегов Антарктиды?
15. Что приходит на смену сибирскому антициклону в летнее время?
16. Как изменяется температура и давление от зимы к лету на материках?
17. Как изменяется температура и давление от зимы к лету над океанами?
18. Где на нашей планете нет сезонных колебаний термобарических полей и полей других метеорологических величин? Объясните почему.
19. Где на нашей планете есть сезоны года, а где их нет? Почему?
20. Есть ли на нашей планете места, где не меняется продолжительность дня?
21. Какова закономерность в изменении продолжительности дня на планете?



ЛИТЕРАТУРА

Основная

1. Воробьев В. И. Синоптическая метеорология. — Л.: Гидрометеоиздат, 1991. — 616 с.
2. Дроздов О. А., Васильев В. А., Кобышева Н. В и др. Климатология — Л.: Гидрометеоиздат, 1989. — 568 с.
3. Зверев А. С. Синоптическая метеорология и основы предвычисления погоды — Л.: Гидрометеоиздат, 1968. — 775 с.
4. Матвеев Л. Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. — Л.: Гидрометеоиздат, 1984. — 751 с.
5. Школьный Є. П. Фізика атмосфери. — Одеса, 1997. — 700 с.

Дополнительная

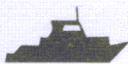
1. Арикайнен А. И. Во льдах Североамериканской Арктики. Этапы развития Северо-Западного морского пути. — Л.: Гидрометеоиздат, 1989. — 214 с.
2. Атмосфера. Справочник (справочные данные, модели). — Л.: Гидрометеоиздат, 1991. — 510 с.
3. Белов Н. Ф., Васильев В. А. Практикум по климатологии. — Л.: Гидрометеоиздат, 1990. — 204 с.
4. Беер В. Техническая метеорология. — Л.: Гидрометеоиздат, 1966. — 291 с.
5. Беттен Л. Погода в нашей жизни. — М.: Мир, 1985. — 224 с.
6. Богаткин О. Г., Тараканов Г. Г. Учебный авиационный метеорологический АТЛАС. Методические указания и приложения. — Л.: Гидрометеоиздат, 1990. — 256 с.
7. Бурман Э. А. Местные ветры. — Л.: Гидрометеоиздат, 1969. — 343 с.
8. Вайсберг Дж. Погода на Земле. Метеорология. — Л.: Гидрометеоиздат, 1980. — 248 с.
9. Васильев К. П. Что должен знать судоводитель о картах погоды и состоянии моря. — Л.: Гидрометеоиздат, 1980. — 231 с.



10. Винников С. Д., Проскуряков Б. В. Гидрофизика (физика вод суши). — Л.: Гидрометеиздат, 1988. — 248 с.
11. Галенин В. Г., Дугинов Б. А., Кривицкий С. В. и др. Ветер, волны и морские порты. — Л.: Гидрометеиздат, 1986. — 264 с.
12. Гарвей Дж. Атмосфера и океан. — М.: Прогресс, 1982. — 184 с.
13. Глотов Ю. Г., Семченко В. А. Популярная морская энциклопедия. М.: Транспорт, 1997. — 280 с.
14. Гончаренко С. У. Фізика атмосфери. — К.: Техніка, 1981. — 160 с.
15. Гордиенко А. И., Дремлюг В. В. Гидрометеорологическое обеспечение судоходства. — М.: Транспорт, 1989. — 240 с.
16. Динамическая метеорология. / Под ред. Д. Л. Лайхмана — Л.: Гидрометеиздат, 1976. — 608 с.
17. Дремлюг В. В., Шифрин Л. С. Навигационная гидрометеорология. — М.: Транспорт, 1978. — 304 с.
18. Дубровин Л. И., Преображенская М. А. О чем говорит карта Антарктики. — Л.: Гидрометеиздат, 1987. — 160 с.
19. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 9, ч. II. Гидрометеорологические наблюдения на судовых станциях, производимые штатными наблюдателями. — Л.: Гидрометеиздат, 1964. — 368 с.
20. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 9, Ч. 3. Гидрометеорологические наблюдения на судовых станциях, производимые штурманским составом на морских судах (наблюдения над погодой и состоянием моря). — Л.: Гидрометеиздат, 1964. — 368 с.
21. Облака и облачная атмосфера. / Под ред. И. П. Мазина, А. Х. Хргиана — Л.: Гидрометеиздат, 1989. — 647 с.
22. Оке Т. Р. Климаты пограничного слоя. — Л.: Гидрометеиздат, 1982. — 360 с.
23. Петрянов-Соколов И. С., Сутугин А. Г. Аэрозоли. — М.: Наука, 1980. — 144 с.
24. Практикум по синоптической метеорологии / Под ред. В. И. Воробьева. — Л.: Гидрометеиздат, 1983. — 288 с.
25. Приходько М. Г. Справочник инженера-синоптика. — Л.: Гидрометеиздат, 1986. — 328 с.



26. Риль Г. Климат и погода в тропиках. — Л.: Гидрометеиздат, 1984. — 605 с.
27. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Ч. 1. — Л.: Гидрометеиздат, 1986. — 700 с.
28. Савичев А. И. Синоптические методы анализа атмосферных процессов. — Л.: ЛГМИ, 1980. — 100 с.
29. Смит К. Основы прикладной метеорологии. — Л.: Гидрометеиздат, 1978. — 424 с.
30. Смородинский Я. Ф. Температура // Библиотечка «Квант». — Вып. 12. — М.: Наука, 1981. — 160 с.
31. Скорер Р. Аэрогидродинамика окружающей среды — М.: Мир, 1980. — 550 с.
32. Стехновский Д. И., Васильев К. П. Справочник по навигационной гидрометеорологии. — М.: Транспорт, 1976. — 166 с.
33. Стехновский Д. И., Зубков А. Е. Навигационная гидрометеорология. — М.: Транспорт, 1977. — 264 с.
34. Хаин А. П., Сутырин Г. Г. Тропические циклоны и их взаимодействие с океаном. — Л.: Гидрометеиздат. 1983. — 272 с.
35. Хромов С. П., Мамонтова Л. И. Метеорологический словарь — Л.: Гидрометеиздат., 1974. — 568 с.
36. Шлыгин И. А. Популярная гидрометеорология и судовождение. — М.: Транспорт, 1987. — 192 с.
37. Brown's nautical almanac daily tide tables for 2004. Brown, Son & Ferguson, LTD. 4-10 Darnley. Glasgow, G41 2SD.
38. Capt. H. Subramaniam. Marine meteorology. Nutshell series book 2. L.B.S. College of Advanced Maritime Studies & Research, Bombay. Vijaya publications 2 Chaitra, 550 Eleventh Road, Chembur, Bombay 400 071. 1995. 223.
39. Commander C. R. Burgess, R. N., F. R. Met. S. Meteorology for seafarers. Glasgow. Brown, Son & Ferguson LTD., Nautical Publishers 4-10 Darnley street. 1988. 137.
40. Dr. Joseph M. Bishop. A Mariner's Guide to Radiofacsimile Weather Charts. Alden Electronics, Washington Street, Westborough. MA 01581. 1988. 115.
41. El Nino and Climate Prediction. A publication of the University Corporation for Atmospheric Research pursuant to National Oceanic



and Atmospheric Administration Award No. NA27GPO2332-01. Reports to the Nation. 1994. 24.

