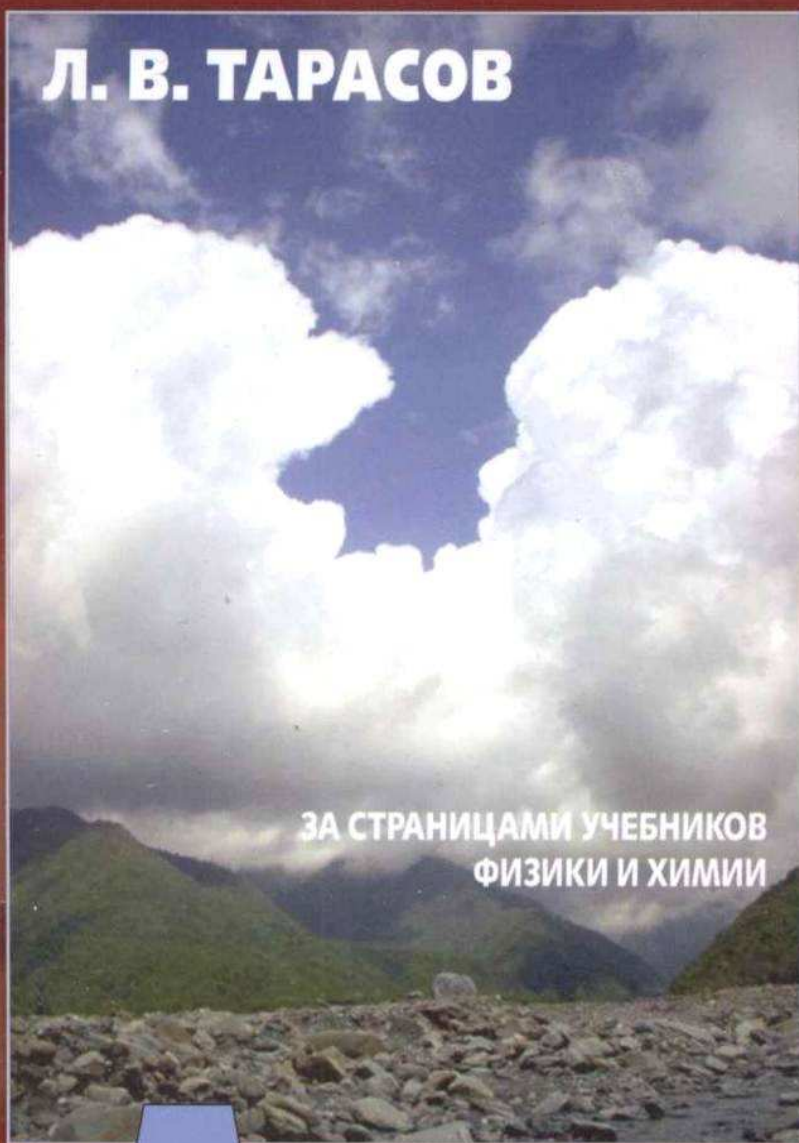


Л. В. ТАРАСОВ



ЗА СТРАНИЦАМИ УЧЕБНИКОВ
ФИЗИКИ И ХИМИИ

Атмосфера нашей планеты

ЗА СТРАНИЦАМИ УЧЕБНИКОВ ФИЗИКИ И ХИМИИ

Л. В. ТАРАСОВ

Атмосфера нашей планеты



МОСКВА
ФИЗМАТЛИТ®
2012

УДК 523.4-1/-852

ББК 26.23

Т 19

Тарасов Л. В. Атмосфера нашей планеты. — М.: ФИЗМАТЛИТ, 2012. - 420 с. - ISBN 978-5-9221-1316-8.

Книга идет под рубрикой «За страницами учебников физики и химии». На достаточно популярном уровне систематизированно рассмотрены физика и химия земной атмосферы, а также ее возникновение и эволюция от архея до нашего времени. Специальными главами представлены: циркуляция воздушных масс в атмосфере (глобальные и местные ветры, циклоны и антициклоны, тайфуны и смерчи), фазовые переходы в атмосфере (образование туманов и облаков и выпадение осадков), электричество в атмосфере (грозы, линейные и шаровые молнии). Отдельно рассмотрены оптические явления в атмосфере (зеленый луч, миражи, радуга, гало) и небесные сполохи в верхней атмосфере (взаимодействие солнечного ветра с магнитосферой Земли, магнитные бури, природа полярных сияний).

Может использоваться в качестве дополнительного учебного пособия в 10-11 классах с профильным обучением, а также для самообразования.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	9
Глава 1. Воздушная оболочка Земли	13
§ 1.1. Состав атмосферы вблизи земной поверхности.	13
1.1.1. Постоянные и переменные газы (13). 1.1.2. Процентная концентрация газа по объему и по массе (14). 1.1.3. Оксид водорода в атмосфере (17). 1.1.4. Круговорот оксида водорода в природе (22). 1.1.5. Аэрозольные частицы в атмосфере (25).	
§ 1.2. Локальные физические характеристики атмосферы	28
1.2.1. Атмосферный воздух как сплошная среда (гидродинамический подход) (28). 1.2.2. Давление как мера степени сжатия среды (29). 1.2.3. Атмосферное давление (30). 1.2.4. Оценка массы земной атмосферы (34). 1.2.5. Статистический характер давления и температуры (34).	
§ 1.3. Вертикальное строение атмосферы	36
1.3.1. Барометрическая формула (36). 1.3.2. Приведенная высота (38). 1.3.3. Гомосфера и гетеросфера (40). 1.3.4. «Слоеный пирог» земной атмосферы (43). 1.3.5. Нижние слои атмосферы (46). 1.3.6. Классификация облаков тропосферы (47).	
§ 1.4. Ионосфера	51
1.4.1. Ионизация атмосферы (51). 1.4.2. Определение ионосферы (53). 1.4.3. Строение ионосферы (55). 1.4.4. Основные физико-химические процессы в ионосфере (58). 1.4.5. Рост электронной концентрации при увеличении высоты от 100 км до 300 км (61).	
§ 1.5. Озон в атмосфере	61
1.5.1. Образование озона (61). 1.5.2. Распределение озона в атмосфере (63). 1.5.3. Две глобальные роли стратосферного озона (65). 1.5.4. Дополнительные процессы, способствующие разрушению озонового слоя (68).	

§ 1.6. Парниковый эффект и радиационное равновесие Земли . . .	69
1.6.1. Солнечная постоянная и спектр Солнца (69).	
1.6.2. Парниковый эффект (70).	
1.6.3. Радиационное равновесие Земли (73).	
Глава 2. Происхождение и эволюция земной атмосферы . . .	77
§ 2.1. Основные этапы эволюции земной атмосферы как аналоги современных атмосфер других небесных тел	77
2.1.1. Атмосфера Юпитера (78).	
2.1.2. Атмосфера Венеры (81).	
2.1.3. Атмосфера Титана (83).	
2.1.4. Основные этапы эволюции земной атмосферы (85).	
§ 2.2. От первичной атмосферы к углекислотной атмосфере.	87
2.2.1. Образование Солнечной системы (87).	
2.2.2. Первичная атмосфера Земли (90).	
2.2.3. Образование гидросферы (92).	
2.2.4. Процессы, формировавшие атмосферу в архее (96).	
2.2.5. Взлет и падение углекислого газа в атмосфере архея (98).	
§ 2.3. Зарождение и начало эволюции жизни	101
2.3.1. Фотосинтез (102).	
2.3.2. Возникновение жизни (путь от биомономеров к прокариотам — первым живым организмам) (105).	
2.3.3. Возникновение фотосинтеза (110).	
2.3.4. Появление одноклеточных эукариот (112).	
2.3.5. Многоклеточные эукариоты в протерозое (114).	
§ 2.4. От азотной атмосферы к азотно-кислородной.	116
2.4.1. Переломный момент в истории Земли (116).	
2.4.2. Азотная атмосфера протерозоя (119).	
2.4.3. Медленное накопление кислорода в атмосфере протерозоя (122).	
2.4.4. Углекислый газ и температура земной поверхности в фанерозое (126).	
2.4.5. Взлеты и падения содержания кислорода в атмосфере фанерозоя (131).	
2.4.6. Коэволюция атмосферы и жизни (136).	
§ 2.5. Биогеохимические циклы атмосферных газов.	139
2.5.1. Глобальный геологический цикл (139).	
2.5.2. Биогеохимические циклы диоксида углерода (142).	
2.5.3. Биогеохимические циклы кислорода (144).	
2.5.4. Главный биосферный цикл и сферы Земли (147).	
2.5.5. Биогеохимические циклы азота (149).	
2.5.6. Уникальность высокоразвитой жизни (151).	
Глава 3. Циркуляция воздушных масс в атмосфере	155
§ 3.1. Общие замечания	155
§ 3.2. Конвекция и ветер	156

3.2.1. Конвекция в атмосферном воздухе (156).	3.2.2. Характеристики ветра (157).	3.2.3. Линии тока (159).	3.2.4. Бризы (161).	3.2.5. Муссоны (163).	
§ 3.3. Общая циркуляция атмосферы.					164
3.3.1. Атмосферная циркуляция на невращающейся планете (164).	3.3.2. Учет вращения Земли: ячейки Хэдли и Феррела (166).	3.3.3. Учет вращения Земли: циркумполярные ветры, пассаты и антипассаты, западные ветры, полярные восточные ветры (168).	3.3.4. Сила Кориолиса на вращающейся Земле (171).	3.3.5. Пассаты, западные ветры и поверхностные течения океанов (173).	
§ 3.4. Циклоническая деятельность.					176
3.4.1. Циклон (176).	3.4.2. Антициклон (180).	3.4.3. Теплый и холодный атмосферные фронты (182).	3.4.4. Фронт окклюзии — место зарождения циклона (184).	3.4.5. Рельеф местности и горизонталы на топографической карте (185).	3.4.6. Барический рельеф и изобары на синоптической карте (186).
3.4.7. Синоптические карты для всей поверхности земного шара (190).					
§ 3.5. Тропические циклоны (тайфуны и ураганы).					191
3.5.1. Тропический циклон — грозное явление природы (191).	3.5.2. Строение и физика тропического циклона (196).	3.5.3. Внутри глаза тайфуна (200).	3.5.4. Зарождение и перемещения тропических циклонов (203).	3.5.5. Энергия тропического циклона (205).	
§ 3.6. Смерчи (тромбы, торнадо).					206
3.6.1. Внешний вид и основные характеристики смерчей (206).	3.6.2. Наблюдения смерчей и их последствий (208).	3.6.3. Развитие смерча и его строение (211).	3.6.4. Диалог с читателем: вопросы, оставшиеся за кадром (214).	3.6.5. Вертикальные вихри (216).	
Глава 4. Фазовые переходы в атмосфере					217
§ 4.1. Агрегатные состояния вещества и переходы между ними					217
§ 4.2. Первопричина фазовых переходов в атмосфере					222
4.2.1. Насыщенный водяной пар (222).	4.2.2. Зависимость упругости насыщения от температуры (кривая испарения). Точка росы (224).	4.2.3. Две принципиальные возможности нарушения равновесия в системе пар-вода (227).	4.2.4. Зависимость упругости насыщения от кривизны водной поверхности и концентрации солей в воде (228).	4.2.5. Кипение как особый процесс парообразования (229).	

§ 4.3. Туман	232
4.3.1. Характеристика тумана (232). 4.3.2. Разнообразие туманов (233). 4.3.3. Возникновение тумана. Туманы испарения и туманы охлаждения (235). 4.3.4. Цвет туманов (238).	
§ 4.4. Образование облаков и выпадение осадков	240
4.4.1. Такая изменчивая картина облачного неба (240). 4.4.2. Причины образования облаков (242). 4.4.3. Физика образования кучевого облака (245). 4.4.4. Микрофизика облаков (246). 4.4.5. Физика выпадения осадков из облаков (250). 4.4.6. Активные воздействия на облака и туманы (251).	
§ 4.5. Атмосферные осадки	253
4.5.1. Виды атмосферных осадков из облаков (253). 4.5.2. Снежинки в воздухе (254). 4.5.3. Снежинки на земле (256). 4.5.4. Град (258). 4.5.5. Наземные гидрометеоры (259).	
§ 4.6. Метели	261
4.6.1. Виды метелей (261). 4.6.2. Микроструктура низовых метелей (263). 4.6.3. Снежные волны (266). 4.6.4. Горные метели (267). 4.6.5. Пылевые бури и метели: сходство и различия (268).	
§ 4.7. Кислота в атмосферных осадках	270
4.7.1. Осадки с кислотностью природного происхождения (270). 4.7.2. Ионное произведение воды и водородный показатель рН (272). 4.7.3. Шкала значений водородного показателя рН (275). 4.7.4. Кислотные дожди как результат антропогенного загрязнения атмосферы (277). 4.7.5. Негативные воздействия кислотных дождей на окружающую среду (279).	
Глава 5. Электричество в атмосфере	283
§ 5.1. Атмосферное электричество	283
5.1.1. Электрическое поле и электропроводность атмосферы (283). 5.1.2. Электрический ток проводимости в атмосфере (286). 5.1.3. Как быстро могла бы разрядиться Земля в условиях повсеместной хорошей погоды? (288). 5.1.4. «Генераторы» атмосферного электричества (289).	
§ 5.2. Огни Святого Эльма — коронный разряд в атмосфере . . .	291
5.2.1. Наблюдения огней Святого Эльма (291). 5.2.2. Возбуждение и ионизация атомов (молекул) электронным ударом (293). 5.2.3. Физика коронного разряда (296). 5.2.4. Огонь Святого Эльма в счетчике Гейгера–Мюллера (298).	

§ 5.3. Грозное облако	299
5.3.1. Рождение, развитие и разрушение грозного облака (299). 5.3.2. Восходящие и нисходящие воздушные потоки в грозном облаке (301). 5.3.3. Объяснение динамики воздушных потоков в грозном облаке (303). 5.3.4. Электризация грозного облака (305).	
§ 5.4. Линейная молния — искровой разряд в атмосфере.	309
5.4.1. Эволюция представлений о природе молнии (309). 5.4.2. Три вида линейных молний (310). 5.4.3. «Паспортные данные» линейной молнии (313). 5.4.4. Физика процессов, происходящих при возникновении нисходящей линейной молнии (314). 5.4.5. Роль космических лучей в образовании молний (317). 5.4.6. Гром (318).	
§ 5.5. Шаровая молния	319
5.5.1. Наблюдения шаровой молнии (319). 5.5.2. Внешний вид шаровой молнии (320). 5.5.3. Поведение шаровой молнии (321). 5.5.4. Энергия, содержащаяся в шаровой молнии (323). 5.5.5. Как возникает шаровая молния и как часто это происходит? (324). 5.5.6. О природе шаровой молнии (327).	
Глава 6. Оптические явления в атмосфере.	334
§ 6.1. Рассеяние и рефракция света в атмосфере.	334
6.1.1. Голубой цвет неба, красный цвет заходящего солнца и опыт Тиндаля (334). 6.1.2. Рассеяние света в атмосфере (335). 6.1.3. Рефракция света в атмосфере (337). 6.1.4. Небольшой исторический экскурс (339).	
§ 6.2. Солнечные закаты.	341
6.2.1. Удивительное в солнечных закатах (341). 6.2.2. Объяснение сплюснутости заходящего солнечного диска (343). 6.2.3. Объяснение возникновения зеленого луча (344). 6.2.4. Объяснение появления «слепой полосы» (346). 6.2.5. Кажущееся увеличение размеров заходящего солнца (350).	
§ 6.3. Миражи	351
6.3.1. Разнообразие миражей (351). 6.3.2. Световой луч в оптически неоднородной среде (355). 6.3.3. Радиус кривизны светового луча (359). 6.3.4. Объяснение нижнего (озерного) миража (360). 6.3.5. Объяснение простых верхних миражей (361). 6.3.6. Объяснение двойных и тройных миражей (362). 6.3.7. О миражах сверхдальнего видения (365).	

§ 6.4. Радуга	366
6.4.1. Радуга в поверьях и легендах (366). 6.4.2. Портрет радуги (367). 6.4.3. Условия наблюдения радуги (368). 6.4.4. Ход монохроматического светового луча в капле дождя (370). 6.4.5. Вид основной радуги в монохроматическом свете (373). 6.4.6. Вид дополнительной радуги в монохроматическом свете (375). 6.4.7. Чередование цветов в основной и дополнительной радугах (376). 6.4.8. Влияние размеров капель дождя на вид радуги (379).	
§ 6.5. Гало	380
6.5.1. Наблюдения гало (380). 6.5.2. Структура гало в общем случае (383). 6.5.3. Общие замечания о физике гало (384). 6.5.4. Наименьший угол отклонения светового луча в призме (385). 6.5.5. Объяснение возникновения малого гало (388). 6.5.6. Объяснение возникновения большого гало (389). 6.5.7. Горизонтальный (паргелический) круг, столбы и кресты (389). 6.5.8. Ложные солнца (луны) (390).	
Глава 7. Небесные сполохи в верхней атмосфере.	393
§ 7.1. Солнечный ветер и магнитосфера Земли	393
7.1.1. Солнечный ветер (393). 7.1.2. Магнитосфера Земли (394). 7.1.3. Сила Лоренца (397). 7.1.4. Движение заряженной частицы в однородном магнитном поле (397). 7.1.5. Движение электрона в геомагнитном поле (401).	
§ 7.2. Наблюдения небесных сполохов (полярных сияний)	404
7.2.1. Формы полярных сияний (404). 7.2.2. Где и когда наблюдаются полярные сияния (405). 7.2.3. Магнитные бури (407).	
§ 7.3. Природа полярных сияний	409
7.3.1. Эволюция представлений о природе полярных сияний (409). 7.3.2. Полярное сияние как люминесцентное свечение в верхней атмосфере (411). 7.3.3. Люминесценция (412). 7.3.4. Возникновение электронных полярных сияний (414). 7.3.5. Возникновение протонных полярных сияний (416).	

Предисловие

Эта книга посвящена физике и химии земной атмосферы. Предполагается, что читатель знаком со школьными учебниками физики и химии. Теперь ему предлагается выйти за страницы этих учебников и встретиться с окружающей нас природой, бесконечно богатой в своем многообразии. В данной книге обращение к физике и химии природных явлений будет связано с рассмотрением земной атмосферы — этой удивительной воздушной оболочки нашей планеты, играющей важную роль практически во всех процессах, которые происходят на Земле.

Можно сказать, что предлагаемая читателю книга является в определенном смысле *вторжением* научных представлений в мир природы, величие и красоту которого мы привыкли воспринимать в художественных образах. С давних времен выражались сомнения как в *целесообразности*, так и в *самой возможности* подобного вторжения. Эти сомнения высказывал, например, Гете. Полагая, что Ньютон своими научными экспериментами исказил истинную сущность природного света, он остерегал желающих подвергать природные явления научному анализу:

Во всем подслушать жизнь стремясь,
Спешат явления обездушить,
Забыв, что если в них нарушить
Одушевляющую связь,
То больше нечего и слушать.

Эти строки взяты из гетевского «Фауста». Там же мы находим сомнение в плодотворности научного анализа природы, вложенное в уста главного героя:

Не смейтесь надо мной деленьем шкал,
Естествоиспытателя приборы!
Я, как ключи к замку, вас подбирал,
Но у природы крепкие затворы.

То, что она желает скрыть в тени
Таинственного своего покрова,
Не выманить винтами шестерни,
Ни силами орудья никакого.

Ох, уж эти «крепкие затворы»! Они могут заставить усомниться в самой возможности научного познания ее тайн. Вспомним у И. С. Тургенева:

В моей душе тревожное волненье:
Напрасно вопрошал природу взором я;
Она молчит в глубоком усыпленьи —
И грустно стало мне, что ни одно творенье
Не в силах знать о тайнах бытия.

А известный русский поэт XIX в. В. Г. Бенедиктов прямо высказывался против научного познания природы, грозящего разрушить ее красоту:

Повсюду прелести, везде живые краски.
Для всех природы длань исполнена даров.
Зачем же, к красоте бесчувственно суров,
Ты ищешь тайн ее и жаждешь их огласки?
Любуйся дивною, пей девственные ласки,
Но целомудренно храни ее покров!
Смирись пред ней! Не рви таинственных узлов
И не срывай с нее застенчивой повязки.

Знакомясь со школьными учебниками физики и химии, трудно избавиться от мысли, что их авторы, следуя установленным кем-то канонам, тоже исповедуют нецелесообразность, ненужность научного анализа природных явлений. Ну что ж, попробуем выйти за страницы школьных учебников, избрав предметом обсуждения атмосферу нашей планеты.

Автор постарается показать, что вторжение физики и химии в мир природных явлений (в данном случае атмосферных явлений) не только *не разрушает* сложившихся у нас художественных образов, но, напротив, *обогащает* их. В чем состоит это обогащение? В том, что в дополнение к ответам на вопрос

«Как происходит природное явление?» появляются ответы на вопрос «Почему оно так происходит?» Если вам нравится наблюдать какое-либо природное явление (радугу, мираж, полярное сияние, молнию, образование облаков), то, наверное, еще больше понравится понимание того, почему происходит это явление. Ощущение красоты от *созерцания* обогатится ощущением красоты от *понимания*. Желание *постичь причины* всегда было, есть и будет движущей силой, заставляющей человека познавать окружающий его мир.

Но дело не только в этом. Постижение причин весьма важно и потому, что *избавляет нас от суеверий*. Эту мысль высказал еще две тысячи лет назад Лукреций Кар в поэме «О природе вещей»:

Оттого только страх всех смертных объемлет, что много
Видят явлений они на земле и на небе нередко,
Коих причин никак усмотреть и понять не умеют,
И полагают, что все это божьим веленьем творится.