42. Meteorology for Mariners. Met. 0.895. Meteorological office. London: HMSO, 1996. 275.

43. National Weather Service Observing Handbook No. 1. Marine Surface Weather Observations. U. S. Department of commerce National Oceanic and Atmospheric Administration.1999.

44. The marine observers Handbook. Met. 0.1016. Met office. London: The Stationery Office, 2001. 227.

45. The mariners' handbook. SD No 100 A. London: Published by the Hydrographic Department under the authority of the Lords Commissioners of the Admiralty. 1962. 115.

46. The mariner's handbook. NP 100. Seventh edition. Published by the Hydrographer of the navy. 1999. 235.



СЛОВАРЬ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ТЕРМИНОВ

— А —

АБСОЛЮТНО ЧЕРНОЕ ТЕЛО — тело, полностью поглощающее все падающее на него излучение.

АБСОЛЮТНАЯ ТЕМПЕРАТУРА — температура, отсчитанная от абсолютного нуля в кельвинах (К). Обозначается символом T .

АДВЕКЦИЯ — горизонтальный перенос воздуха. Говорят об адвекции воздушных масс, тепла, водяного пара, количества движения и т.д. Атмосферные явления называют адвективными, когда они связаны с горизонтальным переносом. Например, адвективный туман.

АДВЕКТИВНЫЙ ТУМАН — туман охлаждения, образовавшийся в результате адвекции теплого влажного воздуха на холодную подстилающую поверхность.

АДИАБАТИЧЕСКИЙ ПРОЦЕСС — процесс без теплообмена с окружающей средой. В атмосфере частицы воздуха поднимаются и опускаются практически адиабатически.

Синоним: адиабатный процесс.

АЛЬБЕДО — отражательная способность. Зависит от цвета поверхности (максимальна для белых поверхностей), для водной поверхности зависит от угла падения солнечных лучей, то есть от высоты Солнца. Чем высота Солнца меньше, тем альбедо больше.

АМПЛИТУДА — 1. Наибольшее отклонение от среднего в гармонических колебаниях; 2. Разность между максимальным и минимальным значениями метеорологических величин (суточные, годовые амплитуды).

АНАБАТИЧЕСКИЙ ВЕТЕР — восходящий ветер, направленный вверх по склону или по поверхности более плотного воздуха.

АНЕМОМЕТР — прибор для определения скорости ветра.

АНОМАЛЬНАЯ ЗОНА СЛЫШИМОСТИ — за нормальной зоной слышимости может быть зона молчания, а за ней **АЗС.**, которая обусловлена рефракцией звуковых лучей в атмосфере. Лучи идут вверх и отражаются от слоев инверсии.

АНТАРКТИКА — область земного шара за 60° ю.ш. (включает Антарктиду).

АНТИЦИКЛОГЕНЕЗ — процесс возникновения антициклона в атмосфере.



АНТРОПОГЕННЫЕ ПРИМЕСИ — выбросы промышленных предприятий и транспорта в атмосферу.

АРКТИКА — область земного шара за северным полярным кругом (66,5° с.ш.).

АТМОСФЕРНАЯ РЕФРАКЦИЯ — искривление (преломление) световых лучей в атмосфере выпуклостью в сторону меньшей плотности воздуха.

АЭРОЗОЛЬНОЕ РАССЕЯНИЕ — рассеяние солнечной радиации крупными частицами, в том числе каплями и кристаллами воды.

АТМОСФЕРНЫЕ АЭРОЗОЛИ — твердые жидкие частички, находящиеся в атмосфере во взвешенном состоянии: капли воды, ледяные кристаллы, пыль минерального и органического происхождения (в том числе бактерии), вулканический пепел, дым и т.п.

Синоним: атмосферные примеси.

АТМОСФЕРНЫЕ ОСАДКИ — вода в жидком или твердом состоянии, выпадающая из облаков (дождь, снег, град) или осаждающаяся непосредственно из воздуха (роса, иней).

АТМОСФЕРНЫЕ ПРИМЕСИ — см. **АТМОСФЕРНЫЕ АЭРОЗОЛИ**.

АТМОСФЕРНЫЕ ФРОНТЫ — см. **ФРОНТ**

— Б —

БАРИЧЕСКАЯ СТУПЕНЬ — высота, на которую надо переместиться, чтобы давление изменилось на 1 гПа. Это величина обратная барическому градиенту.

БАРИЧЕСКАЯ ТЕНДЕНЦИЯ — характер и величина изменения атмосферного давления за последние 3 часа перед сроком наблюдения.

Синоним: барометрическая тенденция.

БАРИЧЕСКИ ОДНОРОДНАЯ ПОВЕРХНОСТЬ — поверхность с одинаковым или почти одинаковым давлением, соответственно с очень малыми горизонтальными барическими градиентами

БАРИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ — крупномасштабные области повышенного или пониженного давления. В двумерном поле они выглядят как области замкнутых или незамкнутых изобар с повышенным или пониженным давлением в центре.

Синонимы: барические области, барические образования, формы барического рельефа.

БАРОМЕТР — прибор для измерения атмосферного давления.

БАРОГРАФ — прибор для непрерывной записи колебаний атмосферного давления. По показаниям барографа определяют барическую тенденцию.



БЛИЗЗАРД — порывистый ветер с выпадением снега зарядами при сильном морозе. Возникает он при прорывах холодного арктического воздуха на север Атлантики зимой и весной. Над открытыми участками моря развивается термическая неустойчивость, образуются кучево-дождевые облака.

Синоним: снежные заряды.

БЛОКИРУЮЩИЙ АНТИЦИКЛОН — высокий теплый антициклон, создающий блокирование.

БЛОКИРОВАНИЕ — синоптический процесс, состоящий в том, что высокий теплый и малоподвижный антициклон, развившийся на севере умеренных широт на длительное время (порядка недели, иногда нескольких недель) создает макромасштабное нарушение зонального переноса. Циклоны передвигаются вдоль меридианов. В низких широтах при этом давление пониженное.

БОРА — зимний обвал холодного воздуха с невысокого горного хребта в сторону моря. Это порывистый сток, падающий ветер, достигающий силы урагана, воздухопад, усиливающийся в сужениях рельефа. Наступает **Б.** стремительно, с резким похолоданием и шквалами. Наблюдается там, где горный хребет отделяет от моря холодный континентальный воздух. На наветренной стороне хребта развиваются восходящие движения, а на подветренной — начинается воздухопад.