Кроме того, постижение причин ориентирует сознание на проблему *сбережения природы*. Лишь поняв *происхождение* природного явления, можно по-настоящему озаботиться его *сохранением*. Лишь постижение причин может привести к заинтересованному диалогу между нами и природой. Лишь тогда окажется внутренне близким нам крик души поэта Л. Н. Мартынова:

Слышу я Природы голос,
Порывающийся крикнуть,
Как и с кем она боролась,
Чтоб из хаоса возникнуть,
Может быть, и не во имя
Обязательно нас с вами,
Но чтоб стали мы живыми,
Мыслящими существами.
И твердит Природы голос:
В вашей власти, в вашей власти,
Чтобы все не расколось
На бессмысленные части!

Вряд ли сегодня кто-то будет всерьез настаивать на нецелесообразности, а тем более вредности научного анализа природных явлений. Однако насколько успешным может быть научное вторжение в мир природы? Действительно ли у природы «крепкие

затворы»? Автор постарается убедить читателя в том, что эти «затворы» не столь крепки, как думалось гетевскому доктору Фаусту.

Используя известные школьникам физические и химические понятия, представления, законы и несколько углубляя их, попробуем мысленно увидеть земную атмосферу на всех ее этажах (гл. 1); понять, как возникла и как эволюционировала земная атмосфера от архея до нашего времени (гл. 2); рассмотреть, как происходит циркуляция воздушных масс в атмосфере, выражающаяся в глобальных и местных ветрах, циклонах и антициклонах, тайфунах и смерчах (гл. 3); обсудить фазовые переходы в атмосфере, приводящие к образованию туманов и облаков, к выпадению атмосферных осадков (гл. 4); познакомиться с атмосферным электричеством и его проявлениями в виде огней Святого Эльма, линейных и шаровых молний (гл. 5); рассмотреть происхождение различных оптических явлений в атмосфере — таких, в частности, как миражи, радуга, гало (гл. 6); обсудить физику происходящих в верхней атмосфере полярных сияний (гл. 7).

Широк круг атмосферных природных явлений, физика и химия которых рассмотрена в данной книге. Автор надеется, что в результате такого рассмотрения не только станет более понятной и интересной читателю картина атмосферных явлений, но также расширятся его физические и химические представления, и, возможно, физика и химия станут для него более близкими и привлекательными.

В работе Альберта Эйнштейна «Физика и реальность» есть такое откровение: «Мы можем сказать, что вечная загадка мира — это его познаваемость... Сам факт этой познаваемости представляется чудом». Может быть, с этим согласится и наш читатель, после того как перевернет последнюю страницу книги.

В заключение автор выражает благодарность Татьяне Борисовне Тарасовой за обсуждение рукописи в процессе ее написания и помощь в подготовке к изданию.

Глава 1

ВОЗДУШНАЯ ОБОЛОЧКА ЗЕМЛИ

Земной шар окружен *атмосферой* — воздушной оболочкой, вращающейся вместе с ним как единое целое.

§ 1.1. Состав атмосферы вблизи земной поверхности

1.1.1. Постоянные и переменные газы. Мы живем на дне воздушного океана, представляющего собой смесь главным образом двух газов. На четыре пятых эта смесь состоит из *азота*, а на одну пятую — из *кислорода*. Можно сказать, что Земля имеет азотную атмосферу, в которую добавлен кислород. Кислород химически достаточно активен; зато азот отличается инертностью, благодаря чему оба газа хорошо уживаются вместе, образуя вполне устойчивую в химическом отношении смесь.

Говоря более строго, земная атмосфера состоит из трех газов — *азота* N_2 , *кислорода* O_2 , *аргона* Ar . Относительная объемная концентрация этих газов в сухом воздухе составляет соответственно 78,08 %, 20,95 %, 0,93 %. Оставшиеся 0,04 % приходятся на другие газы, из которых наибольшую концентрацию (в среднем 0,03 %) имеет *диоксид углерода* CO_2 , называемый также *углекислым газом*.

Процентное содержание в атмосфере азота, кислорода и аргона не изменяется в пределах высот примерно до 100 км; поэтому данные газы относят к категории *постоянных газов*. А вот содержание углекислого газа изменяется во времени и в разных точках земной поверхности; поэтому углекислый газ относят к категории *переменных газов*.

Укажем относительную объемную концентрацию ряда других постоянных газов, содержащихся в земной атмосфере в весьма малых количествах:

неон Ne — 0,00182 %,
гелий He — 0,00052 %,
метан CH_4 — 0,00015 %,
криптон Kr — 0,00011 %,

водород H_2 — 0,00005 %,
 полуоксид азота N_2O , или «веселящий газ», — 0,00005 %,
 ксенон Xe — 0,00001 %.

Из переменных газов отметим наличие в атмосфере Земли, кроме углекислого газа, также

оксида углерода CO , или угарного газа — до 0,01 %,
 диоксида серы SO_2 — 0,0001 %,
 диоксида азота NO_2 — 0,00002 %,
 озона O_3 — 0,00001 %.

Подчеркнем, что все приведенные количественные данные относятся к *сухому* воздуху, т. е. к гипотетическому воздуху, в котором полностью отсутствует водяной пар (нет молекул H_2O). О содержании H_2O в реальной земной атмосфере поговорим отдельно в п. 1.1.3.

1.1.2. Процентная концентрация газа по объему и по массе. Что такое *относительная объемная концентрация* газа или, иначе, *процентная концентрация по объему*? Будем считать, что сухой атмосферный воздух состоит лишь из трех газов — азота, кислорода, аргона. Выделим мысленно некоторый объем V такого воздуха. Предположим, что в этом объеме находятся n_1 молекул азота, n_2 — кислорода, n_3 — аргона. Обозначим n полное число молекул в данном объеме: $n = n_1 + n_2 + n_3$. На каждую молекулу приходится объем V/n ; следовательно, на n_1 молекул азота приходится объем $V_1 = n_1 \cdot V/n$ на n_2 молекул кислорода — объем $V_2 = n_2 \cdot V/n$, на n_3 молекул аргона — объем $V_3 = n_3 \cdot V/n$. Процентная концентрация того или иного газа по объему (обозначим ее ξ)

$$\xi_i = V_i/V \cdot 100 = n_i/n \cdot 100. \quad (1.1)$$

Здесь $i = 1$ для азота, $i = 2$ для кислорода, $i = 3$ для аргона.

Если говорят, что для рассматриваемых газов относительные объемные концентрации равны соответственно 78,1 %, 21,0 %, 0,9 %, то это означает, что в любом произвольно выбранном объеме сухого воздуха на азот приходится 78,1 % всех молекул, на кислород — 21,0 %, на аргон — 0,9 %.

Читатель. Признаться, мне не вполне понятна фраза «на каждую молекулу приходится объем V/n ». Ясно, что V/n не следует считать объемом самой молекулы. Но, возможно, кто-то подумает, что V/n — это тот объем, в пределах которого движется лишь какая-то одна из молекул.

Автор. Разумеется, так думать нельзя. Движение любой молекулы никаким объемом V/n не ограничено. Фразу «на каждую молекулу приходится объем V/n » не следует заменять фразой «каждая молекула движется в пределах объема V/n ».

Читатель. Однако смысл первой фразы остается неясным.

Автор. Предположим, что в какой-то момент времени (неважно, в какой именно) все молекулы в газе вдруг замерли, зависли в пространстве. Если в данный момент времени в объеме V зависли n молекул, то это означает, что на одну молекулу приходится объем V/n .

Читатель. Но молекулы в действительности вовсе не зависают в пространстве; они находятся в движении. Ничто не мешает им покидать выделенный мысленно объем V , равно как и проникать в него извне. В разные моменты времени число молекул внутри объема должно быть разным.

Автор. Отнюдь не должно. Дело в том, что объем V достаточно велик, так что число убывающих из него в единицу времени молекул оказывается практически равным числу молекул, прибывающих в объем V в единицу времени. Поэтому можно говорить о вполне определенном числе молекул внутри выделенного объема (мы обозначили это число n). Данное утверждение справедливо для молекул каждого из газов, входящих в состав воздуха.

Читатель. Значит, если в данный момент времени в объеме V находятся n_1 молекул азота, то и в любой другой момент времени в этом объеме будут находиться n_1 молекул азота?

Автор. Именно так. Это, конечно, могут быть другие молекулы азота, но число азотных молекул останется практически прежним. Важно лишь, чтобы выделенный объем V не был слишком малым, т. е. чтобы в нем находилось очень много молекул. Можно рассмотреть, например, кубический миллиметр воздуха. В нем находится более квадриллиона (свыше 10^{15}) молекул азота и кислорода. Так что объем 1 мм^3 можно считать достаточно большим.

Рассматривая процентный состав атмосферного воздуха, справочники обычно приводят относительную концентрацию газов по объему. В этом случае речь идет о том, сколько процентов *объема* воздуха приходится на тот или иной газ. Но можно говорить также о том, сколько процентов *массы* воздуха приходится на этот газ, т. е. какова *процентная концентрация газов по массе*.

Чтобы перейти к ней, необходимо учесть массу каждого из рассматриваемых газов. Пусть m_1, m_2, m_3 — массы молекул азота, кислорода, аргона. Обозначим M общую массу всех молекул в выделенном объеме V : $M = m_1 n_1 + m_2 n_2 + m_3 n_3$. Легко сообщить, что процентная концентрация по массе (будем обозначать

ее η) равна, например, для азота

$$\eta_1 = \frac{m_1 n_1}{M} 100 = \frac{m_1 n_1}{m_1 n_1 + m_2 n_2 + m_3 n_3} 100.$$

Разделив числитель и знаменатель дроби на $m_1 n_1$, получим

$$\eta_1 = \frac{100}{1 + \frac{m_2 n_2}{m_1 n_1} + \frac{m_3 n_3}{m_1 n_1}}.$$

Учитывая (1.1), перепишем выражение для η_1 в виде

$$\eta_1 = \frac{100}{1 + \frac{m_2 \xi_2}{m_1 \xi_1} + \frac{m_3 \xi_3}{m_1 \xi_1}}. \quad (1.2a)$$

Соответственно для кислорода и аргона запишем

$$\eta_2 = \frac{100}{1 + \frac{m_1 \xi_1}{m_2 \xi_2} + \frac{m_3 \xi_3}{m_2 \xi_2}}; \quad (1.2б)$$

$$\eta_3 = \frac{100}{1 + \frac{m_1 \xi_1}{m_3 \xi_3} + \frac{m_2 \xi_2}{m_3 \xi_3}}. \quad (1.2в)$$

Массы молекул азота, кислорода, аргона равны соответственно $m_1 = 28$ а.е.м., $m_2 = 32$ а.е.м., $m_3 = 40$ а.е.м. (а.е.м. — *атомная единица массы*; 1 а.е.м. = $1,66 \cdot 10^{-27}$ кг — одна двенадцатая массы изотопа углерода с массовым числом 12). Подставляя эти данные в (1.2a) — (1.2в) и учитывая, что $\xi_1 = 78,1\%$, $\xi_2 = 21,0\%$, $\xi_3 = 0,9\%$, можно подсчитать процентную концентрацию по массе. В результате находим: $\eta_1 = 75,5\%$ для азота, $\eta_2 = 23,2\%$ для кислорода, $\eta_3 = 1,3\%$ для аргона.

Итак, для основных газовых компонентов сухого атмосферного воздуха имеем

- процентные концентрации *по объему*:
78,1% (азот), 21,0% (кислород), 0,9% (аргон);
- процентные концентрации *по массе*:
75,5% (азот), 23,2% (кислород), 1,3% (аргон).

Это означает, что в *любом произвольно выбранном объеме* воздуха:

- *числа* молекул N_2 , O_2 , Ar составляют соответственно 78,1%, 21,0%, 0,9% от числа всех молекул в данном объеме;
- *суммарные массы* молекул N_2 , O_2 , Ar составляют соответственно 75,5%, 23,2%, 1,3% от массы воздуха в данном объеме.

Так как объем воздуха выбран произвольно, эти утверждения справедливы и в отношении земной атмосферы *в целом*. Таким образом, масса земной атмосферы состоит на 75,5% из азота, на 23,2% из кислорода, на 1,3% из аргона. Известно, что масса земной атмосферы равна $5,2 \cdot 10^{18}$ кг (в п. 1.2.4 показано, как можно довольно просто оценить общую массу атмосферы Земли). Следовательно, общая масса азота в атмосфере составляет $3,9 \times 10^{18}$ кг, общая масса кислорода равна $1,2 \cdot 10^{18}$ кг, а общая масса аргона — $6,8 \cdot 10^{16}$ кг.

Выше отмечено, что атмосфера Земли состоит на четыре пятых из азота и на одну пятую из кислорода. Это утверждение нуждается в уточнении: слово «состоит» надо заменить здесь словами «состоит по объему». А вот по массе атмосфера Земли состоит из азота на три четверти, а из кислорода примерно на одну четверть. Для всех газов в п. 1.1.1 приведены процентные концентрации по объему. В частности, для CO_2 эта концентрация составляет 0,03%, а процентная концентрация CO_2 по массе равна 0,05%, что легко получить несложным расчетом.

Заметим, что наряду с двухатомными молекулами кислорода O_2 в атмосфере присутствуют его трехатомные молекулы O_3 , образующие газ озон. Всего в атмосфере содержится до 10^{13} кг озона. Порядка 10^{16} кг атомов кислорода находится в земной атмосфере в связанном состоянии — в молекулах оксида водорода H_2O , и, кроме того, в общей сложности до 10^{14} кг атомов кислорода присутствует в молекулах оксидов углерода, азота, серы CO_2 , CO , N_2O , NO_2 , SO_2 .

1.1.3. Оксид водорода в атмосфере. До сих пор мы говорили о сухом атмосферном воздухе. В действительности же в атмосфере присутствует значительное количество вещества, имеющего химическую формулу H_2O , которое химики называют *оксидом водорода*. По имеющимся оценкам, общая масса оксида водорода в земной атмосфере *постоянна* и составляет $1,4 \cdot 10^{16}$ кг, т. е. 0,27% общей массы атмосферы.

Оксид водорода присутствует в атмосфере частично в трех агрегатных состояниях — *газообразном* (в виде водяного пара), *жидком* (в виде воды), *твердом* (в виде льда и снега). *Туманы* и *облака* — это огромные скопления мелких водяных капель и ледяных кристаллов.

Заметим, что термин «оксид водорода», как правило, на практике не применяется. Обычно предпочитают говорить о «воде» — газообразной воде (водяном паре), жидкой воде (собственно воде), твердой воде (льде или снеге). Таким образом, три состояния

вещества, молекулы которого состоят из двух атомов водорода и одного атома кислорода, рассматривают как *три состояния воды*. Если придерживаться такой терминологии, то следовало бы говорить, что, например, бассейн наполнен не водой, а водой в жидком состоянии (или жидкой водой), а о «круговороте воды в природе» говорить как о «замкнутом цикле с перемещениями в пространстве и переходами воды из одного состояния в другие». Мы предпочитаем рассматривать воду как одно из трех состояний вещества с молекулами H_2O , т.е. как *одно из трех состояний оксида водорода*. При этом вместо понятия «круговорот воды в природе» будем использовать «круговорот оксида водорода в природе».

Итак, в земной атмосфере постоянно присутствуют примерно $1,4 \cdot 10^{16}$ килограммов (более десяти триллионов тонн!) оксида водорода. Часто говорят: над поверхностью Земли находятся более десяти триллионов тонн воды. Следует, однако, иметь в виду, что только часть этих десяти триллионов находится в виде водяных капель, тогда как другая часть присутствует в виде ледяных кристаллов или водяного пара. Не надо пытаться оценить эти части, поскольку в атмосфере все время совершаются *процессы перехода* оксида водорода их одного состояния в другое: водяной пар *конденсируется* в капельки воды и кристаллы льда, кристаллы льда *тают*, превращаясь в водяные капли, или *сублимируют*, превращаясь в водяной пар, капли воды *испаряются*, превращаясь в водяной пар, или *замерзают*, становясь кристаллами льда. Процессы *конденсации, таяния, испарения, сублимации, замерзания* схематически показаны на рис. 1.1. Поэтическая фраза «в небе тают облака» не имеет отношения к физическому процессу таяния льда или снега; она переводится на язык физики так: «в небе происходят процессы испарения и сублимации».

Десять триллионов тонн воды (правильнее сказать, оксида водорода) в атмосфере! Много это или мало? По сравнению с массой всего Мирового океана эти десять триллионов тонн, конечно, очень малы. Они составляют лишь *стотысячную долю*. Впрочем масса этой стотысячной доли всего в два раза меньше массы воды в Байкале. Или в Балтийском море. Или во всех пяти Великих североамериканских озерах. Масса оксида водорода в атмосфере в два раза больше массы воды, которая ежегодно изливается в океан самой полноводной рекой Земли Амазонкой. Она в 20 раз больше годового стока Лены и в 60 раз больше годового стока Волги.

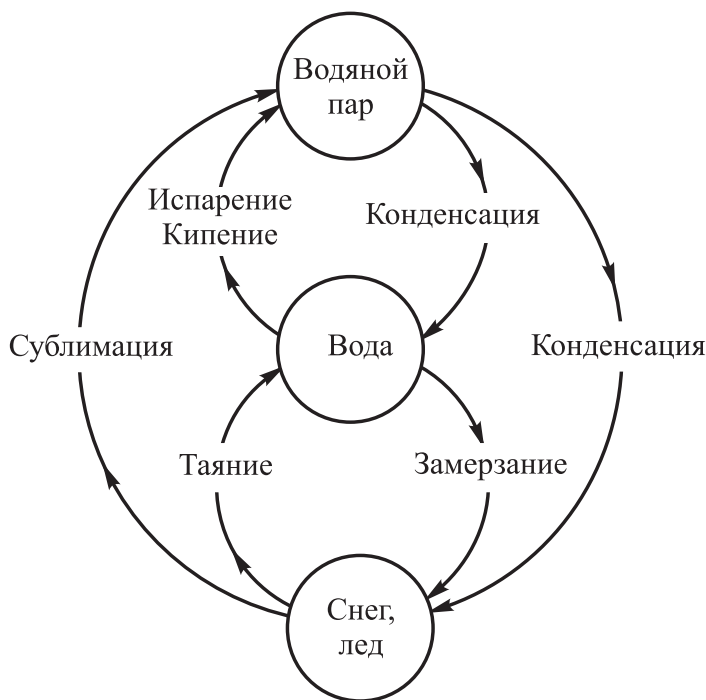


Рис. 1.1

Массу водяного пара в единице объема воздуха (иначе говоря, плотность водяного пара) называют *абсолютной влажностью* воздуха. Будем обозначать ее ρ . Чем выше увлажненность пара, тем больше ρ , тем ближе пар к *состоянию насыщения*. Абсолютная влажность пара в состоянии насыщения (*насыщенного пара*) зависит от его температуры T . Пусть $\rho_n(T)$ — плотность насыщенного пара при температуре T . Если в ходе постепенного повышения увлажненности пара его абсолютная влажность достигает при температуре T значения $\rho_n(T)$, то при наличии в воздухе *ядер конденсации* (их роль обычно играют всегда присутствующие в атмосфере *аэрозольные частицы*) начинается *конденсация* пара — возникают водяные капли на ядрах конденсации. В отсутствие или при недостатке ядер конденсации абсолютная влажность пара может оказаться больше $\rho_n(T)$; такой пар называют *пересыщенным*.

Отношение абсолютной влажности ρ к плотности насыщенного пара $\rho_n(T)$ показывает, в какой мере увлажнен пар при данной температуре T . Это отношение, выраженное в процентах, называют *относительной влажностью* воздуха:

$$f^{(T)} = \frac{\rho}{\rho_n(T)} 100. \quad (1.3)$$

Будем характеризовать состояние влагосодержащего атмосферного воздуха в данный момент времени двумя величинами —

плотностью оксида водорода ρ' (массой в единице объема) и температурой T . Введем в рассмотрение $\rho'T$ -плоскость, на которой по горизонтальной оси отложена температура, а по вертикальной — плотность оксида водорода (рис. 1.2). Конкретное состояние воздуха характеризуется соответствующей *точкой* на этой

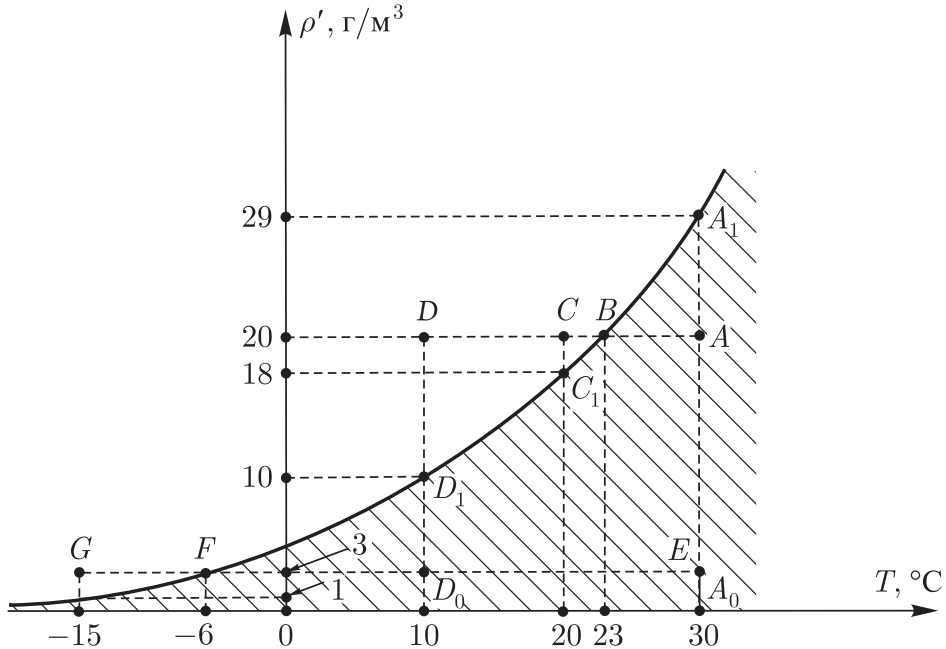


Рис. 1.2

плоскости. На плоскости проведена кривая, представляющая собой геометрическое место состояний, в которых вся влага в воздухе — насыщенный водяной пар. Эта кривая является графиком зависимости плотности насыщенного пара от температуры — графиком функции $\rho_n(T)$.