БОРЕЙ — бог северного ветра в греческой мифологии (Аквилон в римской мифологии).

БРАВЫЕ ВЕСТЫ — преобладающие западные ветры в умеренных широтах Северной Атлантики.

Синоним: вестерлизы.

БРИЗ — несильный ветер (до 4 баллов по шкале Бофорта) на побережьях больших водоемов (днем с моря, ночью — с суши). Наиболее яркий он в тропических широтах. В умеренных широтах **Б.** хорошо выражен в теплую часть года при малооблачной погоде, когда контраст температур суша — вода наибольший (порядка 20°C).

— В —

ВЕДУЩИЙ ПОТОК — общий перенос воздуха в средней тропосфере. Подвижные циклоны и антициклоны перемещаются в направлении ведущего потока. В умеренных широтах это западный перенос.

ВЕРТИКАЛЬНЫЙ БАРИЧЕСКИЙ ГРАДИЕНТ — вертикальная составляющая барического градиента. Как и все вертикальные градиенты, рассчитывается на 100 м высоты.



ВЕРТИКАЛЬНЫЙ РАЗРЕЗ — графическое представление состояния атмосферы в вертикальной плоскости. По оси ординат — высота, по оси абсцисс — расстояние по горизонтали. Может рассматриваться вертикальное распределение температуры, давления, ветра и т.д. **ВР.** — результат пересечения трехмерного поля вертикальной плоскостью. Пересечение трехмерного барического поля (изобарических поверхностей) вертикальной плоскостью дает на **ВР.** изолинии равного давления (изобары).

ВЕСТЕРЛИЗЫ — см. **БРАВЫЕ ВЕСТЫ.**

ВЕТРОВАЯ ТЕНЬ — зона ослабленных ветров на подветренной стороне.

ВИДИМАЯ РАДИАЦИЯ — солнечная радиация в интервале длин волн от 0,4 (синий цвет) до 0,76 (красный цвет) мкм, воспринимаемая человеческим глазом. На этот участок спектра приходится около половины всей энергии, излучаемой Солнцем.

ВОДЯНОЙ СМЕРЧ — воронкообразный вихрь, поднимающийся с поверхности воды навстречу вихрю, опускающемуся из кучево-дождевого облака.

ВСЕМИРНАЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ (ВМО) — межправительственное специализированное учреждение Организации Объединенных Наций. **ВМО.** создано в 1873 г., до 1947 года называлось Международной метеорологической организацией. **ВМО.** занимается всеми вопросами гидрометеорологии, в частности, гидрометеорологическим обеспечением судоходства. Секретариат **ВМО.** находится в Женеве.

ВСЕМИРНАЯ СЛУЖБА ПОГОДЫ — созданная **ВМО.** международная система, состоящая из сети наблюдений, центров обработки и глобальной службы телесвязи быстрого обмена наблюдениями и обработанной информацией, научными исследованиями. Созданы мировые (Москва, Вашингтон, Мельбурн) и региональных центры сбора информации.

ВЫСОТНАЯ КАРТА — карта состояния атмосферы на какой-то высоте (см. **КАРТЫ БАРИЧЕСКОЙ ТОПОГРАФИИ**).

ВЫХОЛАЖИВАНИЕ — ночное понижение температуры вследствие излучения длинноволновой радиации.

Синоним: ночное выхолаживание, радиационное выхолаживание.

— Г —

ГЕОСТРОФИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ АТМОСФЕРЫ — теоретическая модель атмосферы с определенными упрощающими предположениями относительно ее свойств, а именно без учета силы трения и кривизны изобар.



ГЕОСТРОФИЧЕСКИЙ ВЕТЕР — равномерное прямолинейное горизонтальное движение воздуха в отсутствии силы трения. Это частный случай градиентного ветра.

ГЕТЕРОГЕННАЯ АТМОСФЕРА — атмосфера выше 100 км (с неоднородным химическим составом), в которой наблюдается гравитационное по массе разделение газов.

ГИДРОМЕТЕОРЫ — капли и кристаллы воды в атмосфере.

ГОМОГЕННАЯ АТМОСФЕРА — нижний 100 км слой воздуха с однородным химическим составом.

ГОРИЗОНТАЛЬНЫЙ БАРИЧЕСКИЙ ГРАДИЕНТ — горизонтальная составляющая барического градиента. Рассчитывается на 100 км расстояния.

ГОРНО-ДОЛИННЫЕ ВЕТРЫ — ветры, возникающие на горных склонах, днем — вверх по склонам, ночью — вниз.

ГЛОБАЛЬНАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ — см. **ОБЩАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ АТМОСФЕРЫ**.

ГЛУБИНА ЦИКЛОНА — величина давления в центре циклона. Об антициклонах говорят *мощность антициклона*.

ГРАДИЕНТ — изменение какой-либо величины на единицу расстояния. В метеорологии вертикальные градиенты метеорологических величин рассчитывают на 100 м высоты, а горизонтальные — на 100 км.

ГРАДИЕНТНЫЙ ВЕТЕР — теоретический случай горизонтального движения воздуха без трения в прямолинейных и криволинейных изобарах. При нулевой кривизне изобар это будет *геострофический ветер*. **ГВ.** является хорошим приближением к действительному ветру в *свободной атмосфере*.

ГРАДИЕНТНАЯ ЛИНЕЙКА — график, позволяющий получить скорость геострофического ветра в конкретном месте, зная широту места и расстояние между изобарами. На факсимильных картах **ГЛ.** называется **GEOSTROPHIC WIND SCALE**.

ГРЕБЕНЬ — область, вытянутых от центра антициклона, изобар с наибольшим давлением на горизонтальной оси.

Синонимы: гребень высокого давления, барический гребень.

— Д —

ДЕПРЕССИЯ — область пониженного атмосферного давления.

ДЕЯТЕЛЬНАЯ ПОВЕРХНОСТЬ — земная поверхность (почва, вода), на которую поступает сверху лучистая энергия и которая излучает в атмосферу длинноволновую радиацию, взаимодействуя с атмосферой в процессах обмена энергией, тепла, влаги и др.

Синоним: подстилающая поверхность.



ДИВЕРГЕНЦИЯ — расходимость воздушных течений.

ДИСПЕРСИЯ СВЕТА — разложение в спектр пучка белого света вследствие зависимости скорости света от длины волны.

ДИФРАКЦИЯ СВЕТА — свет, проходя мимо малых препятствий или сквозь узкие щели (капли, кристаллы), отклоняется от прямолинейного распространения и попадает в геометрическую тень. Это сопровождается *дисперсией* и *интерференцией*. Наблюдается на каплях и кристаллах.