Все точки $\rho'T$ -плоскости под графиком $\rho_n(T)$ (они попадают в заштрихованную часть плоскости) соответствуют состояниям, в которых весь оксид водорода в атмосферном воздухе газообразный, т. е. является водяным паром. В точках на самом графике $\rho_n(T)$ пар насыщенный.

Обратимся к состоянию, обозначенному на рис. 1.2 точкой A . В этом состоянии весь оксид водорода — водяной пар; его плотность (она же абсолютная влажность) равна 20 г/м^3 , температура $30 \text{ }^\circ\text{C}$. При такой температуре пар стал бы насыщенным, если бы его плотность возросла на 9 г/м^3 (этому увеличению плотности соответствует длина отрезка AA_1). Относительная влажность пара в состоянии A равна, как легко сообразить, $(AA_0/A_1A_0)100\% = (20/29)100\% = 69\%$.

Предположим теперь, что при неизменной плотности оксида водорода (равной 20 г/м^3) температура воздуха *начинает понижаться*, что соответствует на рисунке перемещению состояний из *A* по горизонтали справа налево. В состоянии *B* температура равна 23°C ; в этом состоянии пар становится насыщенным. При температуре 20°C оксид водорода переходит в состояние *C*. При этом пар *частично конденсируется* — возникает облако или туман.

Массу воды в единице объема облака или тумана называют *водностью облака (тумана)*. Не надо путать *водность облака* с *абсолютной влажностью воздуха* (плотностью пара)! В состоянии *C* водность облака численно равна длине отрезка CC_1 на рис. 1.2; она составляет $20 \text{ г/м}^3 - 18 \text{ г/м}^3 = 2 \text{ г/м}^3$. Остальная часть оксида водорода в точке *C* — насыщенный водяной пар плотностью 18 г/м^3 .

Что произойдет, если температура воздуха будет продолжать понижаться и достигнет, например, значения 10°C (состояние *D* на рисунке)? На первый взгляд, в этом состоянии водность облака должна возрасти и составить $20 \text{ г/м}^3 - 10 \text{ г/м}^3 = 10 \text{ г/м}^3$ (отрезок DD_1 на рисунке), а плотность насыщенного пара должна равняться 10 г/м^3 (отрезок D_1D_0). Относительно плотности насыщенного пара все правильно, а вот предполагаемое значение водности облака не может быть реализовано, поскольку *произойдет выпадание дождя*. Перегруженное влагой облако прольется на землю дождем! Известно, что даже в наиболее нагруженных влагой кучево-дождевых облаках (грозовых тучах) водность не превышает 8 г/м^3 . А в слоисто-дождевых облаках водность не превышает 2 г/м^3 . Мы видим, таким образом, что далеко не каждая точка на ρ/T -плоскости фиксирует *реализуемое на практике* состояние оксида водорода в атмосферном воздухе. Реализуемые состояния находятся под графиком $\rho_n(T)$, на самом графике и достаточно близко над ним.

Используя рис. 1.2, рассмотрим еще одну ситуацию. Допустим, что абсолютная влажность равна всего лишь 3 г/м^3 , а температура воздуха составляет 30°C — состояние *E* на этом рисунке. В этом состоянии относительная влажность равна $(3/29)100\% = 10,3\%$. Пусть температура постепенно понижается, а плотность оксида водорода остается при этом неизменной. По достижении температуры -6°C (состояние *F*) водяной пар станет насыщенным, и дальнейшее понижение температуры приведет к его частичной конденсации с образованием облака

в виде ледяных кристаллов. В состоянии G , т. е. при температуре $-15\text{ }^\circ\text{C}$, водность такого облака могла бы быть равной $3\text{ г/м}^3 - 1\text{ г/м}^3 = 2\text{ г/м}^3$, если бы не выпал снег. А снег, конечно, выпадет, поскольку водность ледяных облаков не превышает $0,1\text{ г/м}^3$.

Итак, оксид водорода в атмосфере состоит из водяных капель и ледяных кристаллов, а также водяного пара, плотность которого определяет в соответствии с данной температурой воздуха его относительную влажность. Плотность оксида водорода в том или ином месте атмосферы *складывается из водности облака и абсолютной влажности воздуха*. Хотя облака покрывают в среднем до половины небосвода, общая масса капель и кристаллов, находящихся в них, составляет всего около 10^{12} кг, что в 10 000 раз меньше общей массы водяных паров.

1.1.4. Круговорот оксида водорода в природе. Как уже отмечалось, общая масса оксида водорода *постоянна* и составляет $1,4 \cdot 10^{16}$ кг. При этом установлено, что за год из атмосферы *уходят* $5,2 \cdot 10^{17}$ кг оксида водорода, выпадая на поверхность Земли в виде осадков — дождей, снегопадов, града. Такое же количество оксида водорода *возвращается* в течение года обратно в атмосферу в виде водяного пара в результате испарения с поверхности Земли (главным образом с поверхности Мирового океана). Так в природе совершается *круговорот оксида водорода*.

Обычно говорят о «круговороте воды в природе», что представляется нам не вполне корректным. Используют также термин «лагооборот в природе». Он вполне корректен. Однако более точен, на наш взгляд, термин «круговорот оксида водорода в природе».

Обратим внимание на то, что общая годовая масса осадков примерно в 40 раз больше количества оксида водорода в атмосфере. Это означает, что *в течение года 40 раз происходит смена влаги, содержащейся в атмосфере* (в среднем каждые девять суток).

Не надо думать, что осадки, выпадающие в течение года на данной местности, образовались в результате конденсации водяных паров, которые испарились с поверхности именно этой местности. Водяные пары генерирует в атмосферу в основном Мировой океан, но затем в игру вступают ветры, которые переносят вдоль земной поверхности водяные пары и облака. Над сушей выпадает 21 % всех осадков, а остальные 79 % — над Мировым океаном. Выпавшие над сушей осадки испаряются лишь

частично, другая часть их стекает по многочисленным речным системам в Мировой океан.

Обозначим через $M_{\text{ос}}$ массу осадков, выпавших на 1 м^2 поверхности в данной местности в течение года, а через $M_{\text{исп}}$ — массу водяного пара, испарившегося в течение года с 1 м^2 поверхности. На рис. 1.3 представлены для разных широт сред-

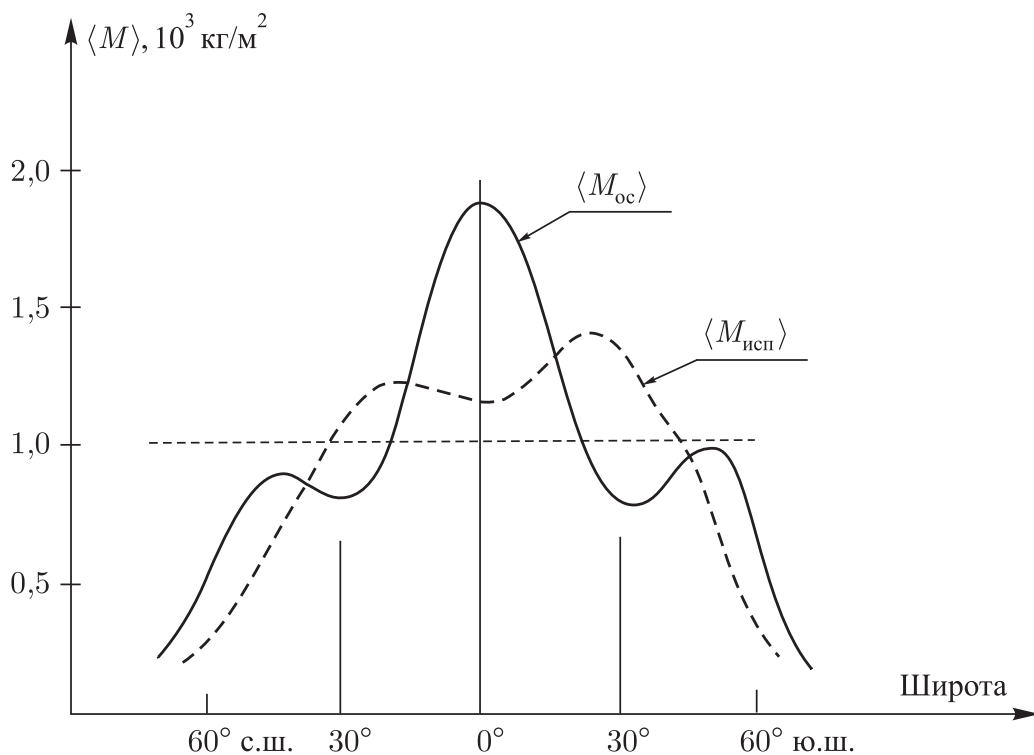


Рис. 1.3

ние значения $\langle M_{\text{ос}} \rangle$ и $\langle M_{\text{исп}} \rangle$; усреднение произведено по всем значениям долготы для данной широты. Из рисунка видно, что максимальное количество осадков выпадает вблизи экватора (1800 кг/м^2), максимумы испарения наблюдаются около 20° ю. ш. (1400 кг/м^2) и около 20° с. ш. (1200 кг/м^2). В экваториальном поясе выпадение осадков существенно преобладает над испарением, а вблизи 30° с. ш. и особенно 30° ю. ш. наблюдается обратная картина. Учитывая, что площадь поверхности земного шара равна $5,1 \cdot 10^{14} \text{ м}^2$ и что в течение года из атмосферы уходят в виде осадков $5,2 \cdot 10^{17} \text{ кг}$ оксида водорода, заключаем, что в среднем по всей площади земного шара за год выпадает примерно 1000 кг осадков на квадратный метр (см. штриховую горизонталь на рис. 1.3).

Говоря о круговороте оксида водорода, мы допускаем неточность. Следовало бы говорить не о *круговороте*, а о *круговоротах*. Схематически они показаны на рис. 1.4. Рассмотрим их.

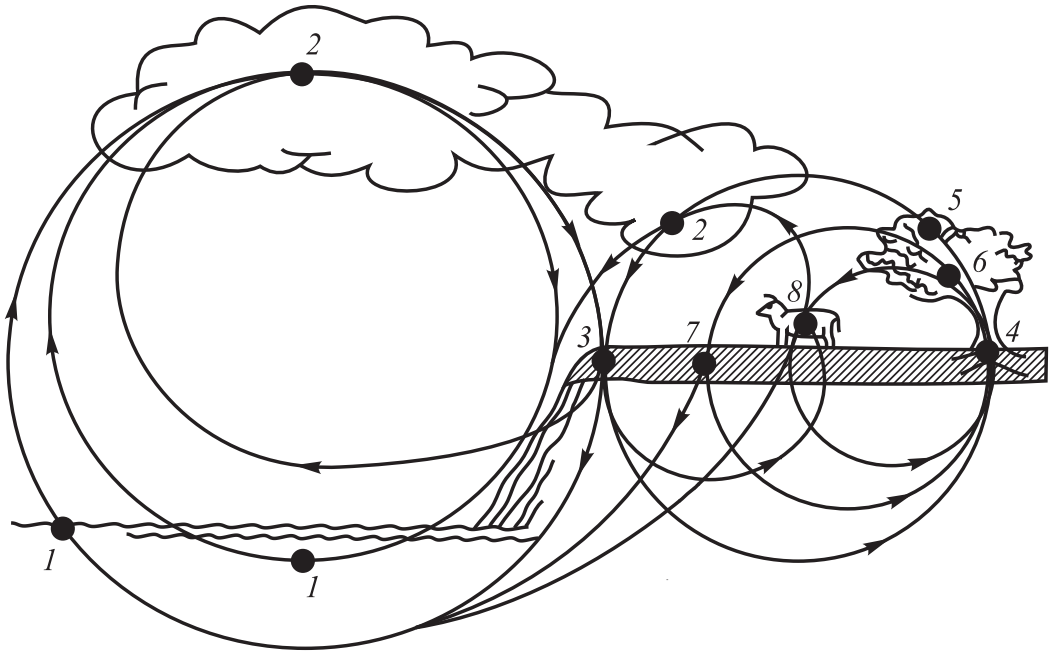


Рис. 1.4

С поверхности морей, рек, озер происходит испарение воды ($1 \rightarrow 2$). Образовавшаяся в облаках вода выпадает в виде осадков либо на водную поверхность ($2 \rightarrow 1$), либо на сушу ($2 \rightarrow 3$). Выпавшие на сушу осадки испаряются ($3 \rightarrow 2$), а также образуют наземные и подземные воды, которые либо стекают через реки в моря ($3 \rightarrow 1$), либо поглощаются через почву корнями растений ($3 \rightarrow 4$), либо потребляются животными при водопое ($3 \rightarrow 8$). Вода поднимается от корней растений к листьям ($4 \rightarrow 5$). С поверхности листьев происходит испарение воды ($5 \rightarrow 2$); этот процесс имеет специальное название — *транспирация*. Растения производят при фотосинтезе органические вещества, которые либо попадают в почву ($6 \rightarrow 7$), либо поедаются животными ($6 \rightarrow 8$). В почве происходят процессы окисления, в результате которых образуется вода; она либо стекает в реки и моря ($7 \rightarrow 1$), либо поглощается корнями растений ($7 \rightarrow 4$). Животные выделяют воду при дыхании ($8 \rightarrow 2$). Кроме того, они выделяют воду вместе с мочой и после гибели (в процессе окисления). Часть этой воды попадает через почву снова к растениям ($8 \rightarrow 4$), а часть стекает в реки и моря ($8 \rightarrow 1$).

Вот так на нашей планете оксид водорода совершает круговорот, а точнее говоря, круговороты. Какую-то часть своих дорог

он проходит в жидком состоянии; другую часть преодолевает будучи водяным паром. Некоторые дороги преодолеваются особым образом — когда молекула H_2O разъята на атомы, а атомы упрятаны в молекулы углеводов. Таковы дороги ($6 \rightarrow 7$) и ($6 \rightarrow 8$). Возможно, кто-то заметит, что на этих дорогах оксида водорода вовсе нет и потому не следует включать их в схему круговоротов. На это можно возразить очень просто. На старте каждой из упомянутых дорог была вода и на финише появилась вода. Забегая вперед (подробнее это будет рассмотрено в гл. 2), заметим, что на старте произошел процесс фотосинтеза $6 \text{H}_2\text{O} + 6 \text{CO}_2 \rightarrow \text{C}_6\text{H}_{12}\text{O}_6 + 6 \text{O}_2$ — см. (2.18) — и вода исчезла. На финише произошел процесс окисления $\text{C}_6\text{H}_{12}\text{O}_6 + 6 \text{O}_2 \rightarrow 6 \text{H}_2\text{O} + 6 \text{CO}_2$ — см. (2.33) — и вода появилась.

Понятно, что неизбежна утечка некоторой части оксида водорода из описанных выше круговоротов. Какие-то молекулы H_2O могут быть разбиты на атомы солнечным излучением; судьба этих атомов может оказаться различной. Атомы водорода могут, в частности, вообще улететь за пределы атмосферы.

Наряду с выбыванием некоторой части оксида водорода из круговорота происходит и обратный процесс — в круговорот включаются новые молекулы H_2O . Откуда они берутся? Источники могут быть разные. От солнца летят к нам протоны и электроны. Некоторые из солнечных протонов, попав в земную атмосферу, могут обзавестись электроном и тем самым превратиться в атомы водорода. Соединившись с кислородом, этот водород даст оксид водорода. Возможно поступление оксида водорода из космоса в виде ледяных ядер комет, которые время от времени залетают в Солнечную систему. Но главным поставщиком оксида водорода в земную атмосферу, а также гидросферу были и остаются вулканы. Отметим, что вулкан во время извержения больше всего выбрасывает водяного пара. Забегая вперед, обратим внимание на то, что именно вулканы наполнили в свое время водой Мировой океан. А это миллион триллионов тонн воды (10^{18} т)!

1.1.5. Аэрозольные частицы в атмосфере. Аэрозоли относятся к так называемым дисперсным системам. Дисперсная система состоит из множества мелких аэрозольных частиц, которые образуют дисперсную фазу системы и как бы рассеяны в однородной среде (дисперсионной среде). Слово *dispersio* в переводе с латинского означает рассеяние.

В случае аэрозолей дисперсионная среда — это газообразная среда, а дисперсная фаза — твердые или жидкие частицы,

взвешенные (рассеянные) в газообразной среде. Если в роли дисперсионной среды выступает вода, то такую дисперсную систему называют *гидрозоле*м.

Мы будем рассматривать аэрозольные частицы в земной атмосфере. Дисперсионная среда — смесь соответствующих газов включая водяные пары. Аэрозоли с жидкой дисперсной фазой имеют специальное название — «туманы», а с твердой дисперсной фазой — «дымы» и «пыли». Размеры аэрозольных частиц находятся в весьма широком диапазоне — примерно от 10^{-8} м до 10^{-4} м.

Аэрозольные частицы могут иметь либо *природное происхождение* (естественные аэрозоли), либо *антропогенное происхождение* (аэрозоли, являющиеся продуктами деятельности человека).

Одним из источников естественных аэрозолей служит поверхность Мирового океана. Аэрозоли над океаном возникают в результате разбрызгивания и последующего испарения капель морской воды. Эти капли образуются при сдувании ветром брызг с гребней волн. Основной компонент морских аэрозолей — хлорид натрия NaCl. Другие источники естественных аэрозолей — вулканические выбросы в атмосферу, ветровая эрозия почв и горных пород, пылевые бури, степные и лесные пожары. Отметим также аэрозоли космического происхождения (метеорная пыль) и биологического происхождения (споры грибов, пыльца растений).

Аэрозоли антропогенного происхождения возникают в результате выбросов в атмосферу отходов промышленных и бытовых предприятий и выхлопных газов автомобилей, взрывов, пожаров, вызванных людьми, сжигания свалок и т. п. Сюда же надо отнести пылевые бури в районах с эрозией почвы, обусловленной деятельностью человека.

Какова роль аэрозольных частиц в атмосфере? Вполне очевиден ответ: они *загрязняют атмосферу*. Это особенно относится к аэрозолям антропогенного происхождения. По сравнению с естественными аэрозолями они существенно токсичнее, биологические опаснее и к тому же могут иметь повышенную концентрацию аэрозольных частиц в отдельных районах (например, в крупных промышленных центрах). Наибольший вклад в загрязнение атмосферы вносят автотранспорт, авиация, теплоэлектростанции, нефтехимические и металлургические предприятия.

Заметим, что многие вещества, являющиеся безвредными в виде сплошных тел, становятся опасными, превратившись в аэрозоли.

Так, в топочном дыме помимо частичек сажи содержатся капельки серной кислоты H_2SO_4 , образовавшейся из присутствующего в дыме диоксида серы SO_2 . Для таких аэрозолей используют специальное название «смог» — от английских слов *smoke* (дым) и *fog* (туман). Печально известен лондонский смог.

Естественные аэрозоли в целом не наносят серьезного ущерба природной среде. Правда, он может оказаться заметным в отдельных районах, например вблизи сильных вулканических извержений. Отметим простирающуюся далеко на запад от побережья Сенегала область Атлантики с постоянным интенсивным выносом пыли из Сахары. Упомянем также интенсивное выпадение соли на океанических островах, достигающее в год сотен тонн на квадратный километр.

Имея в виду главным образом естественные аэрозоли (для них общее количество аэрозольных частиц в атмосфере в десятки раз больше, чем для аэрозолей антропогенного происхождения), мы должны обратить внимание на еще одну важную роль аэрозольных частиц в атмосфере. Именно в результате их присутствия происходит *конденсация* пересыщенного водяного пара и *образуются облака и обычные туманы*. Аэрозольные частицы выступают в качестве центров (так называемых *ядер конденсации*), на которых конденсируется пар, превращаясь в капли воды или кристаллы льда.

Не всякие аэрозольные частицы могут служить ядрами конденсации. Ими могут быть жидкие капельки растворов солей и кислот, растворимые в воде твердые частицы солей, а также нерастворимые, но смачиваемые водой твердые частицы (частицы почвы, горной породы, дыма). Конденсация происходит, как правило, уже при незначительном пересыщении пара при относительной влажности воздуха от 100 до 100,5%. По имеющимся оценкам, на образование облаков расходуется всего 5–10% аэрозольных частиц. Так что в атмосфере всегда есть избыток ядер конденсации.

Строго говоря, земную атмосферу можно рассматривать как аэрозоль, свойства которого различны в разных областях пространства и к тому же могут изменяться со временем. Так, характер и концентрация аэрозольных частиц различны для аэрозоля, представляющего собой задымленный воздух, для воздуха на лесной поляне, для воздуха над поверхностью морских волн. И пространство атмосферы вне облака, и пространство внутри него — это не что иное, как аэрозоли. Просто внутри облака некоторые аэрозольные частицы оказались центрами водяных

капель или ледяных кристаллов, скопление которых хорошо видно невооруженным глазом. Кроме того, вне облака плотность водяного пара в газообразной дисперсионной среде оказывается заметно ниже, чем внутри облака.

§ 1.2. Локальные физические характеристики атмосферы

1.2.1. Атмосферный воздух как сплошная среда (гидродинамический подход). В дальнейшем будем называть *атмосферным воздухом* газовую дисперсионную среду аэрозоля, представляющего собой земную атмосферу. В метеорологии атмосферный воздух рассматривают обычно так, как принято рассматривать газ или жидкость в *гидродинамике* (точнее сказать, в *гидроаэромеханике*), т. е. как *сплошную среду*.

На первый взгляд представление газа в виде сплошной среды может показаться неправомерным. Ведь в газе молекулы свободно движутся в различных направлениях, лишь изредка сталкиваясь друг с другом. Однако следует принять во внимание, что в обычных условиях в 1 м^3 воздуха находится в каждый момент времени порядка 10^{16} молекул, и это оправдывает использование *гидродинамического подхода*. Понятно, что такой подход будет неправомерным в случае весьма сильного разрежения воздуха, например в достаточно высоких слоях атмосферы, удаленных от земной поверхности на расстояние, превышающее несколько сотен километров.

Следуя гидродинамическому подходу, будем пользоваться понятием *частица воздуха*, полагая, что каким бы малым ни был объем этой частицы, внутри него будет находиться во всякий момент времени много молекул. Отметим основные физические характеристики частицы воздуха: *скорость \vec{v} , давление p , плотность ρ , температуру T* . Учитывая малость частицы, будем рассматривать указанные физические величины как характеристики *локальные в пространстве*, т. е. относящиеся к той или иной точке пространства, заполненного воздушной средой.

Обратим внимание на то, что скорость \vec{v} в данном случае — это отнюдь не скорость той или иной молекулы, а *скорость потока воздуха*, в котором частицы воздуха (именно частицы воздуха, а не отдельные молекулы!) переносятся в некотором направлении. Если потока воздуха нет, то $\vec{v} = 0$, хотя, конечно, сами молекулы продолжают хаотически двигаться. Когда говорят о *силе ветра*, то имеют в виду определенное значение

скорости \vec{v} воздушного потока. Понятие сила ветра надо признать неудачным, поскольку оно относится к скорости частиц воздуха и не имеет никакого отношения к физической величине, называемой силой.

Локальные физические характеристики атмосферного воздуха могут быть измерены с помощью соответствующих приборов, помещаемых в ту или иную точку пространства. Температуру измеряют с помощью *термометров*. Для измерения давления можно воспользоваться *мембранным манометром* или *ртутным барометром*. Для измерения скорости газового или жидкого потока применяют *трубку Пито–Прандтля*.

1.2.2. Давление как мера степени сжатия среды. Дадим некоторые пояснения, касающиеся используемого в гидродинамике понятия давление. Существуют скалярная величина «давление» (будем обозначать ее p) и векторная величина «сила давления» (обозначим ее \vec{P}). К сожалению, понятия давление и сила давления не всегда различают и говорят, например, что на некоторую стенку действует давление. Однако давление не может действовать. Действует сила давления, а давление характеризует *степень сжатия среды в той или иной ее точке*, обусловленную действием силы давления. Возможно, во избежание путаницы следовало бы употреблять вместо термина «давление» термин «механическое напряжение». Кстати сказать, в применении к *твердым* телам, подвергнутым тем или иным силовым воздействиям, действительно используют термин «механическое напряжение», или, короче, — «напряжение».

Выберем произвольную точку A внутри атмосферного воздуха и рассмотрим достаточно малую частицу воздуха в виде куба с гранями площадью ΔS каждая, для которого точка A является центром (рис. 1.5). Находящиеся снаружи кубика молекулы воздуха будут бомбардировать грани кубика, оказывая на каждую грань силу давления, направленную перпендикулярно к данной грани и одинаковую по модулю для всех граней. Обозначим этот модуль через ΔP . Поскольку куб достаточно мал, давление воздуха в любой точке каждой его

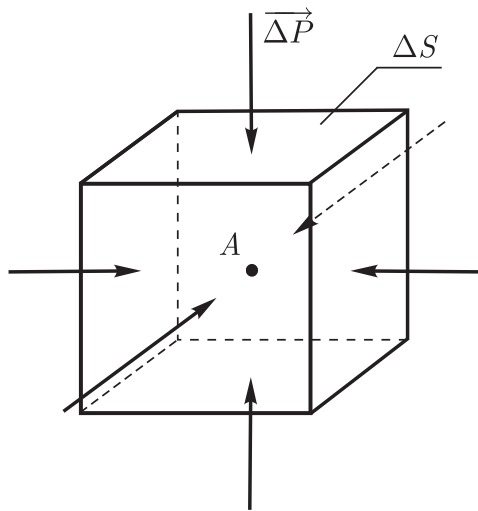


Рис. 1.5

достаточно мал, давление воздуха в любой точке каждой его

границы будет равно $p = \Delta P / \Delta S$. Ввиду малости кубика можно считать, что таким же будет давление, в частности, в центре кубика, т. е. в точке A .

Итак, скалярная величина, называемая давлением, *относится к той или иной точке среды*. Давление газа или жидкости в некоторой точке A — это *степень сжатия* воздушной или жидкой среды в указанной точке. В общем случае точка A может быть выбрана не только где-то *внутри* среды, но также на *границе* ее с другими телами (внесенными в среду или играющими роль стенок). Говоря о первопричинах, обуславливающих сжатие среды, отметим силу притяжения среды Землей и различные возможные внешние силовые воздействия на среду (например, действие поршня на среду в трубе).

1.2.3. Атмосферное давление. Земля притягивает к себе содержащийся в атмосфере воздух, поэтому на земную поверхность и все, что на ней находится, действует *сила давления атмосферы*. Она создает *атмосферное давление* p_a в воздушной среде (как в точках внутри среды, так и в точках на границе среды с различными телами и земной поверхностью). Сила давления атмосферы на участок поверхности площади S равна $P = p_a S$. Атмосферное давление изменяется с высотой и зависит от погодных условий. Вблизи земной поверхности оно приблизительно равно 10^5 Па. Давление $p_a = 1$ атм = 760 мм рт.ст. = 101325 Па называют *нормальным* атмосферным давлением.

Легко подсчитать, что на крышу дома, имеющую площадь, например, $S = 100$ м², атмосфера давит с силой $p_a S = 10^7$ Н, что соответствует весу тела массой 1000 т. Однако крыша дома не проваливается. Площадь спины лежащего на пляже человека заведомо больше 0,2 м²; следовательно, атмосфера давит на спину человека с силой, большей чем 20 000 Н, что соответствует камешку массой 2 т. Однако человек вообще не ощущает никакого давления сверху.

Почему же мы не чувствуем атмосферного давления? Отвечая на этот вопрос, выполним простой опыт. Возьмем банку, имеющую боковую трубку, которая соединяет банку с насосом; затянем горловину банки резиновой пленкой (рис. 1.6). Снаружи на банку действует сила давления атмосферы, измеряемая сотнями ньютонов, но пленка нисколько не прогибается по той причине, что *внутри банки воздух сжат до такой же степени, что и снаружи*. Силы давления воздуха на пленку снаружи

и изнутри банки взаимно уравниваются; поэтому пленка не изгибается.

Скептик может в этом случае вообще усомниться в существовании атмосферного давления. Однако легко убедиться, что оно существует. Если откачать насосом часть воздуха из банки, уменьшив тем самым степень сжатия воздуха внутри банки, то пленка прогнется, демонстрируя существование атмосферного давления.

Наружное атмосферное давление обнаруживается тогда, когда оно не компенсируется давлением изнутри. Мы не ощущаем атмосферного давления, поскольку наши ткани, сосуды, полости подвергаются как наружному давлению, так и давлению изнутри. Каждая клетка организма содержит газы и жидкости, *сжатые до давления, равного атмосферному*. Уравнивание внешних и внутренних сил давления происходит не только в воздухе, но и в воде. Когда поднимают на поверхность моря глубоководную рыбу, то обнаруживают, что ее внутренности разорваны изнутри.

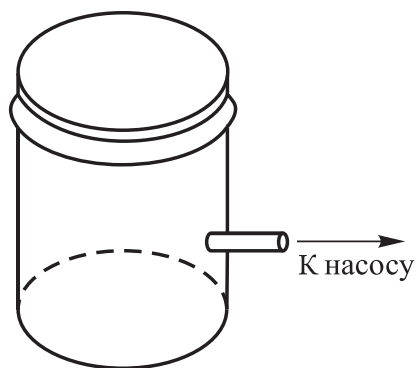


Рис. 1.6

Следует отметить некорректность употребляемой иногда фразы «на нас давит столб атмосферного воздуха». Такая фраза произносится по ассоциации с силой давления, действующей со стороны *твердого* тела. Эта сила действует на тела, расположенные ниже, и не действует на тела сбоку или, тем более, сверху данного тела. Иное дело давление *жидкости* или *газа*. По *закону Паскаля* давление передается не только в точки на дне сосуда, но также и в точки на стенках и крышке. Силы гидростатического давления и атмосферного давления действуют перпендикулярно произвольно ориентированной поверхности тела, контактирующей со средой, и могут иметь любое направление. Вряд ли можно говорить о «столбе воздуха», который давит на стенки комнаты или потолок.

Продемонстрируем на простом опыте, что сила атмосферного давления может действовать на тело снизу. Возьмем стеклянную трубку и один ее конец плотно закроем пробкой. Погрузим трубку в воду. Когда она заполнится водой, приложим к ее открытому концу кусок стекла и вынем трубку из воды концом с пробкой вверх. Убрав руку, прижимающую кусок стекла к трубке, убедимся, что стекло не падает и вода из трубки не выливается (рис. 1.7). Дело в том, что снизу на стекло давит сила атмосферного давления, которая больше суммы сил тяжести стекла и находящейся в трубке воды. Но если вынуть из трубки пробку, стекло упадет и вода из трубки выльется, поскольку в отсутствие пробки возникает

атмосферное давление на поверхности воды в верхнем конце трубки, которое передается по закону Паскаля на кусок стекла. Теперь на стекло действуют сверху вниз силы атмосферного и гидростатического давления плюс сила тяжести самого стекла, тогда как снизу вверх действует только сила атмосферного давления. Понятно, почему теперь стекло падает вниз.

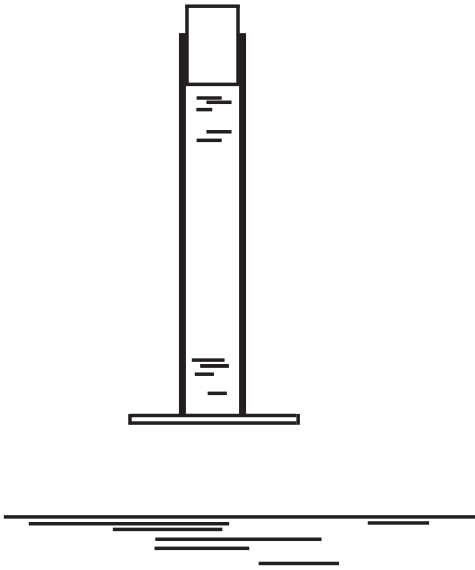


Рис. 1.7

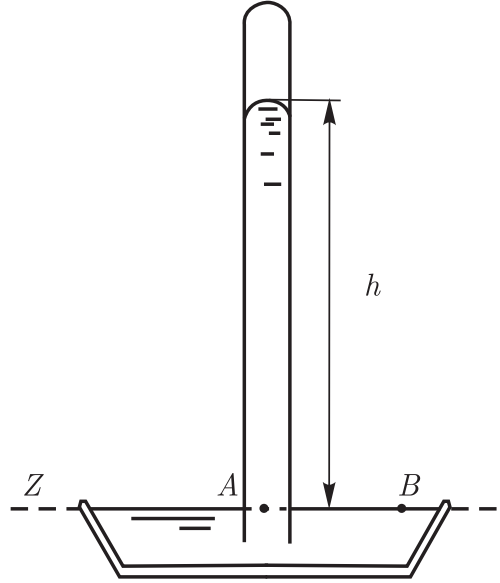


Рис. 1.8

На метеорологических станциях для измерения давления применяют *ртутные барометры*, так как они обладают наибольшей точностью. Принцип действия ртутного барометра поясняет рис. 1.8. Запаянную с одного конца трубку длиной около метра наполняют ртутью и опускают открытым концом в кювету с ртутью, ориентируя трубку вертикально. При этом некоторая часть ртути перейдет обратно в кювету. Высоту оставшегося в трубке ртутного столбика обозначим h . Давление во всех точках горизонтальной плоскости Z одинаково; значит, $p(A) = p(B)$, где $p(A)$ и $p(B)$ — давление ртути в точках A и B соответственно.

Давление $p(A)$ — гидростатическое давление, оно равно $\rho_{\text{рт}}gh$, где $\rho_{\text{рт}}$ — плотность ртути, g — ускорение свободного падения. Давление $p(B)$ равно атмосферному давлению p_a . Так как $p(A) = p(B)$, то, следовательно,

$$p_a = \rho_{\text{рт}}gh. \quad (1.4)$$

Измерив высоту h столбика ртути в трубке, найдем атмосферное давление в том месте атмосферы, где находится барометр.

Вот почему в качестве одной из единиц давления взят миллиметр ртутного столба.

Для измерения атмосферного давления применяют также *мембранные манометры*. Простейший мембранный манометр показан схематически на рис. 1.9. Тонкая упругая пластинка-мембрана 1 герметически закрывает коробку 2, из которой откачана часть воздуха. С мембраной соединен указатель 3, поворачивающийся около O на угол, зависящий от степени прогиба мембраны, которая в свою очередь зависит от разности измеряемой силы давления воздуха вне коробки и внутри коробки.

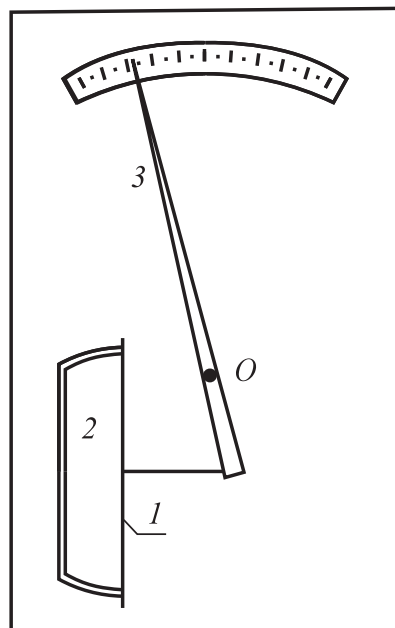


Рис. 1.9

Такие манометры называют *барометрами-анероидами*. Их градуируют и выверяют по ртутному барометру. Они менее точны, зато более удобны в обращении, поскольку не содержат ртути. Анероид может быть градуирован непосредственно на высоту атмосферы. Такие анероиды называют *альтиметрами*; они используются в авиалайнерах и позволяют пилоту контролировать высоту полета.

Атмосферный воздух представляет собой смесь в основном трех газов — азота, кислорода и водяного пара (остальными компонентами этой газовой смеси можно во многих случаях пренебречь). Обозначим через p_A , p_K , p_P *парциальные давления* соответственно азота, кислорода, водяного пара, т. е. давления, которыми характеризовались бы соответствующие газовые компоненты воздуха в предположении, что каждый из компонентов оказался в атмосфере в одиночестве. Согласно *закону Дальтона*, атмосферное давление p_a равно сумме парциальных давлений газов, составляющих атмосферный воздух:

$$p_a = p_A + p_K + p_P. \quad (1.5)$$

Заметим, что парциальное давление водяного пара, содержащегося в воздухе, называют также *упругостью пара*. Наряду с абсолютной влажностью (плотностью пара) и относительной влажностью воздуха, упругость пара является основной характеристикой степени насыщенности атмосферного воздуха влагой. Упругость пара измеряется в единицах давления.

1.2.4. Оценка массы земной атмосферы. Почти вся масса атмосферы Земли сосредоточена в слое высотой примерно до 50 км. По достижении высоты 50 км ускорение свободного падения уменьшается всего лишь на 1,5% по сравнению с ускорением на уровне моря; поэтому можно принять, что в пределах всего 50-километрового слоя атмосферы ускорение свободного падения остается равным $g = 9,8 \text{ м/с}^2$.

Атмосферное давление у поверхности Земли примем равным $p_a = 10^5 \text{ Па}$. Модуль силы давления атмосферы, действующей на всю поверхность земного шара, равен $4\pi R_3^2 p_a$, где $R_3 = 6,37 \times 10^6 \text{ м}$ — радиус Земли. Очевидно, что величина $4\pi R_3^2 p_a$ должна быть равна действующей на земную атмосферу силе тяжести Mg , где M — искомая масса атмосферы. Используя равенство $4\pi R_3^2 p_a = Mg$, находим, что $M = 5,2 \cdot 10^{18} \text{ кг}$.

Известно, что масса Земли составляет $6 \cdot 10^{24} \text{ кг}$. Как мы убедились, масса атмосферы Земли примерно в миллион раз меньше. Тем не менее атмосфера играет исключительно важную роль во всех процессах, происходящих на земном шаре.

1.2.5. Статистический характер давления и температуры. Представляя атмосферный воздух в виде сплошной среды, мы, конечно, не должны забывать, что в действительности это газ. В молекулярно-кинетической теории к атмосферному воздуху с хорошей точностью применима модель идеального газа.

Рассмотрим частицу воздуха объема V , в которой находятся N одинаковых молекул массы m . Обозначим через p и ρ давление и плотность для данной частицы воздуха. Заметим, что по определению понятия плотности

$$\rho = mN/V. \quad (1.6)$$

Предположение об одинаковости всех молекул означает, что для простоты рассматриваем один из компонентов газовой воздушной смеси, и, следовательно, величина p является соответствующим парциальным давлением.

Напомним *основное уравнение молекулярно-кинетической теории газов* (его вывод можно найти во многих учебниках):

$$p = \frac{1}{3} \frac{N}{V} m \langle v_M^2 \rangle. \quad (1.7)$$

Здесь $\langle v_M^2 \rangle$ — среднее значение квадрата скорости молекулы (именно молекулы, а не частицы воздуха!). Обозначаемое угловыми скобками усреднение выполняется по всем молекулам

в объеме V . Надо в произвольный момент времени мысленно «сфотографировать» квадраты скоростей всех N молекул в объеме V , сложить их и разделить сумму на N .

Уравнение (1.7) раскрывает физическую природу давления. Давление — *статистическая* величина, выражаемая через усредненный по многим молекулам квадрат скорости их хаотического движения. Сила давления на любую реальную или мысленно выделенную площадку в газе обусловлена хаотической бомбардировкой этой площадки множеством молекул.

Воспользуемся известным *уравнением Клапейрона–Менделеева*:

$$PV = NkT. \quad (1.8)$$

Здесь, напомним, T — температура газа (частицы воздуха) по шкале Кельвина (абсолютная температура), $k = 1,38 \times 10^{-23}$ Дж/К — постоянная Больцмана. Подставив (1.7) в (1.8), получим

$$kT = \frac{1}{3} m \langle v_M^2 \rangle. \quad (1.9)$$

Обозначив $\frac{1}{2} m \langle v_M^2 \rangle$ через $\langle \varepsilon_{\text{пост}} \rangle$, перепишем (1.9) в виде

$$kT = \frac{2}{3} \langle \varepsilon_{\text{пост}} \rangle. \quad (1.10)$$

Здесь $\langle \varepsilon_{\text{пост}} \rangle$ — среднее значение *поступательной кинетической энергии молекулы*.

Заметим, что если молекула состоит из двух или более атомов, то наряду с *поступательной* кинетической энергией молекулы (она связана с движением центра массы молекулы) существует также энергия *вращения* молекулы вокруг самой себя и энергия *колебаний* атомов внутри молекулы. Средняя поступательная кинетическая энергия молекулы $\langle \varepsilon_{\text{пост}} \rangle = \frac{m}{2} \langle v_M^2 \rangle$ является частью полной средней энергии молекулы $\langle \varepsilon \rangle$. Можно показать (мы не будем этого делать), что

$$\langle \varepsilon_{\text{пост}} \rangle = \frac{3}{i} \langle \varepsilon \rangle, \quad (1.11)$$

где $i = 6\nu - 5$ для линейных молекул (все атомы которых расположены на одной прямой) и $i = 6\nu - 6$ для нелинейных молекул; ν — число атомов в молекуле. Так, для двухатомных молекул $i = 7$, и из (1.11) следует, что для них $\langle \varepsilon_{\text{пост}} \rangle = \frac{3}{7} \langle \varepsilon \rangle$. Для трехатомных линейных молекул (например, CO_2) $i = 13$; для них $\langle \varepsilon_{\text{пост}} \rangle = \frac{3}{13} \langle \varepsilon \rangle$. Для трехатомных нелинейных молекул (например, H_2O) $i = 12$; для них $\langle \varepsilon_{\text{пост}} \rangle = \frac{1}{4} \langle \varepsilon \rangle$.

С учетом (1.11) перепишем (1.10) в виде

$$kT = \frac{2}{i} \langle \varepsilon \rangle. \quad (1.12)$$

Итак, согласно молекулярно-кинетическим представлениям, температура T газа выражает среднюю энергию молекул газа, т. е., как и давление, имеет статистический характер.