ДЛИННОВОЛНОВАЯ РАДИАЦИЯ — электромагнитные волны длиннее 4 мкм.

ДЫМКА — слабое помутнение воздуха из-за наличия в нем гидрометеоров. Видимость от 1 до 10 км.

— 3 —

ЗАДЕРЖИВАЮЩИЙ СЛОЙ — атмосферный слой с устойчивой стратификацией (инверсия, изотермия), задерживающий распространение конвекции из нижележащих слоев вверх. Под ним могут скапливаться водяные пары, ядра конденсации и образовываться облака.

ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНЫЙ АНТИЦИКЛОН — самый большой из фронтальных антициклонов. Им заканчивается серия циклонов.

ЗАПАДНЫЕ ВЕТРЫ — ветры, господствующие в умеренных широтах обоих полушарий Земли, в зоне активной циклонической деятельности. В южном полушарии в открытом океане западные ветры господствуют в течение всего года. При средней скорости 7—13 м/с, они нередко достигают ураганной силы. Их устойчивость и частота позволила назвать эти широты ревущими сороковыми и воющими пятидесятыми. В Атлантике западные ветры называют *вестерлизами* или *бравыми ветрами*.

ЗАПАДНЫЙ ПЕРЕНОС — преобладает в тропосфере и стратосфере умеренных широт. В северном полушарии в зимнее время это зона интенсивной циклонической деятельности. Циклоны и антициклоны переносятся с запада на восток. Подвижные циклоны и антициклоны создают быструю смену ветров разных направлений. Преобладание здесь западных ветров выясняется лишь статистически.

— И —

ИЗЗАОБЛАЧНОЕ СИЯНИЕ — см. ЛУЧИ БУДДЫ.

ИЗОБАРИЧЕСКАЯ ПОВЕРХНОСТЬ — поверхность в трехмерном барическом поле, давление во все точках которой одинаково. Угол



наклона **ИП.** к плоскости горизонта составляет доли минуты, в пересечении с плоскостью горизонта дает изобары.

ИЗОЛИНИЯ — линия равных значений чего-либо. Например, изобара — линия равных давлений, изотерма — равных температур.

ИЗОТЕРМИЯ — постоянство температуры с высотой (см. **ИНВЕРСИЯ**).

ИНВЕРСИЯ — рост температуры с высотой. Это аномальное распределение температуры (в тропосфере нормальным будет падение температуры с высотой), которое, тем не менее, наблюдается в тропосфере очень часто и вызывается множеством разных факторов.

ИНСОЛЯЦИЯ — сумма *прямой* и *рассеянной радиации* за день, месяц, сезон. Зависит от высоты Солнца и потому имеет суточный, годовой ход и меняется с широтой места.

ИНТЕРФЕРЕНЦИЯ — сложение волн, при котором получается увеличение или уменьшение амплитуды результирующей волны в разных точках пространства

ИНФРАКРАСНАЯ РАДИАЦИЯ — электромагнитные волны длиннее 0,76 мкм.

ИОНОСФЕРА — атмосфера выше 80 км, характеризующаяся высокой концентрацией положительных молекулярных и атомных ионов и свободных электронов.

ИРИЗАЦИЯ ОБЛАКОВ — радужная окраска краев капельных облаков как результат дифракции и дисперсии. Края облаков состоят из мелких однородных капель малой плотности.

ИСТИННОЕ СОЛНЕЧНОЕ ВРЕМЯ — время, определяемое по движению истинного Солнца.

ИСТИННЫЙ ВЕТЕР — движение воздуха относительно земной поверхности, определяемое на судне как геометрическая разность кажущегося ветра и курсового ветра.

— К —

КАЖУЩИЙСЯ ВЕТЕР — ветер, измеряемый на борту движущегося судна.

КАРТА ИЗОБАР — карта распределения давления на уровне моря. Может быть синоптической, если она относится к определенному синоптическому сроку (00, 06, 12 и 18 СГВ) или климатологической, если она построена по многолетним данным.

КАРТА ПОГОДЫ — см. **СИНОПТИЧЕСКАЯ КАРТА**.

КАРТЫ БАРИЧЕСКОЙ ТОПОГРАФИИ — карты высот изобарических поверхностей над уровнем моря (абсолютной топографии) или над



нижележащей изобарической поверхностью (относительной топографии) в *геопотенциальных метрах*. Геопотенциальные метры незначительно отличаются от высоты в метрах и этими расхождениями можно пренебречь в морской практике при анализе карт погоды. См. **ВЫСОТНАЯ КАРТА**.

КАТАБАТИЧЕСКИЙ ВЕТЕР — холодный, плотный, падающий с перевалов и горных вершин, и любой другой нисходящий ветер.

Синонимы: падающий ветер, сток, стоковый ветер.

КВАЗИСТАТИЧЕСКИЙ ПРОЦЕСС — процесс, при котором внутреннее давление передвигающейся по вертикали частицы равно давлению окружающего воздуха на всех уровнях. В атмосфере вертикальные движения происходят квазистатически.

КОНВЕКТИВНАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ — развитие восходящих и нисходящих токов воздуха, образование облаков и осадков конвекции, гроз, шквалов, смерчей и т.д.

КОНВЕКЦИЯ — перенос теплоты потоками воздуха. Нагретый воздух под действием архимедовой силы перемещается относительно менее нагретого воздуха в направлении, противоположном направлению силы тяжести, т.е. по вертикали вверх.

КОНВЕРГЕНЦИЯ — отрицательная дивергенция, сходимость воздушных течений.

КОНДЕНСАЦИЯ — переход водяного пара в жидкое или твердое состояние. Сопровождается выделением большого количества энергии (скрытой теплоты парообразования и плавления). Когда температура воздуха достигает *точки росы*, начинается конденсация водяного пара, который превращается в росу, иней, туман, облака, дождь, снег, дождь со снегом или в град.

КОНСКИЕ ШИРОТЫ — штилевая область в Атлантическом океане между 30 и 35° с.ш. В XVII из-за штилей парусники задерживались в пути. Лошади умирали от голода и их выбрасывали за борт. С тех пор за этими широтами закрепилось такое название.

КОРОТКОВОЛНОВАЯ РАДИАЦИЯ — электромагнитные волны короче 4 мкм.

Синоним: короткие волны.

КУРСОВОЙ ВЕТЕР — ветер, вызванный движением судна. Курсовой ветер направлен навстречу судну, скорость его равна скорости движения судна.

— Л —

ЛЕГКИЙ ВЕТЕР — ветер в 2 балла по шкале *Бофорта*.



ЛЕДЯНОЙ ТУМАН — туман (видимость менее 1 км), связанный с наличием в воздухе ледяных кристаллов. Наблюдается при сильных морозах. Встречается, в частности, в заливе Святого Лаврентия.