Переход от гидродинамической модели атмосферного воздуха как сплошной среды к представлению воздуха в виде газа молекул позволяет, как видим, объяснить физическую природу давления и температуры и показать, что эти величины имеют статистический характер. Они появляются в результате усреднения по большому числу молекул. Не имеет смысла говорить о давлении, создаваемом одной или немногими молекулами. Точно так же не имеет смысла говорить о температуре одной или немногих молекул. Отсюда следует, что для воздуха на периферии атмосферы (там, где она постепенно переходит в безвоздушное межпланетное пространство) оба понятия — температура и давление — *постепенно утрачивают смысл*.

Используя (1.7) и (1.6), покажем, с какой скоростью движутся в среднем молекулы воздуха, т. е. оценим среднюю квадратичную скорость молекулы $\sqrt{\langle v_M^2 \rangle}$. Поставив (1.6) в (1.7), находим, что

$$p = \frac{1}{3} \rho \langle v_M^2 \rangle, \quad (1.13)$$

откуда следует

$$\sqrt{\langle v_M^2 \rangle} = \sqrt{3p/\rho}. \quad (1.14)$$

Подставим сюда $p = 10^5$ Па (нормальное атмосферное давление) и $\rho = 1,2 \text{ кг/м}^3$ (плотность атмосферы у земной поверхности); получим: $\sqrt{\langle v_M^2 \rangle} = 500$ м/с. Заметим, что наибольшие значения скорости ветра вблизи земной поверхности, соответствующие сильнейшим ураганам, не превышают 60–70 м/с, т. е. примерно на порядок ниже средней квадратичной скорости молекул воздуха.

§ 1.3. Вертикальное строение атмосферы

1.3.1. Барометрическая формула. Пусть h — высота над уровнем моря. Найдем *высотную зависимость атмосферного давления* $p(h)$, предполагая для простоты, что воздух находится в состоянии механического равновесия при некоторой

температуре T и что ускорение свободного падения g постоянно на всех высотах в атмосфере. Кроме того, будем полагать, что атмосфера состоит из молекул одного газа, имеющих массу m .

Рассмотрим цилиндрический объем газа с площадью оснований S и высотой Δh (рис. 1.10). Механическое равновесие выделенного объема газа означает, что сила тяжести этого газа уравновешивается разностью сил давления, действующих на нижнее и верхнее основания:

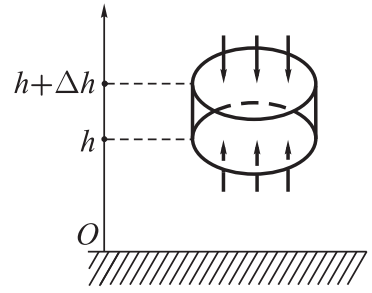


Рис. 1.10

$$\rho g S \Delta h = p(h)S - p(h + \Delta h)S,$$

где ρ — плотность газа. Представив $p(h + \Delta h)$ в виде $p(h) + \Delta p$, перепишем условие равновесия в виде

$$\rho g \Delta h = -\Delta p. \quad (1.15)$$

Так как $\rho = Nm/V$ (здесь V — выделенный объем газа, а N — число молекул в нем), то соотношение (1.15) можно переписать в виде

$$\frac{\Delta p}{\Delta h} = -N \frac{m}{V} g,$$

или, воспользовавшись уравнением Клайперона–Менделеева (1.8), в виде

$$\frac{\Delta p}{\Delta h} = -\frac{mg}{kT} p. \quad (1.16)$$

Переходя к пределу при $\Delta h \rightarrow 0$, получаем дифференциальное уравнение для функции $p(h)$:

$$\frac{dp}{dh} = -\frac{mg}{kT} p. \quad (1.17)$$

Как видим, производная искомой функции пропорциональна самой функции. Единственная функция, обладающая таким свойством, — экспонента, следовательно,

$$p(h) = C \exp\left(-\frac{mg}{kT} h\right). \quad (1.18)$$

Постоянная C определяется из условия, что давление на уровне моря (при $h = 0$) равно p_0 :

$$p(h) = p_0 \exp\left(-\frac{mg}{kT} h\right). \quad (1.19)$$

Результат (1.19) можно переписать, используя понятие молекулярной массы μ (массы одного моля газа) и универсальную газовую постоянную R и учитывая, что $R = N_0 k$ и $\mu = N_0 t$ (N_0 — число Авогадро):

$$p(h) = p_0 \exp\left(-\frac{\mu g}{RT} h\right). \quad (1.20)$$

Соотношения (1.19) и (1.20) называют *барометрической формулой*. Выражаемая ею зависимость $p(h)$ представлена графически на рис. 1.11, а.

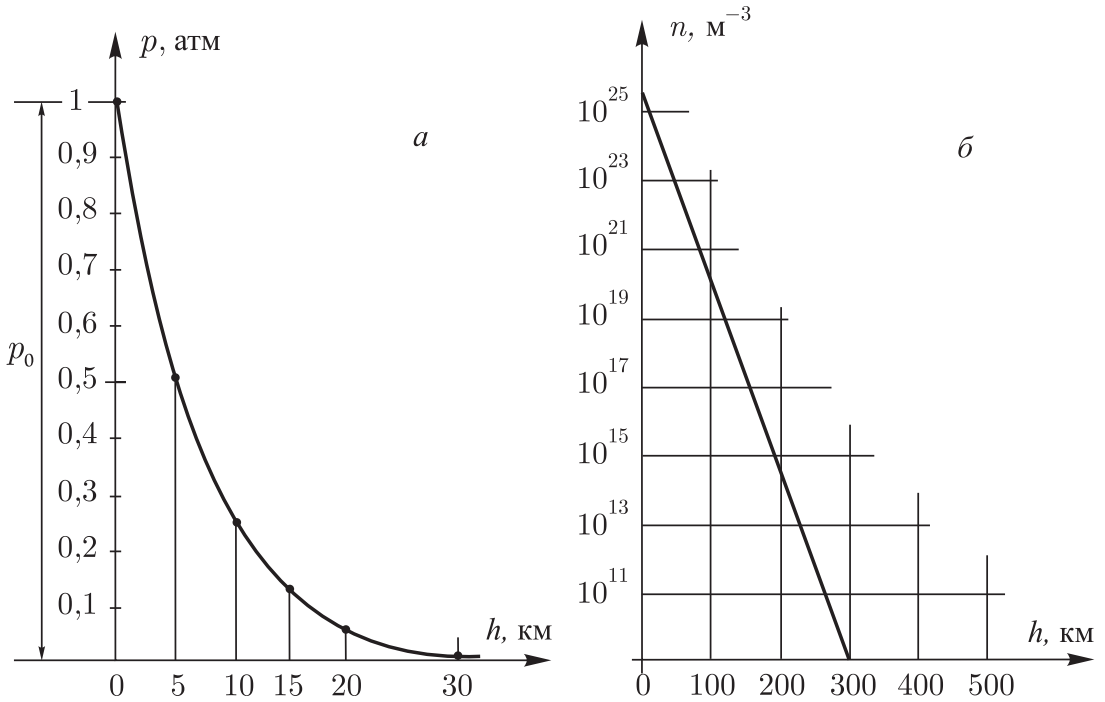


Рис. 1.11

1.3.2. Приведенная высота. Уравнение Клайперона–Менделеева можно представить в виде

$$p = nkT, \quad (1.21)$$

где $n = N/V$ — число молекул в единице объема (иначе говоря, *концентрация* молекул). Подставляя (1.21) в (1.19), находим *распределение молекул по высоте* в поле тяготения:

$$n(h) = n_0 \exp\left(-\frac{mg}{kT} h\right), \quad (1.22)$$

где $n_0 = p_0/(kT)$. Учитывая, что $p_0 = 10^5$ Па и $k = 1,38 \times 10^{-23}$ Дж/К, и полагая $T = 290$ К, получаем: $n_0 = 2,5 \times 10^{25}$ м⁻³.

Рассмотрим две высоты: h_1 и h_2 (пусть для определенности $h_2 > h_1$). Из (1.22) следует, что

$$n(h_2) = n(h_1) \exp\left(-\frac{h_2 - h_1}{H}\right), \quad (1.23)$$

где

$$H = \frac{kT}{mg} = \frac{RT}{\mu g}. \quad (1.24)$$

Величину H называют *приведенной высотой* — дословный перевод английского термина *scale height*. Встречается также неправильное название «шкала высот», появившееся в результате ошибочного перевода упомянутого английского термина. Приведенная высота H — это увеличение высоты, при котором концентрация молекул в воздухе уменьшается в $e = 2,7$ раз.

На рис. 1.11,б графически представлена зависимость $n(h)$, в которой для концентрации молекул использована логарифмическая шкала. В качестве m взята средняя масса молекул двух основных газов:

$$m = \frac{3}{4} m_A + \frac{1}{4} m_K. \quad (1.25)$$

Здесь $m_A = 4,65 \cdot 10^{-26}$ кг и $m_K = 5,31 \cdot 10^{-26}$ кг — массы молекул азота и кислорода. Используя (1.25), находим: $m = 4,82 \times 10^{-26}$ кг. Подставив это значение m и положив $T = 290$ К, получим из (1.24) значение приведенной высоты $H = 8,5$ км. Таким образом, концентрация молекул в атмосферном воздухе уменьшается в 2,7 раза при подъеме на каждые 8,5 км. Чтобы достичь высоты, например, 85 км, надо выполнить десять таких подъемов; в результате концентрация молекул уменьшится в $2,7^{10}$ раз, т. е. в 20 000 раз. А при подъеме на высоту 300 км концентрация молекул уменьшится в 10^{16} раз и составит всего 10^9 м⁻³ (это хорошо видно на рис. 1.11,б).

Напомним: барометрическая формула, как и соотношение (1.22), получены в предположении, что выполнены четыре условия: 1) газ находится в состоянии механического равновесия, 2) температура газа постоянна по всему его объему, 3) ускорение свободного падения не изменяется с высотой, 4) все молекулы газа одинаковы. Понятно, что, строго говоря, *эти условия для атмосферного воздуха не выполняются*. А можно ли *приблизительно* пользоваться барометрической формулой или хотя бы соотношением (1.23), подбирая для различных высотных интервалов в атмосфере подходящие значения приведенной

высоты H ? Прежде чем ответить на этот вопрос, познакомимся с понятиями гомосфера и гетеросфера.

1.3.3. Гомосфера и гетеросфера. *Гомосферой* называют нижнюю атмосферу до высоты около 100 км, а *гетеросферой* — атмосферу, находящуюся над гомосферой.

Основные газовые компоненты атмосферы (азот, кислород, аргон) и ряд компонентов меньшей концентрации, которые относятся к категории отмечавшихся в п. 1.1.1 *постоянных* газов, характеризуются в пределах гомосферы практически не изменяющимся с высотой процентным содержанием. Иначе говоря, *их концентрации уменьшаются с высотой одинаково*; для всех газовых компонентов атмосферы значение приведенной высоты одно и то же. Оно определяется соотношением (1.24), где средняя масса молекулы:

$$m = \sum_i \eta_i m_i. \quad (1.26)$$

Здесь m_i и η_i — соответственно масса молекулы и относительная концентрация по массе для i -го компонента газовой смеси. Сюда не следует включать водяной пар, углекислый газ, озон и ряд других газов, относящихся к категории *переменных* газов. При рассмотрении гомосферы для оценки m достаточно учесть лишь два газа — азот и кислород.

Ускорение свободного падения уменьшается в пределах гомосферы от $g_0 = 9,8 \text{ м/с}^2$ до $g_1 = 9,5 \text{ м/с}^2$. Зависимость $g(h)$ легко получить, воспользовавшись законом всемирного тяготения.

Если тело массы m_0 находится на высоте h над земной поверхностью, то согласно закону всемирного тяготения сила тяжести тела $m_0 g$ равна $Gm_0 M_3 / (R_3 + h)^2$; следовательно

$$g(h) = GM_3 / (R_3 + h)^2. \quad (1.27)$$

Здесь $G = 6,67 \cdot 10^{-11} \text{ Н} \cdot \text{м}^2 / \text{кг}^2$ — гравитационная постоянная, $R_3 = 6370 \text{ км}$ — радиус земного шара, M_3 — его масса. Используя ускорение свободного падения $g_0 = GM_3 / R_3^2 = 9,8 \text{ м/с}^2$, перепишем (1.27) в виде

$$g(h) = g_0 \left(1 + \frac{h}{R_3} \right)^{-2}.$$

Приняв $h = 100 \text{ км}$ (верхняя граница гомосферы), получим: $g_1 = 9,5 \text{ м/с}^2$.

Итак, оставаясь в пределах гомосферы, можно считать, что атмосферный воздух состоит из молекул с усредненной массой (1.26), и приближенно полагать неизменным ускорение свободного падения.

Измерения показали, что барометрическая формула достаточно хорошо работает в пределах гомосферы, если принять приведенную высоту H равной 7 км. Из (1.24) следует, что в таком случае температура гомосферы должна быть принята равной 240 К (т. е. $\sim -30^\circ\text{C}$). Назовем это значение *условной* температурой гомосферы и обозначим $T_{\text{усл}}$. *Реальная* температура в гомосфере для разных высот находится в пределах от 20°C до -100°C ; приближенно ее можно считать постоянной (равной температуре $T_{\text{усл}}$). Подробнее об изменении температуры с высотой поговорим в п. 1.3.4.

Уязвимое место с точки зрения применимости барометрической формулы к гомосфере — это выполнение условия механического равновесия. Ведь неизменность химического состава воздуха в гомосфере обеспечивается тем, что в ней происходит *турбулентная диффузия*, проявляющаяся в постоянном и достаточно интенсивном *перемешивании воздушных масс* (в частности азота и кислорода). Это происходит до тех пор, пока плотность воздуха остается относительно большой. А вот начиная с высот порядка 100 км атмосферный воздух становится разреженным настолько, что каждый газовый компонент начинает существовать как бы сам по себе. В этом и заключается принципиальное отличие гетеросферы от гомосферы. Приблизительную границу раздела гомосферы и гетеросферы на высоте около 100 км называют *турбопаузой*.

Итак, в гетеросфере становится несущественным перемешивание газовых компонентов. Концентрация молекул каждого газа уменьшается с высотой самостоятельно, для каждого характерна своя собственная приведенная высота H . *Чем легче газ, тем больше приведенная высота, а потому по мере подъема над земной поверхностью начинают играть главную роль все более легкие газы.* В результате в гетеросфере химический состав воздуха *существенно изменяется с высотой.*

Это изменение наглядно демонстрирует рис. 1.12. На нем графически представлены зависимости от высоты для концентрации молекул различных газов, содержащихся в атмосферном воздухе. Познакомимся с ними подробнее.

Прежде всего отметим, что, начиная с высот 10–20 км, в атмосфере появляется *атомарный кислород* O , играющий принципиально важную роль в образовании *озонового слоя.*

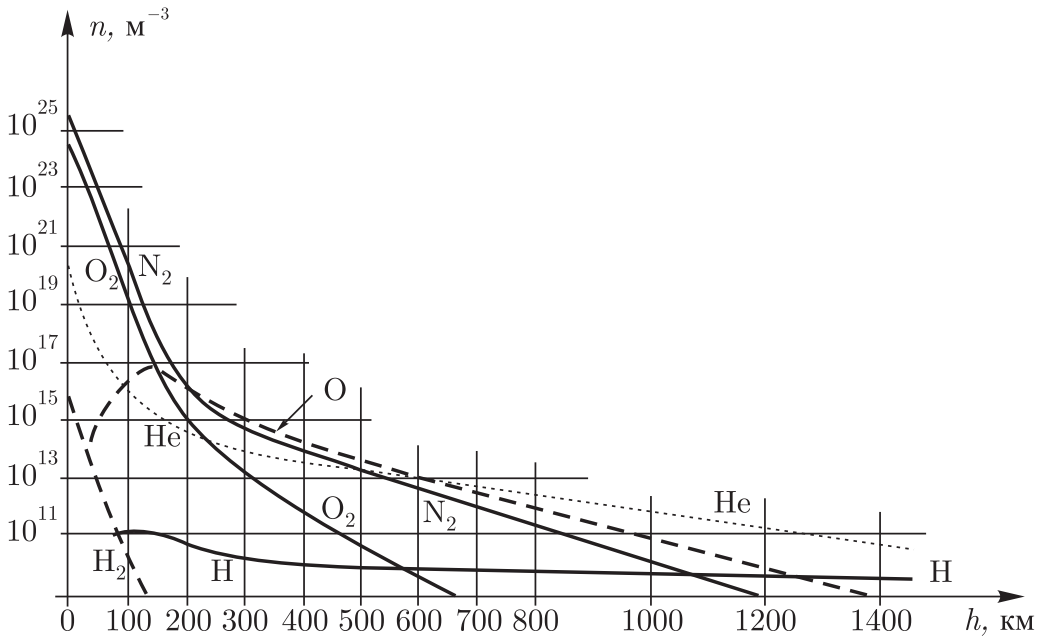


Рис. 1.12

Атомарный кислород возникает в результате *фотодиссоциации* молекул кислорода под действием солнечного ультрафиолетового излучения:



Через γ здесь обозначен квант излучения (фотон). Его энергия ε должна быть не меньше *пороговой энергии диссоциации* молекулы O_2 , равной 5,2 эВ. Иначе говоря, длина волны излучения должна быть не больше 240 нм — см. (1.29).

Энергия фотона в излучении с длиной волны λ равна

$$\varepsilon = hc/\lambda, \quad (1.29)$$

где $h = 6,63 \cdot 10^{-34}$ Дж · с — постоянная Планка, $c = 3 \cdot 10^8$ м/с — скорость света. Если ε измерять в джоулях, а λ — в метрах, то (1.29) принимает вид: $\varepsilon = 2 \cdot 10^{-25}/\lambda$. Если ε измерять, как это принято, в электронвольтах (эВ), а λ в нанометрах (нм), то из (1.29) следует

$$\varepsilon = 1250/\lambda. \quad (1.29a)$$

Чтобы получить (1.29a), необходимо учесть, что 1 эВ = $1,6 \times 10^{-19}$ Дж и 1 нм = 10^{-9} м.

Концентрация атомарного кислорода с увеличением высоты быстро растет и примерно на высоте 140 км сравнивается с концентрацией молекулярного кислорода; в дальнейшем преобладание концентрации O над концентрацией O_2 становится с высотой все значительнее. Так, на высоте 300 км концентрация O

превышает концентрацию O_2 уже в 100 раз, а на высоте 700 км — в 10 000 раз. На высоте около 200 км концентрация O сравнивается с концентрацией N_2 , и в пределах высот от 200 км до 600 км атомарный кислород становится основным компонентом атмосферы. А по достижении высоты 600 км и вплоть до ~ 2000 км наибольшую концентрацию имеет гелий He . В дальнейшем главную роль в атмосфере играет атомарный водород H . Заметим, что концентрация H уже вблизи турбопаузы начинает превышать концентрацию N_2 , будучи при этом более чем в 100 000 раз меньше концентрации O_2 или N_2 . И хотя с высотой концентрация H продолжает уменьшаться, однако начиная с 600 км она становится больше концентрации O_2 , после 1100 км — больше концентрации N_2 , а выше 1300 км — больше концентрации O . Самые внешние области атмосферы, состоящие фактически только из атомарного водорода, простираются на расстояние до нескольких земных радиусов; они образуют водородную геокорону. Концентрация атомов в геокороне порядка $10^8 - 10^9 \text{ м}^{-3}$.

Может сложиться впечатление, что в гетеросфере барометрическая формула работает лучше, чем в гомосфере, если только применять ее отдельно для каждого газового компонента. Однако это не совсем так, поскольку при возрастании высоты от 100 км до 500 км температура атмосферы существенно изменяется — она возрастает от 150 К примерно до 1000 — 1500 К (рис. 1.13).

Обратим внимание на то, что столь высокие температуры на таких больших высотах не мешают космическим аппаратам летать, а космонавтам выходить в открытый космос. Температура T , напомним, пропорциональна среднему значению поступательной кинетической энергии молекулы (атома), которое на высотах в несколько сотен километров действительно оказывается чрезвычайно большим. Однако вследствие очень сильной разреженности воздуха концентрация молекул (атомов) ничтожно мала; поэтому они практически не оказывают воздействия на космический аппарат или космонавта. При переходе к сверхглубокому вакууму понятие температуры вообще становится неприемлемым. Как уже отмечалось, нет смысла говорить о температуре нескольких молекул или атомов.

1.3.4. «Слоеный пирог» земной атмосферы. Ассоциация со слоеным пирогом возникает при рассмотрении изменения с высотой температуры атмосферного воздуха. Атмосфера представляется состоящей из последовательности нескольких слоев или, точнее, нескольких вложенных одна в другую сфер, каждая

из которых характеризуется своим ходом изменения температуры в процессе подъема. Различают пять сфер, получивших названия (в направлении от земной поверхности): *тропосфера, стратосфера, мезосфера, термосфера, экзосфера*.

Эти сферы выделены на рис. 1.13, на котором графически показано изменение температуры атмосферы с высотой. По вертикальной оси здесь отложена высота h в километрах, а по горизонтальной — температура T в кельвинах; для обеих осей использована логарифмическая шкала.