ЛИВНЕВЫЕ ОСАДКИ — осадки в жидком или твердом виде из кучево-дождевых (*Cb*) облаков. Характерны внезапным началом и концом, небольшой продолжительностью выпадения, большой интенсивностью. Капли или хлопья снега зимой крупные. Такие осадки наблюдаются на холодных фронтах и в тыловой части циклона в холодном неустойчиво стратифицированном воздухе. Противопоставляются обложным и морозящим осадкам.

Синоним: ливень.

ЛИНИИ ТОКА — линии в поле ветра, касательные к которым в каждой точке совпадают по направлению с вектором скорости в этой точке в данный момент.

ЛОЖБИНА — вытянутая от центра циклона область пониженного давления с горизонтальной осью. Фронты проходят вдоль оси ложбин.

ЛУЧИ БУДДЫ — снопы солнечного света, в виде расходящихся лучей, проникающих сквозь разрывы в облаках, обычно кучевых. Солнце при этом не видно (находится за облаками). Утром и вечером может наблюдаться при Солнце под горизонтом.

Синоним: иззаоблачное сияние.

— М —

МАЛОГРАДИЕНТНОЕ (БЕЗГРАДИЕНТНОЕ) БАРИЧЕСКОЕ ПОЛЕ — барическое поле с очень редко проведенными изобарами так, что горизонтальные барические градиенты очень малы.

МГЛА — помутнение воздуха из-за пыли, дыма, гари и т.п.

МЕЗОМАСШТАБНЫЙ ПРОЦЕСС — процесс, имеющий линейные размеры от 10 км до 200 км.

МЕЗОСФЕРА — слой атмосферы, лежащий на высотах от 50 до 80—85 км.

МЕСТНЫЕ ВЕТРЫ — *мезомасштабные ветры.*

МЕТЕЛЬ — перенос снега с большой скоростью. Часто наблюдается перед теплым фронтом.

МИРОВАЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ СЕТЬ — метеорологические станции на всем земном шаре.

МИРОВЫЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ЦЕНТРЫ — Москва, Вашингтон, Мельбурн. В них стекается информация с Мировой метеорологической сети.



МИСТРАЛЬ — бороподобный северный ветер на юге Франции и Италии.

МОЛЕКУЛЯРНОЕ РАССЕЯНИЕ — рассеяние солнечной радиации мельчайшими частицами, молекулами и комплексами молекул.

Синоним: Релевское рассеяние.

МОРСКАЯ МИЛЯ — Международная морская миля равна 1852 м.

МУССОНЫ — сезонные ветры, полгода, дующие с суши на море, а вторую половину года — с моря на сушу. Муссоны являются крупными звеньями общей циркуляции атмосферы, наблюдаются на востоке и юго-востоке Азии и в некоторых других районах земли.

МОРЕ МРАКА — часть Атлантического океана у северо-западных берегов Африки, где выпадает пыль, вынесенная пассатными северо-восточными ветрами (харматаном) из Сахары.

Синонимы: темное море, туманный берег.

— Н —

НАВЕТРЕННАЯ СТОРОНА — сторона склона (острова), обращенного туда, откуда дует ветер.

НАПРАВЛЕНИЕ ВЕТРА — сторона горизонта откуда дует ветер. Например, северный ветер — ветер дующий с севера.

НАСЫЩЕННЫЙ ВОЗДУХ — воздух, в котором водяной пар находится в количестве максимально возможном при данной температуре.

НЕУСТОЙЧИВАЯ ВОЗДУШНАЯ МАССА — температура с высотой быстро падает (до уровня конденсации более чем на 1°С на 100 метров высоты, т. е. вертикальный градиент температуры выше сухадиабатического). В таком воздухе повышенная турбулентность, конвекция с образованием кучевых и кучево-дождевых облаков.

НОРМАЛЬНОЕ ДАВЛЕНИЕ — наиболее часто встречающееся давление на поверхности земли, оно составляет 1013 гПа или 760 мм рт. ст.

Синоним: стандартное давление.

НОЧНОЕ ВЫХОЛАЖИВАНИЕ — см. ВЫХОЛАЖИВАНИЕ.

НЫРЯЮЩИЕ ЦИКЛОНЫ — циклоны, перемещающиеся с севера или северо-запада на юг или юго-восток.

— О —

ОБЛАКА НЕУСТОЙЧИВОЙ СТРАТИФИКАЦИИ — облака, связанные с атмосферной конвекцией — кучевые (*Cu*) и кучево-дождевые (*Cb*).



ОБЛАКА УСТОЙЧИВОЙ СТРАТИФИКАЦИИ — облака, возникающие в устойчивых воздушных массах — слоистые (*St*), слоисто-кучевые (*Sc*) и высоко-кучевые (*Ac*).

ОБЛОЖНЫЕ ОСАДКИ — длительные, равномерной интенсивности осадки из слоисто-дождевых (*Ns*) и высоко-слоистых (*As*) облаков в виде дождя или снега. Одновременно выпадают на значительной площади перед теплым фронтом.

ОБЩАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ АТМОСФЕРЫ — система макромасштабных ведущих течений над земным шаром. Зональный перенос, муссонная циркуляция и циклоническая деятельность являются формами общей циркуляции атмосферы.

Синоним: глобальная циркуляция.

ОЗОНОСФЕРА — слой атмосферы между 20 и 50 км, отличающийся повышенной концентрацией озона.

ОККЛЮЗИЯ — слияние холодного фронта с теплым фронтом и вытеснение теплого воздуха холодным в верхние слои тропосферы, процесс перехода фронтального циклона из стадии молодого циклона с теплым сектором в последующую заключительную стадию — окклюдированного циклона.

ОККЛЮДИРОВАНИЕ ЦИКЛОНА — заключительная стадия развития циклона при слиянии холодного и теплого фронтов.

ОСЬ ГРЕБНЯ — линия максимального давления в гребне повышенного давления, место точек с максимальной кривизной изобар, линия расходимости ветра.

ОСЬ ЛОЖБИНЫ — линия минимального давления внутри ложбины, являющаяся линией максимальной кривизны изобар и сходимости ветра.

ОТРОГ — гребень антициклона с отдельным центром повышенного давления.

— П —

ПАРНИКОВЫЙ ЭФФЕКТ — поглощение длинноволнового излучения земли углекислым газом, водой, механическими частицами, находящимися в воздухе и увеличение вследствие этого встречного излучения атмосферы.

ПАССАТЫ — в тропиках (от 30° с.ш. до 30° ю.ш.) устойчивые ветры в сторону экватора с восточной составляющей. В северном полушарии — северо-восточные, в южном — юго-восточные.

ПОСТОЯННЫЕ ЦЕНТРЫ ДЕЙСТВИЯ В СУБТРОПИКАХ — антициклоны в тропическом воздухе с центром в субтропиках над океанами.

Синонимы: субтропический антициклон, субтропический максимум, динамический антициклон.



ПОДВЕТРЕННАЯ СТОРОНА — сторона склона (острова), обращенного, в сторону, противоположную той, откуда дует ветер. Там наблюдается ветровая тень.

ПОЛЕ ОСАДКОВ — пространственное распределение осадков, непосредственно связанное с пространственным распределением облаков (с полем облачности).

ПОГРАНИЧНЫЙ СЛОЙ АТМОСФЕРЫ (ПСА) — нижний, начинающийся от земной поверхности слой атмосферы (тропосферы), свойства которого определяются динамическими и термическими воздействиями этой поверхности. Толщина его в среднем около 1000 м. Скорость ветра в нем с высотой растет, приближаясь на верхней границе к градиентному ветру.

Синоним: слой трения.

ПРЯМАЯ РАДИАЦИЯ — коротковолновая радиация в виде параллельных лучей, идущих от диска Солнца.

— Р —

РАССЕЯННАЯ РАДИАЦИЯ — коротковолновая радиация, поступающая к поверхности Земли от всех точек небесного свода. Имеет самые разные направления. Образуется в атмосфере в результате рассеяния солнечной радиации в атмосфере.

РАВНОДЕНСТВЕННЫЙ ШТОРМ — сильный западный ветер у берегов Европы в периоды равноденствий. В низких широтах всегда тепло, в полярных — еще (уже) холодно. Обостряются контрасты температур между низкими и высокими широтами, соответственно — контрасты давления и возникает ветер, стремящийся сгладить контрасты.

РАДИАЦИОННОЕ ВЫХОЛАЖИВАНИЕ — см. **ВЫХОЛАЖИВАНИЕ**.

РАЗРУШЕНИЕ АНТИЦИКЛОНА — падение давления в его центре.

РЕВУЩИЕ СОРОКОВЫЕ — сороковые широты южного полушария, для которых характерны сильные западные ветры и штормы.

РЕГЕНЕРАЦИЯ АНТИЦИКЛОНА — резкое усиление антициклона уже начавшего ослабевать (возрастание давления в центре и пр.).

РЕГЕНЕРАЦИЯ ЦИКЛОНА — вторичное углубление циклона, уже начавшего заполняться.

— С —

СВОБОДНАЯ АТМОСФЕРА — атмосфера вдали от подстилающей поверхности земли и ее влияния. Обычно подразумевается атмосфера



выше *слоя трения* (выше 1—1,5 км). Сила трения здесь ничтожно мала и ею можно пренебречь при расчете градиентного ветра.

СГОННО-НАГОННЫЕ ВЕТРЫ — ветры, создающие колебания уровня воды у берегов. Колебания могут быть весьма сильными, ветровые волны могут достигать высоты 4 м и более.

СИНОПТИЧЕСКАЯ КАРТА — географическая карта, на которую нанесены результаты метеорологических наблюдений. На судах получают приземные карты погоды (*Surface analysis*) для района, в котором находится судно. На этих картах представлены изобары, фронты, а иногда скорости и направления ветра и другая информация. На судах можно получать карты прогноза, высотные карты, карты ветра, волнения и др.

Синоним: карты погоды.

СИЛА БАРИЧЕСКОГО ГРАДИЕНТА — это барический градиент, отнесенный к единице массы и, следовательно, имеющий размерность ускорения. В трехмерном пространстве **СБГ** направлена по нормали к изобарическим поверхностям. Раскладывается на вертикальную и горизонтальную составляющие. Вертикальная составляющая **СБГ** большая величина, направленная вверх. Как правило, она уравнивается силой тяжести. Горизонтальная составляющая на 4—5 порядков меньше вертикальной. **СБГ** является единственной силой, вызывающей движения воздуха, т.е. ветер.

СЛОЙ ТРЕНИЯ — см. **ПОГРАНИЧНЫЙ СЛОЙ АТМОСФЕРЫ**.

СМОГ — смесь тумана и дыма, результат интенсивного загрязнения воздуха в больших городах и промышленных районах. Ранее часто наблюдался в Лондоне (*Туманный Альбион*). Наблюдается при устойчивой стратификации атмосферы и слабом ветре.

СНЕЖНЫЕ ЗАРЯДЫ — см. **БЛИЗЗАРД**.

СТРАТИФИКАЦИЯ — распределение температуры с высотой.

СТРАТОСФЕРА — атмосферный слой между тропосферой и мезосферой. Положение нижней границы **С.** — тропопаузы — меняется в зависимости от широты, времени года и циклонической деятельности в тропосфере. *Озоносфера* находится в пределах стратосферы.

СУБТРОПИЧЕСКИЙ АНТИЦИКЛОН — антициклон в тропическом воздухе с центром в субтропиках над океанами (30-я параллель). Постоянно происходит его новообразование или обновление (регенерация) под влиянием вхождений антициклонов из высоких широт. В Атлантике это азорский антициклон, в Тихом океане — гавайский, аналогичные есть и над океаном в Южном полушарии.



ТЕПЛЫЙ СЕКТОР ЦИКЛОНА — часть циклона между теплым и холодным фронтами, обычно обращена в сторону низких широт, откуда приходит теплый воздух.

ТЫЛОВАЯ ЧАСТЬ ЦИКЛОНА — в умеренных широтах западная часть циклона, Здесь самое меньшее количество облаков, самая лучшая видимость, холодный ветер из высоких широт.

ТЕПЛОТА ИСПАРЕНИЯ (ПАРООБРАЗОВАНИЯ) — количество теплоты, которое необходимо сообщить веществу, чтобы перевести его из жидкого состояния в газообразное. Такое же количество теплоты выделяется при конденсации.

ТЕПЛОТА ПЛАВЛЕНИЯ — количество теплоты, которое необходимо сообщить веществу, чтобы перевести его из твердого (кристаллического) состояния в жидкое. То же количество теплоты выделяется при кристаллизации вещества.

ТЕРМИЧЕСКИ ОДНОРОДНАЯ ПОВЕРХНОСТЬ — поверхность с одинаковой или почти одинаковой температурой, соответственно с отсутствием или очень малыми горизонтальными температурными градиентами.

ТЕРМИЧЕСКИЙ АНТИЦИКЛОН — антициклон, возникший под непосредственным влиянием холодной подстилающей поверхности. Такой антициклон холодный, низкий и малоподвижный.

ТЕРМОСФЕРА — слой атмосферы над мезосферой с очень малой плотностью воздуха. Частицы воздуха (атомы, ионы) здесь могут разгоняться до огромных скоростей. Скорости адекватны кинетическим температурам в несколько тысяч кельвинов.

ТРОПОСФЕРА — нижняя часть атмосферы особенно подверженная воздействиям со стороны земной поверхности. В умеренных широтах это слой от поверхности земли до 10—11 км, в тропиках — до 16—19 км, в полярных районах — до 6—9 км. Нижние 1—2 км образуют *слой трения* или, иначе, *пограничный слой атмосферы (ЛСА)*. Атмосфера выше слоя трения называется *свободной атмосферой*.