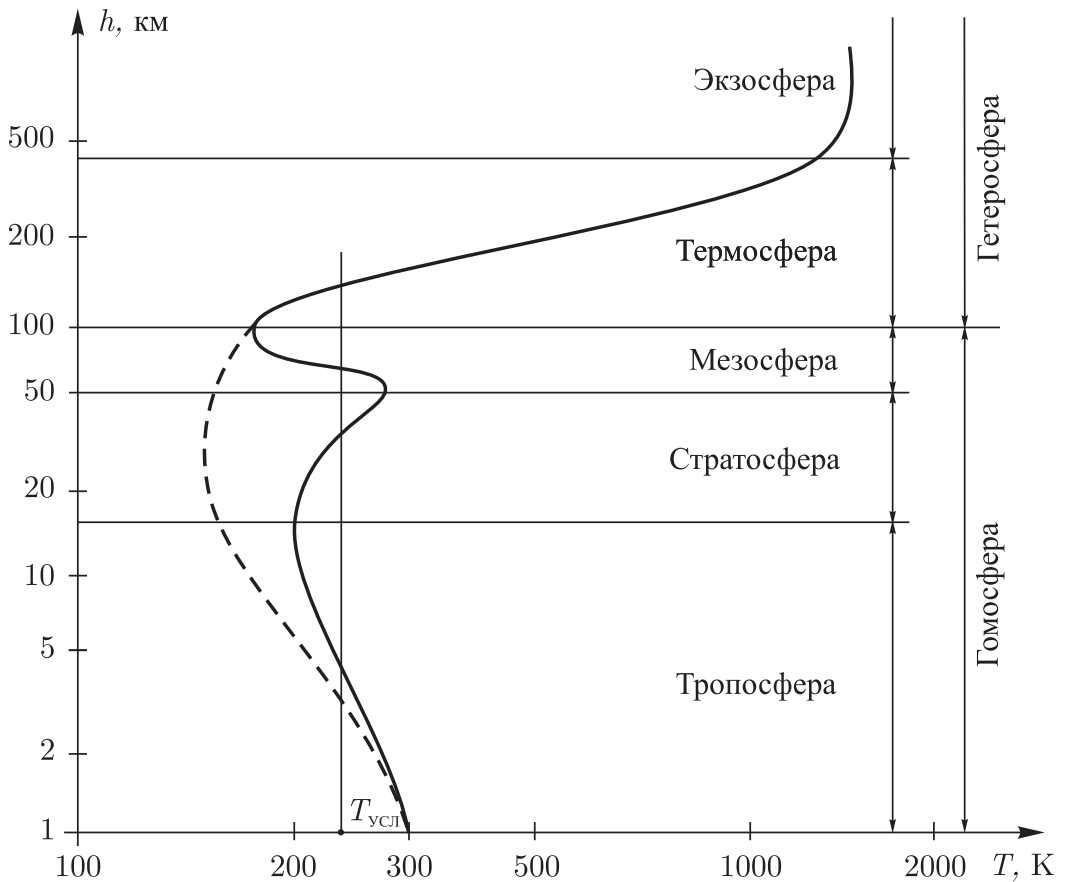


Рис. 1.13

По мере подъема от земной поверхности температура воздуха сначала *убывает*. Это хорошо известно: вершины высоких гор круглый год покрыты снегом и льдом. Все, кто летал на авиалайнерах, слышали сообщения бортпроводницы о том, что температура воздуха за бортом 60–70 градусов мороза (заметим, что современные авиалайнеры летают на высотах 8–10 км).

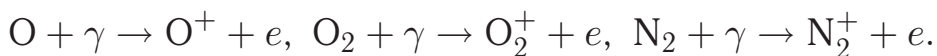
Не все, однако, знают, что уменьшение температуры воздуха с высотой происходит лишь до определенных высот: примерно до 17 км над экваториальными областями и 10 км над полярными.

Эти числа определяют высоту верхней границы *тропосферы*: она зависит от географической широты. Температура воздуха на границе тропосферы составляет над экватором примерно $-75\text{ }^\circ\text{C}$, а над полюсами около $-60\text{ }^\circ\text{C}$.

К тропосфере примыкает следующий слой — *стратосфера*. В стратосфере температура воздуха при подъеме сначала остается постоянной (до высот 25–30 км), а затем начинает *возрастать* вплоть до высоты 55 км, отвечающей верхней границе стратосферы. При этом температура воздуха достигает значений, близких к $0\text{ }^\circ\text{C}$. Итак, в пределах стратосферы температура воздуха с подъемом не снижается: сначала она почти не изменяется, а затем начинает расти.

В следующем атмосферном слое — *мезосфере* — температура воздуха снова начинает уменьшаться по мере дальнейшего подъема. Она падает до $-100\text{ }^\circ\text{C}$ и даже до $-130\text{ }^\circ\text{C}$ на уровне верхней границы мезосферы, имеющей высоту около 90 км. Над мезосферой располагается *термосфера*. Здесь температура по мере подъема возрастает и достигает $1000\text{--}1500\text{ }^\circ\text{C}$ на высотах 400–500 км. Еще выше находится наиболее разреженная область атмосферы — *экзосфера*. В экзосфере температура с дальнейшим возрастанием высоты практически не изменяется. Она остается примерно равной $1500\text{--}2000\text{ }^\circ\text{C}$ и постепенно утрачивает смысл при переходе к безвоздушному межпланетному пространству.

Атмосфера Земли действительно напоминает слоеный пирог: слои, в пределах которых температура воздуха с высотой понижается, чередуются со слоями, где она с высотой повышается. Нетрудно объяснить происхождение такой слоистости пирога. Снизу атмосфера подогревается земной поверхностью, а сверху ее разогревает солнечное излучение. Поэтому ее температура должна возрастать как при приближении к земной поверхности, так и при приближении к верхней границе термосферы, которая достаточно интенсивно поглощает солнечное излучение в его ультрафиолетовой части. Вызывающее разогрев термосферы поглощение излучения происходит за счет, во-первых, отмечавшейся ранее реакции фотодиссоциации молекул O_2 ($\text{O}_2 + \gamma \rightarrow \text{O} + \text{O}$) и, во-вторых, реакций фотоионизации атомов O , молекул O_2 и N_2 :



В реакциях фотоионизации поглощение фотона приводит к превращению нейтрального атома или молекулы в положительный ион и свободный электрон.

Учитывая подогрев земной атмосферы Землей и Солнцем, следовало бы ожидать, что кривая, описывающая взаимосвязь высоты и температуры, будет иметь вид, представленный на рис. 1.13 штриховой линией. Однако в действительности выполняется не штриховая, а сплошная кривая. Дело в том, что имеет место *дополнительный нагрев* атмосферного воздуха в области стратосферы, который обусловлен поглощением ультрафиолетовой части солнечного излучения в *озоновом слое*, приходящемся на интервал высот от поверхности до почти 80 км (с наибольшей концентрацией озона на высотах между 10 км и 30 км). Подробнее об озоновом слое мы поговорим в разд. 1.5.

1.3.5. Нижние слои атмосферы. К нижним слоям атмосферы относят тропосферу и стратосферу. В пределах тропосферы сосредоточено около 80 % массы земной атмосферы, а в пределах стратосферы — остальные 20 %. По существующим оценкам на долю мезосферы приходится не более 0,3 % массы атмосферы, а на долю термосферы — менее 0,05 %.

Как мы видим, почти вся масса атмосферы находится в 50-километровом слое воздуха, прилегающем к земной поверхности. Естественно, что этот слой воздуха, и прежде всего его нижняя часть, т. е. тропосфера, и *определяет погоду на планете*. Содержащиеся в тропосфере и стратосфере водяные пары, углекислый газ, озон и ряд других газов (среди них газы техногенного происхождения) задерживают распространяющееся от Земли в космос инфракрасное излучение и тем самым обеспечивают на земной поверхности определенный температурный режим. Такова сущность *парникового эффекта*, о котором поговорим подробнее в п. 1.6.1. Погода на Земле определяется в существенной мере вертикальными и горизонтальными перемещениями (потоками) воздушных масс, происходящими как в тропосфере, так и в стратосфере. Достаточно хорошо изучена *динамика тропосферы*: циклоны и антициклоны, тропические циклоны (иначе говоря, ураганы или тайфуны), глобальные ветры у поверхности Земли и вблизи границы тропосферы. Обо всем этом пойдет разговор в гл. 3.

Уникальным свойством стратосферы можно считать *наличие в ней озона*. Хотя озон можно наблюдать также в тропосфере и даже мезосфере, однако в основном он сосредоточен на высотах между 20 км и 55 км, т. е. в стратосфере.

Уникальным свойством тропосферы следует признать *наличие в ней облаков*. Для их образования необходимо не только наличие ядер конденсации. Нужно также, чтобы воздух был

достаточно влажным и чтобы происходило существенное понижение температуры воздуха (напомним п. 1.1.3). Наиболее влажен воздух вблизи земной поверхности, т. е. в тропосфере. К тому же в тропосфере температура воздуха с высотой уменьшается. Поэтому естественно, что почти весь облачный покров Земли сосредоточен в пределах тропосферы.

В стратосфере облаков практически нет, если не считать тонких просвечивающих *перламутровых облаков*, возникающих изредка на высоте 20–30 км и наблюдаемых на темном небе после захода Солнца и перед его восходом. Кроме того, отметим появляющиеся летом у верхней границы мезосферы на высоте около 80 км (на этой высоте температура воздуха опускается ниже $-100\text{ }^{\circ}\text{C}$) *серебристые облака*. Они образуют размытые полосы, настолько прозрачные, что сквозь них хорошо просвечивают звезды.

Мы живем на дне воздушного океана, плотность которого очень быстро уменьшается по мере подъема от поверхности Земли. Поэтому для жизни подходит лишь относительно тонкий приповерхностный слой атмосферы, не выходящий за пределы тропосферы. Уже на высоте 5 км над уровнем моря у нетренированного человека возникает кислородное голодание. По достижении 12–15 км дыхание становится невозможным. На высоте около 20 км атмосферное давление снижается до 0,05 атм, т. е. до 40 мм рт.ст. (см. рис. 1.11, а). При таком давлении во внешней среде вода и межтканевая жидкость в организме человека закипают. Поэтому почти мгновенно наступает смерть, если вдруг произойдет разгерметизация скафандра или космической капсулы. Заметим, что в данном случае человек погибает отнюдь не из-за «космического холода», а вследствие внутреннего закипания, вызванного понижением давления окружающего воздуха.

Обратим внимание на то, что по мере увеличения высоты постепенно ослабевают, а затем и вовсе исчезают хорошо знакомые нам явления — например, распространение звука в воздухе, возникновение аэродинамической подъемной силы и сопротивления, теплопередача посредством конвекции, т. е. посредством перемешивания воздуха. На высотах за пределами стратосферы практически невозможен управляемый аэродинамический полет.

1.3.6. Классификация облаков тропосферы. Согласно современной классификации в тропосфере существуют десять основных форм облаков, различающихся внешним видом и структурой. Из них восемь относят к категории *облаков*

горизонтального развития (их называют *слоистообразными облаками*), а две формы — к категории *облаков вертикального развития* (их называют также *кучевообразными облаками*).

Облака горизонтального развития сильно развиты в горизонтальном направлении (их горизонтальная протяженность составляет от 10 км до 1000 км) и относительно слабо в вертикальном направлении (облако может иметь толщину, измеряемую всего лишь сотнями метров). Время жизни таких облаков относительно большое — оно измеряется сутками. Вертикальные перемещения воздушных масс в облаках происходят медленно — со скоростями, не превышающими 10–30 см/с.

Облака вертикального развития относительно слабо развиты в горизонтальном направлении (их горизонтальная протяженность колеблется от одного до нескольких километров, в отдельных случаях до нескольких десятков километров), зато толщина облаков, которую лучше называть высотой, достигает до 10 км и даже 15 км, так что вершина облака может достичь стратосферы. Время жизни таких облаков невелико — от нескольких десятков минут до нескольких часов. Вертикальные перемещения воздушных масс происходят достаточно быстро; максимальные скорости достигают нескольких метров в секунду, а в кучево-дождевых облаках они могут составлять 20 м/с, что по шкале Бофорта для силы ветра соответствует шторму.

Если у облаков вертикального развития высота нижней границы не превышает двух километров (у кучевых облаков она находится в пределах от 0,8 км до 2 км, а у кучево-дождевых — от 0,4 км до 1,5 км), то у облаков горизонтального развития высота нижней границы находится в интервале от 100 м до 10 км. Поэтому облака горизонтального развития подразделяют на облака *нижнего яруса* (высота нижней границы облака от 0,1 — 0,4 км до 1 км), облака *среднего яруса* (высота нижней границы от 2 км до 5 км), облака *верхнего яруса* (высота нижней границы от 6 км до 10 км). Облака нижнего яруса состоят целиком или в основном из водяных капель, а верхнего яруса — целиком из ледяных кристаллов. Облака среднего яруса состоят как из капель, так и из кристаллов.

Как уже отмечалось, существуют восемь форм облаков горизонтального развития. Представим их, перемещаясь от нижнего яруса к верхнему.

В *нижнем ярусе* выделяют три формы облаков: слоистые, слоисто-дождевые, слоисто-кучевые. *Слоистые облака* (рис. 1.14, а) имеют вид тонкого однородного слоя без определенных очертаний, похожего на туман, который приподнялся

над земной поверхностью. Они могут образоваться на склоне горы. Осадки не выпадают, если не считать мелкой мороси. *Слоисто-дождевые облака* (рис. 1.14, б) отличаются весьма неопределенной размытой формой и в отличие от других слоисто-образных облаков могут иметь толщину несколько километров. Они могут дать начало обложному дождю или снегу. Именно с такими облаками связано представление о пасмурной погоде. *Слоисто-кучевые облака* подобны слоистым, но в отличие от них имеют хорошо выраженную структуру в виде слоя из крупных гряд и полос, разделенных просветами или сливающимися в сплошной волнистый покров. Осадки отсутствуют.

В *среднем ярусе* выделяют две формы облаков: высококучевые и высоко-слоистые. *Высоко-кучевые облака* (рис. 1.14, в) похожи на слоисто-кучевые, но характеризуются более четким и выразительным разбиением на длинные гряды и круглые глыбы. Осадки отсутствуют. *Высоко-слоистые облака* совершенно не похожи на высоко-кучевые. Они выглядят как однородная пелена без какой-либо структуры, нередко закрывающая все небо. Сквозь пелену просвечивает солнце. Эти облака могут вызывать дождь, а в зимнее время снегопад.

В *верхнем ярусе* выделяют три формы облаков: перистые, перисто-слоистые, перисто-кучевые. *Перистые облака* (рис. 1.14, г) имеют характерный вид переплетений нежных белых нитей и тонких полос, образующих силуэты птичьих крыльев и хвостов или рыбьих скелетов, *перисто-слоистые облака* выглядят как однородная белесая полупрозрачная пелена, в которой просматривается волокнистое строение, *перисто-кучевые облака* — белые тонкие облака, имеющие вид мелких волн, хлопьев или ряби. Употребляемый в просторечии термин «небо в барашках» относится именно к таким облакам. Все облака верхнего яруса не дают осадков.

Переходя к облакам вертикального развития, напомним, что они подразделяются на две формы. Это либо *кучевые*, либо *кучево-дождевые облака*. Различают кучевые облака хорошей погоды (рис. 1.14, д) и мощные кучевые облака (рис. 1.14, е). Кучевые облака хорошей погоды обычно отделены одно от другого, тогда как мощные кучевые облака образуют причудливые нагромождения высотой от 3 км до 5 км и горизонтальной протяженностью до 10 км. Вспомним у А. Фета:

Вон там на заре растянулся
Причудливый хор облаков:
Все будто бы кровли да стены,
Да ряд золотых куполов.

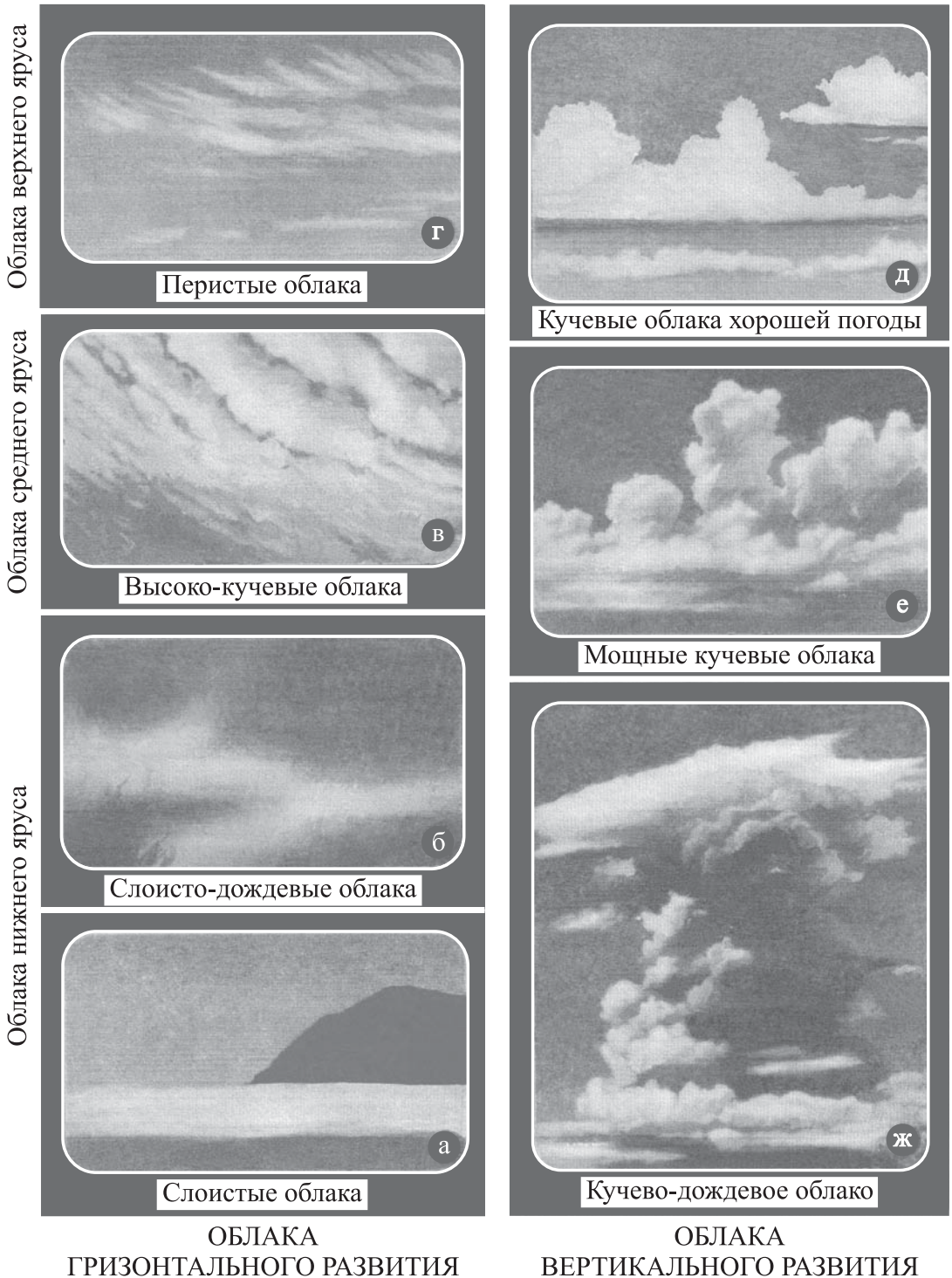


Рис. 1.14

Физические процессы, происходящие в кучевом облаке (поговорим о них в п. 4.4.3), обуславливают характерные особенности его внешнего вида — вытянутость в вертикальном направлении, куполообразную вершину, обилие белых клубов. При всем том

кучевые облака поражают неповторимостью своего вида; ни одно из них не копирует другое.

Кучевые облака, как правило, осадков не дают, а вот *кучево-дождевые облака* (рис. 1.14, ж), называемые также *грозовыми*, дают ливневые осадки, которые могут сопровождаться градом. Кучево-дождевые облака по своему виду похожи на кучевые, но имеют более крупные размеры и более высоки. Внизу они темные, иногда почти черные. Вершина облака обычно растекается в горизонтальном направлении, что придает ему форму наковальни. Кучево-дождевые облака смешанные: в нижней части они состоят из водяных капель, а в верхней из кристаллов льда. Физика процессов созревания, развития и разрушения грозового облака будет рассмотрена в разд. 5.3.

§ 1.4. Ионосфера

1.4.1. Ионизация атмосферы. До сих пор, говоря о составе атмосферного воздуха, мы принимали во внимание только электрически нейтральные атомы и молекулы. Однако наряду с ними в атмосфере имеются заряженные частицы — *атомарные* и *молекулярные ионы* и *свободные электроны*. Ионов и электронов в атмосфере существенно меньше, чем нейтральных частиц; их концентрация не превышает 10^{12} м^{-3} (см. рис. 1.12).

В приземном слое атмосферы (до высоты 3–5 км) ионизацию воздуха осуществляют *космические лучи* и *радиоактивные газы*, поступающие в атмосферу из земной коры. Космические лучи являются основным ионизатором воздуха в пределах всей тропосферы и всей стратосферы. Концентрация создаваемых ими ионов и электронов на высотах 20–30 км достигает 10^9 м^{-3} .

На высотах больше 50 км (в мезосфере и термосфере) основным ионизатором атмосферы является *излучение Солнца* в ультрафиолетовой и рентгеновской частях спектра (*ультрафиолетовое* и *рентгеновское излучение*). Под действием излучения происходят процессы *фотоионизации*:



Нейтральная частица X (атом или молекула) поглощает фотон γ , в результате чего появляются положительный ион X^+ и свободный электрон e . Примеры реакций фотоионизации приводились в п. 1.3.4.

Чтобы произошла реакция (1.30), фотон должен обладать энергией, достаточной для отрывания электрона от нейтральной

частицы. Эта реакция невозможна, если энергия фотона ε меньше энергии $E_{\text{и}}$, называемой *потенциалом ионизации* частицы X . С учетом (1.29) запишем необходимое условие осуществления реакции (1.30) в виде $hc/\lambda \geq E_{\text{и}}$, или, иначе,

$$\lambda \leq hc/E_{\text{и}}. \quad (1.31)$$

Если $E_{\text{и}}$ измерять в электронвольтах, а λ в нанометрах, то условие (1.31) можно переписать в виде

$$\lambda \leq 1250/E_{\text{и}}. \quad (1.31a)$$

Здесь уместно вспомнить соотношение (1.29a).

Заметим, что условие (1.31) является *необходимым*, но отнюдь не *достаточным* для осуществления реакции (1.30). Далеко не всякий фотон с энергией $\varepsilon \geq E_{\text{и}}$ ионизирует частицу, пролетая вблизи нее. Акты ионизации совершаются лишь с некоторой вероятностью.

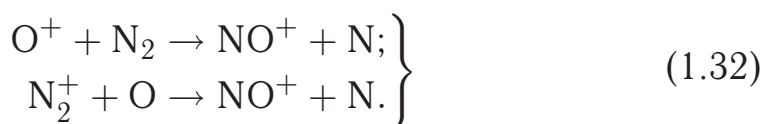
Для молекулярного кислорода O_2 потенциал ионизации $E_{\text{и}} = 12$ эВ (и, значит, длина волны излучения должна быть не более 104 нм). Для молекулярного азота N_2 потенциал ионизации $E_{\text{и}} = 15$ эВ (т. е. длина волны не должна превышать 83 нм). Длины волн *ультрафиолетового* излучения находятся в диапазоне от 10 нм до 400 нм, *видимого* излучения — от 400 нм до 740 нм, *рентгеновского* — от 10^{-5} нм до 10 нм. Как видим, для фотоионизации O_2 или N_2 требуется *коротковолновое* ультрафиолетовое излучение, его называют *жестким* или *дальним* ультрафиолетовым излучением.

Если производящий ионизацию фотон оказывается достаточно жестким (ε существенно больше, чем $E_{\text{и}}$), то избыток энергии будет унесен образовавшимся электроном. И если энергия этого электрона (с учетом происхождения его называют *фотоэлектроном*) окажется достаточно большой, то он может оторвать новый электрон от подвернувшейся нейтральной частицы. Таким образом, наряду с фотоионизацией может происходить *ударная ионизация* при столкновении фотоэлектрона с нейтральной частицей.

На высотах, не превышающих примерно 200–250 км, в относительно больших количествах рождаются не только ионы O_2^+ , N_2^+ , O^+ , но также и *ионы оксида азота* NO^+ . Отметим два пути образования этих ионов в атмосфере. На первом пути сначала происходит фотоионизация молекулы N_2 : $N_2 + \gamma \rightarrow N_2^+ + e$, а затем молекулярный ион N_2^+ участвует в *диссоциативной рекомбинации*, в результате которой он разваливается на атомы N и N^* (звездочка показывает, что атом возникает

в возбужденном состоянии): $N_2^+ + e \rightarrow N + N^*$. Атомарный азот, в отличие от молекулярного, чрезвычайно активен; в результате его взаимодействия с молекулой кислорода O_2 появляется оксид азота: $N + O_2 \rightarrow NO + O$. Фотоионизация молекулы оксида азота приводит к появлению иона NO^+ : $NO + \gamma \rightarrow NO^+ + e$. Заметим, что потенциал ионизации молекулы оксида азота равен $E_{и} = 9,6$ эВ и, следовательно, ионизация оказывается возможной при длинах волн излучения до 130 нм.

Второй путь образования ионов NO^+ более прямой. Эти ионы могут появиться в так называемых *ионно-молекулярных реакциях* (раньше их называли реакциями перезарядки или реакциями переноса заряда). Мы имеем в виду две реакции такого типа:



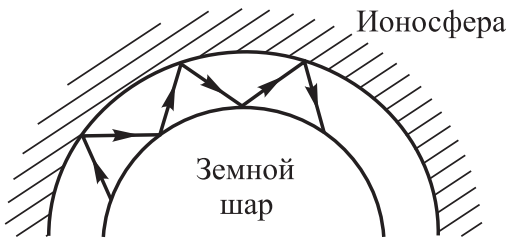
Обратим внимание: в этих реакциях не происходит ни образования, ни исчезновения зарядов — совершается их *перераспределение*.

В заключение заметим, что начиная с высот около 500 км быстро возрастает и становится доминирующей доля ионов He^+ и H^+ , образующихся при фотоионизации соответствующих атомов.

1.4.2. Определение ионосферы. Если буквально расшифровать термин «ионосфера» как «сфера, содержащая ионы», то следовало бы называть ионосферой всю атмосферу. Однако под ионосферой принято понимать атмосферу на высотах, начиная от 50–60 км, т. е. выше не только тропосферы, но и стратосферы. Объяснение этому можно дать, обратившись к истории вопроса.

В самом начале прошлого столетия английский физик Оливер Хэвисайд и американский инженер-электрик Артур Кеннели независимо друг от друга предположили, что вокруг Земли существует ионизированный слой атмосферы, способный подобно своеобразному зеркалу *отражать радиоволны*. Его сначала называли *слоем Хэвисайда–Кеннели*, а затем *ионосферой*. Существование слоя, отражающего радиоволны, было экспериментально подтверждено в 20-х г.

Согласно сложившимся в те годы представлениям, поверхность земного шара и ионизированный слой атмосферы выполняют роль обкладок гигантского сферического конденсатора, которые действуют на радиоволны подобно тому, как зеркала



(Масштаб не соблюден)

Рис. 1.15

действуют на световые лучи. Отражаясь попеременно от слоя ионосферы и от земной поверхности, радиоволны могут огибать земной шар огромными скачками в сотни и тысячи километров и таким образом преодолевать многие тысячи километров (см. рис. 1.15). На основе зондирования ионосферы

радиоимпульсами ученые заключили, что внутри ионосферы располагаются несколько электронных зеркал — слоев, отражающих радиоволны. Эти слои обозначили в порядке постепенного удаления от поверхности Земли как *D*-слой, *E*-слой, *F*-слой.

Развернувшиеся во второй половине века исследования ионосферы с помощью ракет и искусственных спутников Земли показали, что никаких сколько-нибудь выраженных ионосферных слоев не существует, а происходит монотонное изменение концентрации электронов с высотой, обнаруживающее основной максимум на высотах 300–350 км. Тот факт, что отражение радиоволн усиливается на определенных высотных участках, связан не с определенными электронными слоями-отражателями, а с изменением с высотой условий отражения. Проще говоря, разным «слоям» (разным высотам) соответствует разная физика процессов, связанных с отражением радиоволн. Поэтому сегодня, говоря об ионосфере, употребляют не термин «слой», а термин «область». Ионосферу разбивают по высоте на *области*:

от 60 км до 90 км — *область D*,

от 90 км до 150 км — *область E*,

от 150 км до 220 км — *область F₁*,

от 220 км до 450 км — *область F₂*,

выше 450 км — *область внешней ионосферы*.

Но возвратимся к определению понятия ионосфера. Оно появилось, как было сказано, в связи с исследованиями распространения радиоволн в атмосфере. На их распространение влияет концентрация в атмосфере не ионов, а свободных электронов. С точки зрения радиофизика ионосфера кончается там, где становится слишком малой концентрация именно свободных электронов. По мере понижения высоты, начиная от 50–60 км, концентрация свободных электронов в атмосфере начинает быстро

уменьшаться вследствие «прилипания» этих электронов к нейтральным частицам (с образованием отрицательных ионов). Этот процесс происходит тем активнее, чем больше плотность воздуха. Уже на высоте около 50 км концентрация электронов составляет всего 10^7 м^{-3} , что посредством радиоволн практически не обнаруживается.

Итак, теперь мы можем привести определение понятия ионосфера. *Ионосфера — это та часть верхней атмосферы, где концентрация свободных электронов достаточна, чтобы оказывать заметное влияние на распространение радиоволн.* Концентрация свободных электронов должна быть выше 10^7 м^{-3} .

1.4.3. Строение ионосферы. Строение ионосферы характеризуется тем, как распределяются по высоте свободные электроны и ионы. Начнем с *распределения электронов*. Для этого обратимся к рис. 1.16, на котором показано, как изменяется

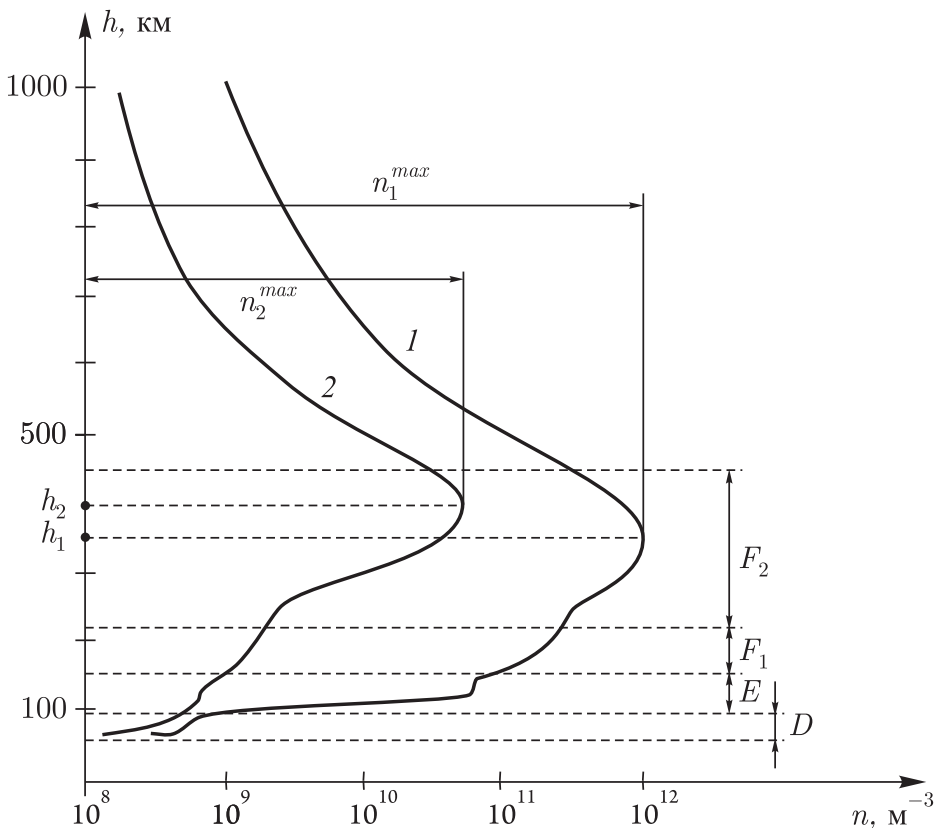


Рис. 1.16

с высотой h концентрация электронов n . Кривая 1 получена для дневного времени, а кривая 2 — для ночного. Видим, что днем концентрация n на порядок и более превышает концентрацию ночью. На обеих кривых обнаруживается максимум

концентрации электронов. Днем концентрация в максимуме равна $n_1^{max} = 10^{12} \text{ м}^{-3}$ и приходится на высоту $h_1 = 350 \text{ км}$. Ночью концентрация в максимуме равна $n_2^{max} = 10^{11} \text{ м}^{-3}$ и приходится на высоту $h_2 = 400 \text{ км}$.

Как видим, высотное распределение электронов в ионосфере существенно изменяется в течение суток, что вполне понятно, поскольку обусловленная солнечным излучением фотоионизация атмосферы происходит днем и отсутствует ночью. Не входя в детали, отметим, что *ионосфера непрерывно изменяется*. Кроме суточных наблюдаются также другие *регулярные* изменения ионосферы: сезонные (со сменой времен года), широтные (при перемещении наблюдателя вдоль меридиана) и связанные с многолетними циклами солнечной активности. Кроме того, наблюдаются *нерегулярные* возмущения ионосферы, обусловленные солнечными вспышками. Приведенные на рис. 1.16 кривые 1 и 2 типичны для средних широт в летнее время в период относительно спокойного Солнца.

Переходя к *высотному распределению ионов* в ионосфере, отметим прежде всего специфику области D (высоты от 60 км до 90 км). Она заключается в том, что, во-первых, здесь наряду с положительными наблюдаются также отрицательные ионы (например, ионы NO_2^- и NO_3^-) и, во-вторых, в этой области образуются комплексные ионы типа $(\text{H}_2\text{O})_n\text{H}^+$ или $(\text{H}_2\text{O})_n\text{NO}^+$, называемые *ионами-связками*. Они представляют собой связки ионов H^+ или NO^+ с одной, двумя и более молекулами H_2O .

Обратим внимание на то, что выше области D нет ни ионов-связок, ни каких-либо отрицательных ионов. *От 100 км и выше все ионы являются положительными*. Их распределение по высоте от 100 км до 600 км характеризует рис. 1.17. Кривые на этом рисунке — отнюдь не графики неких закономерностей, а границы, разделяющие участки, соответствующие обозначенным на них ионам. Воспользовавшись рисунком, можно для любой выбранной высоты определить для того или иного иона выраженную в процентах долю его концентрации по отношению к содержанию всех ионов на данной высоте. Выбрав для примера высоту 200 км, рассмотрим отрезок прямой AF . Кривые разбивают его на пять отрезков: AB (занимает 48% и дает долю ионов O^+), BC (занимает 7% — это доля ионов N^+), CD (10% — доля ионов N_2^+), DE (15% — доля ионов NO^+), EF (20% — доля ионов O_2^+).

Из рис. 1.17 следует, что на высотах от 100 км до 130 км (т. е. внутри области E) ионный состав атмосферы существенно

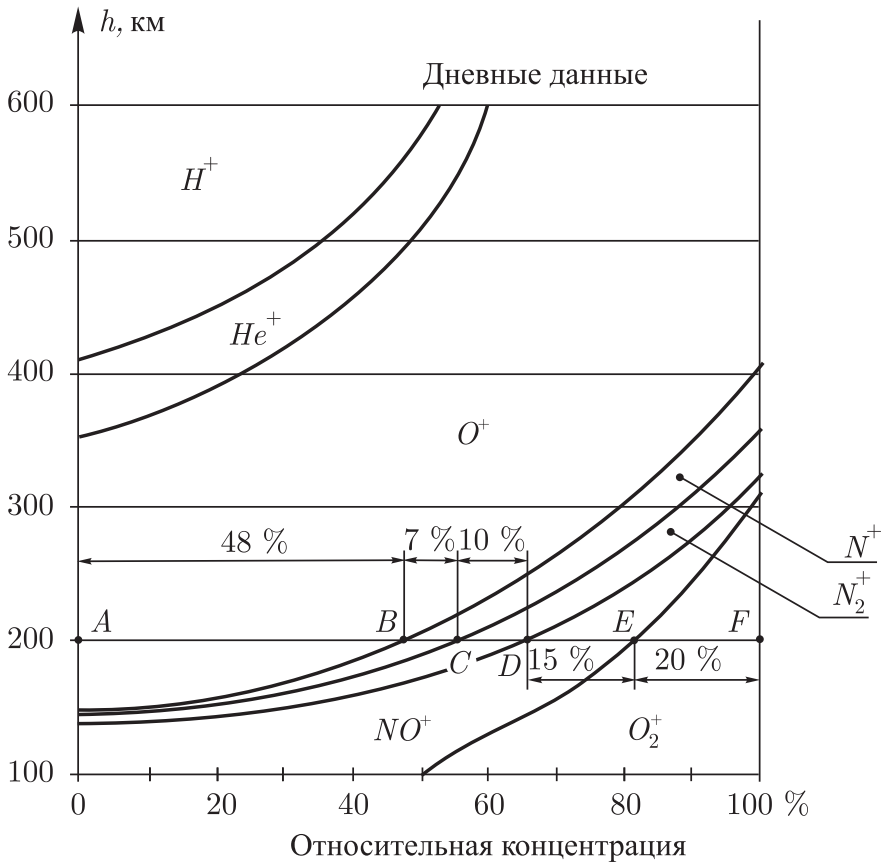


Рис. 1.17

упрощается по сравнению с областью D . Здесь ионный состав представлен фактически только ионами O_2^+ и NO^+ в примерно равных концентрациях. С увеличением высоты появляются также ионы N_2^+ и N^+ , но особенно сильно возрастает концентрация ионов O^+ , которая на высоте 200 км становится практически равной сумме концентраций ионов NO^+ и O_2^+ . Концентрация последних с высотой уменьшается, так что вблизи максимума электронной концентрации, на высоте около 350 км, относительная концентрация ионов O^+ увеличивается до 90%. При 400 км молекулярные ионы полностью отсутствуют, зато наряду с ионами O^+ появились ионы He^+ , а затем и ионы H^+ , т. е. протоны. С дальнейшим увеличением высоты доля протонов будет возрастать все больше и больше.

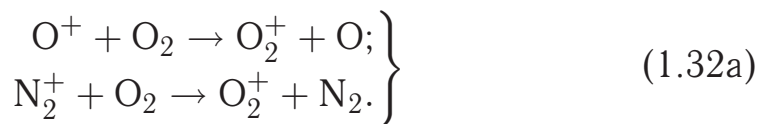
Снизу ионосфера ограничена высотами 50–60 км. А что следует считать *верхней границей* ионосферы? На этот счет нет общей договоренности, равно как и нет определенности в вопросе о верхней границе земной атмосферы. В качестве верхней границы ионосферы можно рассматривать, например, высоты, при которых начинают преобладать ионы H^+ (протоны), т. е. высоты

порядка 1000 км. Область верхней ионосферы, расположенную еще выше, часто называют *протоносферой*. Обычно, однако, под ионосферой понимают область атмосферы до высот 500–600 км, т. е. вкладывают ионосферу в мезосферу и термосферу. Недаром иногда термосферу называют также ионосферой.

1.4.4. Основные физико-химические процессы в ионосфере. Ионосферу можно считать в целом стабильной, поскольку ее изменения имеют в основном регулярный характер и при этом остаются практически постоянными параметры основного максимума n_1^{max} , n_2^{max} , h_1 , h_2 (см. рис. 1.16). Понятно, что существование ионосферы нельзя рассматривать как результат только процессов ионизации. Ионосфера существует благодаря происходящим в ней трем основным физико-химическим процессам: *фотоионизации*, *ионно-молекулярным реакциям* и *рекомбинации*. Эти процессы соответствуют трем стадиям жизни ионов: рождению, превращениям и уничтожению. Совокупность этих процессов, их взаимодействие — все это как раз и создает разнообразие ситуаций, наблюдаемых в ионосфере.

Кроме того, важны также *процессы диффузии*, связанные с перемещением в пространстве электронов и ионов. Роль этих процессов относительно невелика на высотах до ~ 300 км, но возрастает при очень сильном разрежении атмосферы на высотах от 300–400 км. Не имея возможности в данной книге углубляться в вопросы *аэронамики* (современной науки о строении и физико-химии верхней атмосферы Земли), не будем рассматривать диффузию, уделив внимание лишь трем упомянутым выше физико-химическим процессам.

С процессами *фотоионизации* мы познакомились в п. 1.4.1. Там же приведены некоторые *ионно-молекулярные реакции* — см. (1.32). Дополним их еще двумя ионно-молекулярными реакциями:



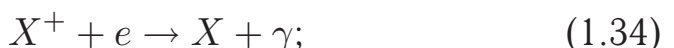
Обратим внимание на то, что в ионно-молекулярных реакциях в ионосфере чаще всего образуются ионы NO^+ и O_2^+ .

Отметим следующие реакции *рекомбинации*:

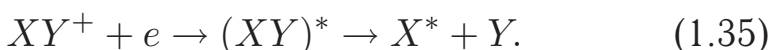
— *рекомбинацию при тройных столкновениях*



— *радиативную рекомбинацию*



— диссоциативную рекомбинацию молекулярных ионов



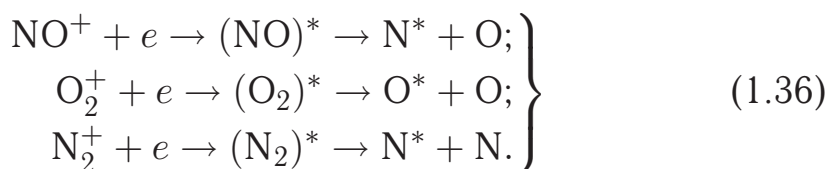
В реакции (1.33) положительный ион соединяется с электроном и появляется нейтральная частица. Зачем здесь нужна некоторая третья частица, обозначенная M ? Как и при всякой рекомбинации, при присоединении электрона к иону *выделяется* энергия, которая ранее была затрачена на ионизацию. Частица M нужна для того, чтобы принять на себя энергию, выделившуюся при рекомбинации. Не имеет значения, что это за частица, поскольку она не претерпевает в данной реакции химического превращения.

Реакция (1.34) является обратной по отношению к реакции фотоионизации (1.30). Здесь при соединении положительного иона с электроном рождаются нейтральная частица и фотон. Энергия, выделившаяся при рекомбинации, уносится фотоном.

В реакции (1.35) при соединении молекулярного иона XY^+ с электроном сначала рождается возбужденная нейтральная молекула $(XY)^*$; энергия, выделившаяся при рекомбинации, идет на возбуждение молекулы. Возбужденная молекула нестабильна и тут же распадается на составляющие ее атомы, один из которых может возбудиться. Атомы разлетаются, унося с собой энергию, выделившуюся при рекомбинации.

Из-за различия путей уноса энергии, выделяющейся при рекомбинации, оказываются различными *вероятности самих реакций*. С наибольшей вероятностью происходит реакция диссоциативной рекомбинации, а с наименьшей — реакция рекомбинации при тройных столкновениях.