ТУМАН — ухудшение видимости до 1 км и менее из-за наличия в воздухе гидрометеоров. Это облако, лежащее на поверхности земли.

ТУМАН ТРОПИЧЕСКОГО ВОЗДУХА — адвективный туман, характерный для морского тропического воздуха, движущегося в более высокие широты и проходящего при этом над все более холодной поверхностью воды. Наблюдается при больших скоростях ветра, часто бывает морозящим.



ТУРБУЛЕНТНОСТЬ — неупорядоченные, хаотические движения многочисленных вихрей разного размера. Движения воздуха в земной атмосфере турбулентные, что приводит к перемешиванию воздуха, переносу количества движения, тепла, водяного пара и всех других ингредиентов, рассеиванию звуковых и электромагнитных волн и созданию флуктуаций их амплитуд и фаз.

— у —

УЛЬТРАПОЛЯРНЫЕ АНТИЦИКЛОНЫ — антициклоны, которые вторгаются в умеренные широты с севера или с северо-востока.

УЛЬТРАФИОЛЕТОВАЯ СОЛНЕЧНАЯ РАДИАЦИЯ — участок спектра солнечной радиации с длинами волн менее 0,4 мкм.

УСТОЙЧИВАЯ ВОЗДУШНАЯ МАССА — в нижних слоях имеет малые вертикальные градиенты температуры (менее 1°C на 100 м). Характеризуется конденсацией в виде туманов, слоистых и слоисто-кучевых облаков с моросью. В ней подавляются вертикальные движения. Устойчивость увеличивается при изотермии и особенно при инверсии.

— Ф —

ФАЗОВЫЕ ПЕРЕХОДЫ ВОДЫ — переход воды из одной фазы в другую. Вода может находиться в газообразном, жидком и твердом состояниях (фазах). Переход из одной фазы в другую происходит скачком, при этом в единице массы выделяется или поглощается вполне определенное количество теплоты, называемое *теплотой испарения* (парообразования) и *теплотой плавления*.

ФАЗОВОЕ СОСТОЯНИЕ — состояние одного и того же вещества в твердом, жидком или газообразном виде. Четвертым состоянием вещества считают плазму.

ФАКСИМИЛЬНАЯ КАРТА — копия синоптической карты, переданная факсимильным способом.

ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ — синоним *метеорологии*.

ФЁН — теплый и сухой ветер, часто сильный, порывистый, дующий с гор в подветренные долины.

ФЛУКТУАЦИИ — случайные отклонения физических величин от их средних значений. Исследуются статистическими методами.

ФОТОХИМИЧЕСКИЙ СМОГ — загрязнение городского воздуха продуктами фотохимических реакций, возникающих в выбросах автомобильного



транспорта и химических предприятий под действием солнечных лучей. Образуются вещества более токсичные, чем исходные. Они вызывают раздражение дыхательных путей, глаз, обострение астматических заболеваний и др. В числе токсичных веществ образуется и озон. Город окутывается желто-синей дымкой. Видимость ухудшается.

ФРОНТ — переходная зона или поверхность раздела между двумя воздушными массами.

— X —

ХАРМАТАН — очень сухой и пыльный, жаркий, иссушающий северо-восточный пассат, дующий из Сахары. В ноябре — марте он распространяется до островов Зеленого мыса и в Гвинейский залив. Пыль, поднятая им, распространяется на значительную высоту и выносится в океан вплоть до берегов Америки.

— Ц —

ЦЕНТР ДЕЙСТВИЯ АТМОСФЕРЫ — область низкого или высокого давления на многолетней средней карте, являющаяся статистическим результатом преобладания в данном районе барических систем одного знака (циклонов или антициклонов) над барическими системами другого знака.

ЦИКЛОГЕНЕЗ — процесс возникновения и развития циклонов. В умеренных широтах наиболее часто это происходит на фронтальных разделах. Некоторые циклоны возникают над теплой подстилающей поверхностью (термические). В тропических циклонах решающую роль играет выделение огромных количеств тепла конденсации в восходящем воздухе.

ЦИКЛОНИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ — возникновение, эволюция и перемещение циклонов и антициклонов.

— Ш —

ШАМАЛ — устойчивый северо-западный ветер на побережьях Красного моря и Персидского залива. Поднимает сильные пыльные бури. Иногда достигает штормовой силы.

ШКАЛА БОФОРТА — шкала определения силы ветра по визуальной оценке состояния моря.

ШКВАЛ — резкое усиление ветра в течение короткого времени, сопровождающееся изменением его направления. Шквалы часто связаны



с кучево-дождевыми облаками, наблюдаются перед грозой. Известны еще орографические шквалы. Так, бора и фён сопровождаются шквалами.

ШТОРМ — ветер в 9 баллов по шкале Бофорта (24–25 м/с). Более сильный ветер обозначается как сильный шторм, жестокий шторм, ураган.

ШТОРМОВОЕ ПРЕДУПРЕЖДЕНИЕ — предупреждение о сильном ветре или волнении.

— Э —

ЭКЗОСФЕРА — самые дальние слои атмосферы. Плотность воздуха здесь чрезвычайно мала, длина среднего свободного пути частиц очень велика, скорости движения огромны. Это сфера рассеяния, сфера ускользания атмосферных частиц (атомов водорода) в мировое пространство.

— Ю —

ЮЖНЫЕ СУБТРОПИЧЕСКИЕ АНТИЦИКЛОНЫ — Южно-Атлантический с центром у о. Святой Елены, Южно-Индийский с центром у о. Маврикий и Южно-Тихоокеанский с у о. Пасхи антициклоны. Проявляются в течение всего года, но особенно зимой Южного полушария.

— Я —

ЯДРА КОНДЕНСАЦИИ — жидкие или твердые частички, взвешенные в воздухе, на которых начинается конденсация водяного пара и образование капель облаков и туманов. Над морем это морская соль. Благодаря ядрам конденсации есть туманы, облака, осадки.



ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

— А —

Аккумуляция солнечной энергии Мировым океаном 59

Альbedo 29, 33

Антициклоны

блокирующие 189

вторичные 192

нефронтальные 192

погода 187

регенерация 188

строение 184

Атмосферные явления 42, 46

гололед 42

гроза 42, 77, 80

иней 42, 68, 78

метель 42

обледенение 42, 113, 118, 125

пыльная буря 42

роса 42, 68, 78, 83

туман 42, 68, 75, 78, 83, 84, 85, 86, 87,

88, 111, 112, 116, 118, 127, 134

шквал 42

Аэрозоли 20, 21, 22, 23, 25, 187

— В —

Венцы 37

Вертикальные размеры атмосферы 11

Ветер

барический закон 154

в антициклоне 155

в приводном слое

направление 153

скорость 153

в циклоне 154

истинный 53

кажущийся 53

курсовой 53

направление(определение) 51, 56

визуальный метод 52

инструментальный метод 53

по факсимильным картам 52

причина возникновения 100

роза ветров 51

скорость 51

Видимость

мгла 34

определение 81

плохая 81

туман 82

Видимые волны 26

Водяной пар 20, 67, 68

фазовые состояния 68

Воздушные массы

градиенты метеорологических

величин 121

местные 127

морские 122

над океанами 124, 126, 128

общая характеристика 120

очаги формирования 121

трансформация 122

холодные 126

Вторичные циклоны 162

— Г —

Гало 37

Геострофический ветер 151

Гетерогенная атмосфера 18, 24

Гомогенная атмосфера 17, 24

Гравитационное разделение газов. 17

Град 77

Градиент

давления 148

определение 147, 148, 149

температуры 12

Градиент температуры в тропосфере 15

Градиентная линейка 153

Грозовые разряды 38

Гром 39



— Д —

Давление

- барическая ступень 44
- барометрическая (барическая)
- тенденция 46
- в тропиках 46
- градиенты
 - вертикальный 43
- единицы измерения 42
- изменение во времени 46
- изменение по горизонтали 45
- нормальное 43
- северная Атлантика 101
- сибирский антициклон 107
- суточный ход 46

Дивергенция 155

Дисперсия света 35, 37

Длинноволновая радиация 26, 29, 32

— И —

Излучение атмосферы 30

Изобарические поверхности 93, 99

Инверсии температуры 36, 60, 62, 90, 91, 124, 187

Инсоляция 27, 28, 33

Ионосфера 14

Ионы морских солей 23

Испарение 68

— К —

Карты 99

Климат (определение) 42

Конвекция

- динамическая 77

- термическая 77

Конвергенция 155

Конденсация 68

Коротковолновая радиация 26

— М —

Масса воздуха

- изменение с высотой 45

Мгла 23, 118

Мезосфера 14

Местные ветры

- бора 112, 113

- бризы 110

- в проливах 116

- горно-долинные 111

- ледниковые 112

- определение 110

- смерч 117

- стоковые 114

- у берегов 114

- фен 110, 118, 119

Метеорологическая величина 42

Молнии 39

Морские соли 22

— О —

Облака

- верхнего яруса 72, 73, 74

- во внутритропической зоне 77

- высота 78

- нижнего яруса 72, 75

- среднего яруса 72, 74

Общая циркуляция атмосферы

- ветры в полярных областях 106

- западные ветры 106

- муссонная циркуляция 107

- основная закономерность 109

- пассаты 106

Огни святого Эльма 39, 41

Озон 13, 18

Осадки

- внутримассовые 77

- ливневые 77

- локальные 77

- морсящие 75

— П —

Плотность воздуха 14

Плотные слои атмосферы 15

Поглощение солнечной энергии 27

Погода (определение) 42

Погода и безопасность плавания 10



Пограничный слой атмосферы (ПСА) 146, 151

Поле давления 93

Поля метеорологических величин. 93

Полярные сияния 39

Примеси в атмосфере 20

Проводка судов метеорологическими
офисами 5, 11

Проводка судов метеорологическими
офисами 5

Прямая солнечная радиация 27

— Р —

Радиационный баланс 30, 33, 112

Радуга 37

Размытое барическое поле 193

Рассеяние радиации в атмосфере 27

Рефракция солнечных лучей 35, 40

— С —

Свободная атмосфера 146, 151

Седловины 193

Силы, действующие в атмосфере 148, 157

Синоптические карты

барической топографии 95

высотные(барической топографии) 96

определение 94, 99

приземные 95

факсимильные 98

Скрытая теплопроводность 59, 68

Смерч 77

Солнце и солнечная радиация 26

Стратификация 14, 57, 61, 62, 71, 84, 85,
86, 117

Стратосфера 13, 15

Строение атмосферы 12

Суммарная радиация 28, 32

— Т —

Температура

вертикальный градиент температуры

в тропосфере 12, 60

влияние на перевозимый груз 58

влияние на экипаж 56

изотермия 60

инверсии 60

на судне 70

нагревание атмосферы 59

стратификация атмосферы 61, 62, 84
шкалы 58

Теплофизические характеристики воды 59

Термосфера 14

Тропосфера 12, 120

Туманы

география распределения туманов 87

испарения 85, 86

использование радара 89

определение 82

охлаждения 83

адвективные 84

радиационные 83

склонов 85

смешения 86, 87

— У —

Углекислый газ 19, 23

Удельная теплоемкость воды 59

Удельная теплота парообразования 68

Ультрафиолетовая радиация 13, 14, 15, 26

Условия плавания

в Атлантике 109, 201

в Тихом океане 109, 201

на севере Индийского океана 109

— Ф —

Фотохимический смог 18, 21

Фронтальные поверхности 131

Фронты

географическая классификация 122, 131

окклюзии 139

определение 130

теплые

поле облаков и осадков 133

размеры 132

угол наклона 131



холодные

быстро движущиеся 135, 137

медленно движущиеся 137

— X —

Характеристики влажности воздуха

абсолютная влажность 69

дефицит насыщения 69

массовая доля водяного пара 69

относительная влажность 23, 67, 69,

70, 82, 83, 122

парциальное давление 68, 69

точка росы 69

Химический состав Вселенной 19

— Ц —

Циклоническая деятельность

определение 196

Циклоны

атмосферные вихри 159

ложбины 192

нефронтальные 161, 163

вертикальной неустойчивости 163

термические 163

окклюдирование 177

погода 172

размеры 160

регенерация 181

серии 180

стадии развития 178

тропические 11, 46, 48, 146, 157,

158, 161, 163, 164

фронтальные 161

— Э —

Экзосфера 14

Электрические явления в атмосфере 38

— Я —

Ядра конденсации 22, 72

Иностранные термины

Fata morgana. 37

Здано у видавництво 16.01.2008. Підписано до друку 03.04.2008.
Формат 60×84/16. Папір офсетний. Гарнітура «Літературна».
Друк офсетний. Ум.-друк. арк. 13,48, кол. вкл. 0,46. Обл. вид. арк. 11,6.
Зам. № 0804-01. Тираж 1000 прим. Ціна вільна.

Видавництво ПП «Фенікс»
Свідоцтво ДК № 1044 від 17.09.2002 р.
65009, м. Одеса, вул. Зоопаркова, 25.
Тел.: 7777-591

Книгу віддруковано з готових діапозитивів: СПД Карпенков О. І.,
Свідоцтво про внесення до державного реєстру видавців,
виготовників і розповсюджувачів видавничої продукції
ОД №21 від 20.01.2003 р.

E-mail: odessaihp@breezein.net

Printed in Ukraine