Для ионосферы наиболее важны следующие три реакции диссоциативной рекомбинации:



Фотоионизация, ионно-молекулярные реакции, диссоциативная рекомбинация — *последовательные этапы превращений* основных нейтральных частиц на высотах от 100 км до 300 км (молекул N_2 и O_2 и атомов O). Эти этапы демонстрирует схема на рис. 1.18. *Первый этап*: в результате фотоионизации молекул N_2 и O_2 и атомов O рождаются соответствующие положительные ионы. *Второй этап*: ионы N_2^+ и O^+ вступают в ионно-молекулярные реакции (1.32) и (1.32а), в результате чего

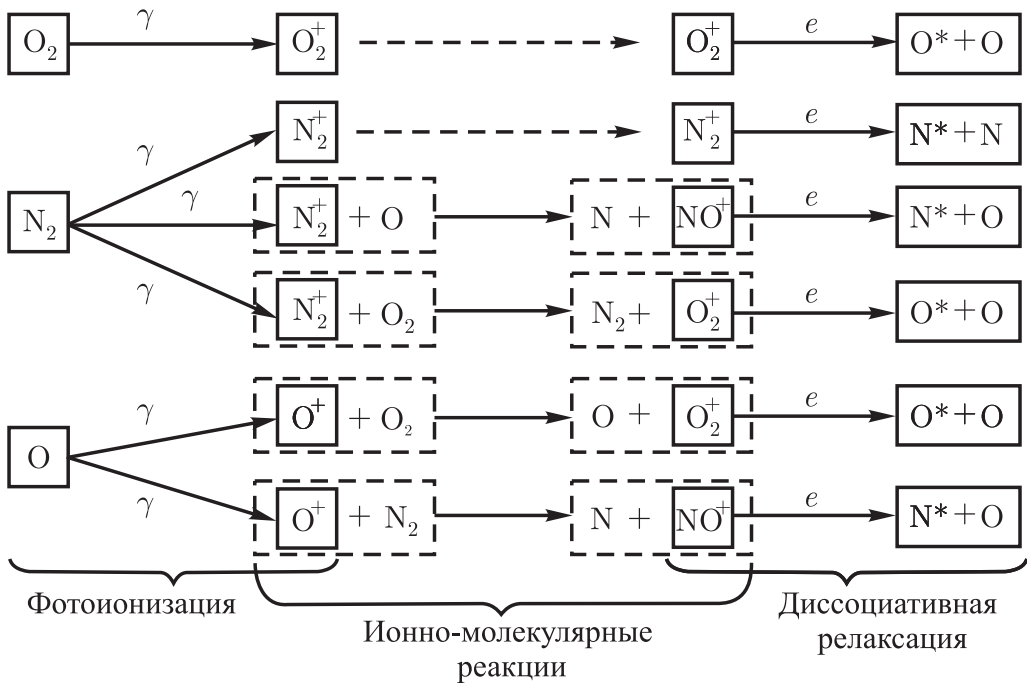


Рис. 1.18

рождаются ионы NO^+ и O_2^+ . *Третий этап:* эти ионы, а также ионы O_2^+ и N_2^+ , появившиеся еще на первом этапе (при фотоионизации молекул O_2 и N_2), соединяются с электронами — происходят реакции диссоциативной рекомбинации (1.36), в результате которых ионы исчезают, а появляются возбужденные и невозбужденные атомы азота и кислорода.

Фотоионизация порождает ионы, а диссоциативная рекомбинация их уничтожает. *Фотоионизация и рекомбинация выступают как два противоборствующих процесса.* Они противоборствуют либо «напрямую», либо с использованием промежуточного звена — ионно-молекулярных реакций (процессов перезарядки). Понятно, почему ночью концентрация электронов в ионосфере значительно слабее, чем днем. Ведь ночью процессы фотоионизации отсутствуют, тогда как процессы рекомбинации продолжают действовать.

Правда, процессам рекомбинации не удастся полностью восторжествовать — хотя концентрация электронов ночью и уменьшается в 10 и более раз, но все-таки они не исчезают совсем. Этому способствуют некоторые процессы подпитки электронами ночной ионосферы. К ним относятся, например, процессы диффузии, приводящие к перемещению некоторой части частиц (в том числе свободных электронов) из освещенной части ионосферы в неосвещенную. При этом важную роль играют два фактора: наличие сильных горизонтальных ветров в верхней атмосфере

и ее разреженность, благодаря которой уменьшается вероятность встречи диффундирующих электронов с ионами. Для космических лучей безразлично, освещена ионосфера лучами Солнца или нет. А они тоже являются ионизаторами, хотя и не столь серьезными по сравнению с солнечным излучением. В заключение упомянем еще один источник подпитки ночной ионосферы электронами. Имеется в виду активно разрабатываемая гипотеза рассеянного излучения. Согласно этой гипотезе в ночной ионосфере происходит фотоионизация фотонами не прямого, а рассеянного атмосферой солнечного излучения.

1.4.5. Рост электронной концентрации при увеличении высоты от 100 км до 300 км. Уменьшение электронной концентрации с высотой вполне понятно, коль скоро с возрастанием высоты быстро уменьшается плотность атмосферы. Однако в интервале от 100 км до 300 км концентрация электронов в ионосфере не уменьшается, а напротив, возрастает, в результате чего и возникает основной максимум в области F_2 . Почему происходит рост электронной концентрации?

Дело в изменении соотношения между процессами рекомбинации и фотоионизации. Процессы рекомбинации начинают все больше отставать от процессов фотоионизации по мере подъема от 100 км примерно до 300 км. Как уже отмечалось, вероятность диссоциативной рекомбинации больше, чем радиативной или, тем более, рекомбинации при тройных столкновениях. Диссоциативная рекомбинация происходит с молекулярными ионами (конкретно ионами NO^+ , O_2^+ , N_2^+), а с атомарными ионами могут происходить рекомбинации лишь двух других типов. Из рис. 1.17 видно, что при подъеме от 100 км до 300 км суммарная относительная концентрация молекулярных ионов уменьшается со 100 % до ~ 10 %; на смену молекулярным ионам приходят слабо рекомбинирующие атомарные ионы (ионы O^+ и в небольшой мере N^+). Вот это и приводит к постепенному и притом значительному уменьшению с высотой вероятности рекомбинации. Вероятность же фотоионизации уменьшается при этом в меньшей степени. Отсюда и возрастание с высотой концентрации электронов в ионосфере.

§ 1.5. Озон в атмосфере

1.5.1. Образование озона. Если химический элемент образует несколько простых веществ, то такие вещества называют *аллотропными модификациями* данного элемента, а само явление — *аллотропией*. В земной атмосфере присутствуют три аллотропных модификации элемента кислорода: *молекулярный кислород* O_2 , *атомарный кислород* O и *озон* O_3 . Максимальная

концентрация молекулярного кислорода наблюдается в приповерхностных слоях атмосферы и составляет порядка 10^{25} м^{-3} . Максимальная концентрация атомарного кислорода существует на высотах около 150 км и равна $\sim 10^{17} \text{ м}^{-3}$. Максимальная концентрация озона реализуется на высотах 15–25 км и составляет около $3 \cdot 10^{18} \text{ м}^{-3}$.

Напомним, что атомарный кислород образуется в атмосфере в результате фотодиссоциации молекул O_2 под действием ультрафиолетового солнечного излучения с длиной волны не более 240 нм — см. (1.28). Находясь в атмосфере в больших количествах, молекулярный кислород полностью поглощает падающее на Землю ультрафиолетовое излучение с длинами волн до 240 нм.

Атомарный кислород взаимодействует с молекулярным, в результате чего в атмосфере появляется озон. Молекула озона O_3 образуется при соединении молекулы O_2 и атома O в присутствии третьей частицы M (например молекулы N_2), которая берет на себя энергию, выделяющуюся в данном рекомбинационном процессе:



Процессу образования озона противостоит процесс уничтожения молекулы O_3 :



Наибольшая допустимая энергия ε фотона в реакции (1.38) (она равна порогу фотодиссоциации молекулы озона) составляет 3,9 эВ, что, согласно (1.29а), соответствует длине волны излучения 320 нм. Вероятность процесса, представляемого реакцией (1.38), достаточно высока, если длина волны λ излучения удовлетворяет неравенствам $200 \text{ нм} < \lambda < 320 \text{ нм}$.

Процессы образования и уничтожения молекул озона, представляемые реакциями (1.37)–(1.39), обеспечивают существование в атмосфере *озонового слоя*. Он охватывает весь земной шар и геометрически похож на сферическую оболочку (полый шар) с внутренним радиусом, соответствующим высоте над земной поверхностью около 10 км, и внешним, соответствующим высоте около 30 км. Иными словами, озоновый слой находится в интервале высот от 10 км до 30 км, т. е. в пределах стратосферы. Строго говоря, молекулы озона рассеяны в относительно малых количествах во всем слое атмосферы от поверхности Земли

примерно до высот 80 км, так что наряду со стратосферным озоном существуют также мезосферный озон и тропосферный озон.

Большая толщина озонового слоя (все 80 км или, по крайней мере, стратосферные 20 км) не должна вводить в заблуждение. В сущности озоновый слой весьма тонок. Если привести его к нормальным условиям, т. е. мысленно собрать молекулы озона таким образом, чтобы парциальное давление озонового газа стало равно 760 мм рт.ст., то получится слой толщиной всего лишь ~ 3 мм. Такова *приведенная толщина* всего озонового слоя.

Основная масса озона — это, конечно, стратосферный озон. В тропосфере и, в частности, в приповерхностном слое совсем немного озона. Но именно здесь мы встречаемся с ним непосредственно и можем ощутить на себе его свойства. Всем известен характерный запах озона при его образовании во время грозных разрядов. Озонированный воздух весьма свеж и не содержит микроорганизмов: озон их убивает. Существуют специальные технические устройства — *озонаторы*, в которых образуется озон при тихом (без искр) электрическом разряде в стеклянной трубке, сквозь которую пропускается поток молекулярного кислорода. Озонирование питьевой воды с целью ее обеззараживания широко применяется на практике. Озонированная вода чище и вкуснее хлорированной.

Вместе с тем нельзя забывать, что озон — *сильнейший окислитель* и что он *ядовит* (даже в большей степени, чем, например, угарный газ). Если относительная концентрация озона в воздухе повысится всего до 0,00005%, у людей возникнет головная боль и появятся другие признаки химического отравления. К счастью, в приповерхностном слое атмосферы концентрация озона в настоящее время не превышает $5 \cdot 10^{17} \text{ м}^{-3}$, что соответствует относительной концентрации 0,000003%. Однако происходит возрастающее загрязнение атмосферы озоном техногенного происхождения, поэтому существует потенциальная угроза озонового отравления атмосферы.

1.5.2. Распределение озона в атмосфере. Изменение концентрации n озона с высотой h показано на рис. 1.19. Кривая 1 характеризует высотное распределение озона в средних широтах, 2 — в тропиках, 3 — в полярной зоне.

На всех трех кривых имеется максимум концентрации. Его нетрудно объяснить. Возрастание концентрации озона по мере подъема от земной поверхности объясняется ростом с высотой количества атомарного кислорода (напомним рис. 1.12). Реакции уничтожения молекул озона (1.38) и (1.39) в самом начале

подъема весьма маловероятны, так как фотоны солнечного излучения уже поглощены вышележащими слоями атмосферы, а молекулы озона пока еще почти совсем отсутствуют. Таким образом, в начале подъема от земной поверхности процессы рождения молекул озона преобладают над процессами их уничтожения, в результате концентрация озона с высотой возрастает. Однако по мере подъема количество не успевших поглотиться фотонов постепенно увеличивается и одновременно накапливаются молекулы озона, вследствие чего процессы уничтожения молекул озона в реакциях (1.38) и (1.39) усиливаются и по достижении некоторой высоты (ее называют *высотой максимума слоя озона*) происходит взаимное уравнивание процессов рождения и уничтожения озона. По мере дальнейшего подъема процессы уничтожения, представляемые реакциями (1.38) и (1.39), начинают все больше преобладать над процессом рождения в реакции (1.37), и поэтому концентрация озона начинает с высотой убывать.

Как видно на рис. 1.19, в средних широтах (кривая 1) высота максимума слоя озона $h_1 = 20$ км; при этом максимум концентрации молекул озона $n_1^{max} = 3 \cdot 10^{18} \text{ м}^{-3}$. В тропиках

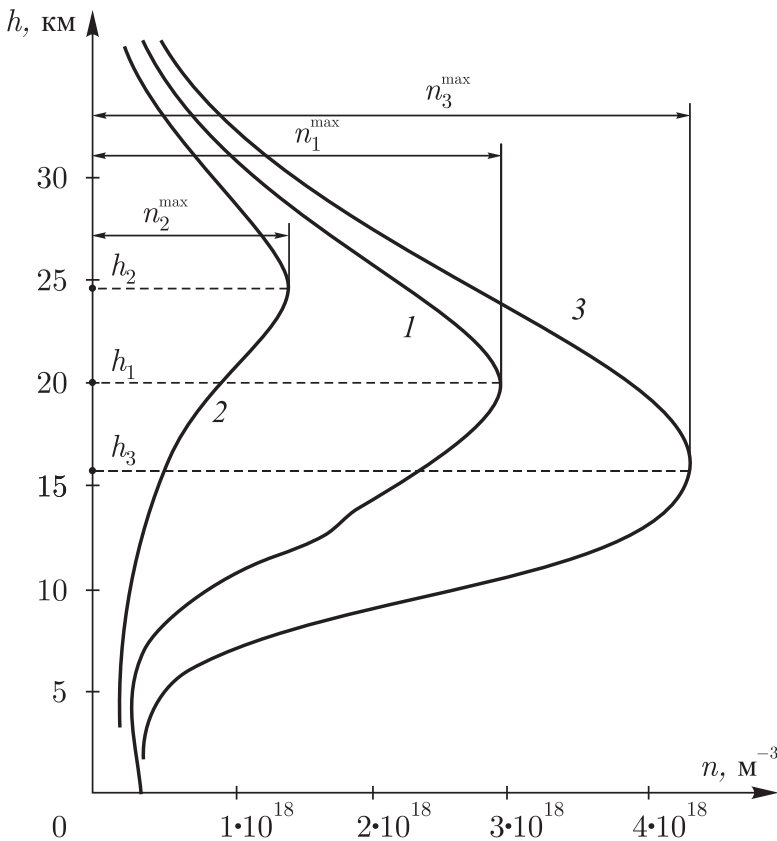


Рис. 1.19

(кривая 2) соответствующие величины составляют $h_2 = 25$ км и $n_2^{max} = 1,5 \cdot 10^{18} \text{ м}^{-3}$, а в полярной зоне — $h_3 = 15$ км, $n_3^{max} = 4,3 \cdot 10^{18} \text{ м}^{-3}$. Итак, при перемещении от средних широт к тропикам высота максимума слоя озона возрастает, а максимальная концентрация озона уменьшается, тогда как при перемещении в полярную зону наблюдается обратная картина — высота максимума слоя озона уменьшается, а максимальная концентрация озона увеличивается. Отметим, что приведенная толщина озонового слоя примерно равна 3 мм в средних широтах, 2 мм в тропиках, 4 мм в полярной зоне.

Как объяснить широтную зависимость высотного распределения озона в атмосфере? Для этого надо принять во внимание наличие *вертикальных перемещений* воздушных масс. Предположим, что поток воздуха в стратосфере устремился вниз. Озон, родившийся в максимуме слоя, будет сноситься вместе с воздухом вниз. Но с понижением высоты ослабевают процессы уничтожения молекул озона и, значит, опускающийся озон будет накапливаться. В результате нисходящий воздушный поток приведет к утолщению слоя озона и увеличению его количества и, в частности, максимальной концентрации.

Напротив, при восходящих движениях воздуха максимум слоя озона будет перемещаться в области со все более усиливающимися процессами уничтожения молекул озона; поэтому поднимающийся с воздухом озон начнет постепенно разрушаться. В результате при восходящих воздушных потоках слой озона окажется относительно тонким и поднявшимся вверх, а общее количество озона, равно как и его максимальная концентрация, уменьшится.

Остается сообразить, где на земном шаре доминируют восходящие, а где нисходящие воздушные потоки. Понятно, что в тропиках воздух нагревается и поднимается вверх, тогда как в полярной зоне он, наоборот, охлаждается и опускается вниз к поверхности Земли. Поэтому в тропиках и наблюдается относительно тонкий слой озона с высоко расположенным максимумом концентрации, а в полярной зоне — толстый слой с максимумом концентрации, расположенным низко.

1.5.3. Две глобальные роли стратосферного озона.

Рис. 1.20 поясняет, где происходит поглощение ультрафиолетового солнечного излучения (с длинами волн λ от 10 нм до 400 нм), приходящего к Земле. Прямоугольником условно изображена атмосфера, внутри которой штриховкой выделен озоновый слой. Излучение в интервале длин волн от 200 нм до 320 нм,

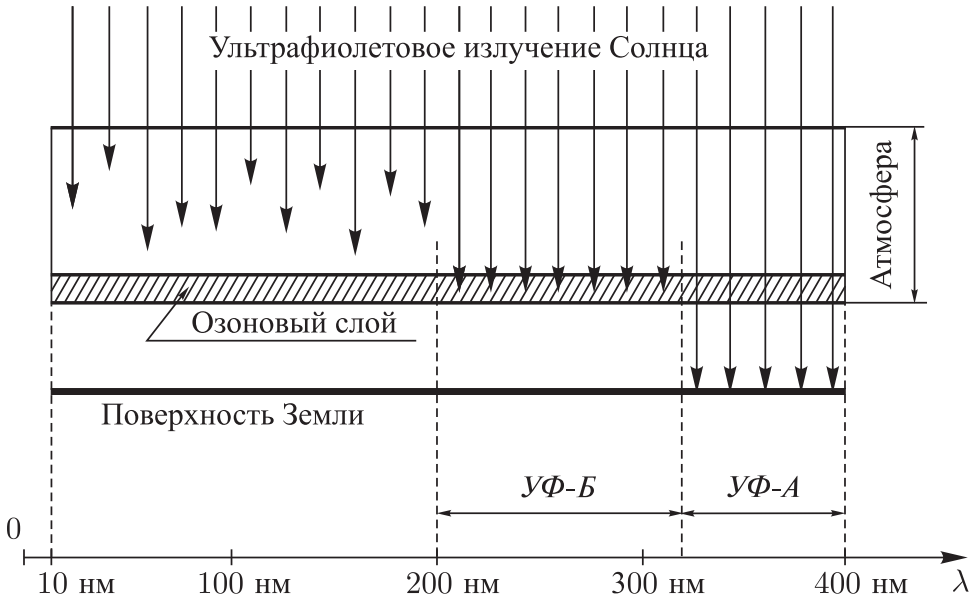


Рис. 1.20

обозначенном *УФ-Б*, поглощается стратосферным озоном в реакции (1.38). Ультрафиолетовое излучение с $\lambda < 200$ нм поглощается во всей атмосфере за счет фотодиссоциации молекулярного кислорода в реакции (1.28). Этот процесс, заметим, начинается уже при уменьшении длины волны до значения 240 нм, соответствующего порогу фотодиссоциации молекулы O_2 . Ультрафиолетовое излучение в интервале длин волн от 320 нм до 400 нм, обозначенном *УФ-А*, достигает поверхности Земли. Именно этому излучению мы обязаны своим загаром. В малых дозах оно полезно, но при передозировке вызывает ожоги и даже временную слепоту.

А вот излучение с длинами волн меньше 320 нм (граница, конечно, приближительна) не просто вредно, но, более того, может оказаться губительным для всего живого на Земле. У человека оно может вызвать рак кожи, катаракту, иммунную недостаточность. Особенно губительно действует жесткое ультрафиолетовое излучение на микроорганизмы. Как показали эксперименты, планктон в приповерхностных водах океанов погибает под воздействием излучения *УФ-Б*. А ведь планктон находится в основании пищевых цепочек практически всех морских экосистем. Излучение *УФ-Б* может губительно повлиять также на фотосинтез растений.

Все это позволяет отметить глобальную роль стратосферного озона — он является своеобразным щитом, защищающим земную биосферу от губительного для нее ультрафиолетового

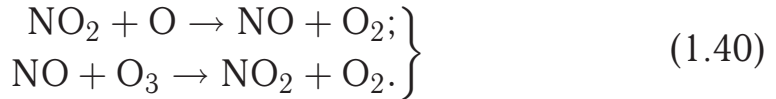
солнечного излучения в интервале длин волн $200 \text{ нм} < \lambda < < 320 \text{ нм}$. Без озонового слоя жизнь на Земле, по-видимому, была бы невозможна. Если ионосферу часто называют «*волшебным зеркалом планеты*», то за озоносферой закрепилось название «*волшебный щит планеты*». Приведенная толщина этого щита всего 2–4 мм, но этого оказалось достаточно, чтобы уберечь биосферу Земли от губительного ультрафиолетового излучения Солнца.

Другая глобальная роль стратосферного озона заключается в том, что поглощение излучения *УФ-Б обуславливает нагревание воздуха в стратосфере*, в результате чего температура воздуха в ней с высотой увеличивается и возникает «слоеный пирог» атмосферы (напомним п. 1.3.4). Без озонового слоя существенно изменилось бы высотное распределение температуры во всей атмосфере, а ведь это распределение контролирует динамические процессы, т. е. перемещение в пространстве воздушных масс. В результате могли бы наблюдаться катастрофические явления, связанные с резким изменением климата на планете.

Предположим, что произойдет не исчезновение озонового слоя, а только повсеместное *изменение* концентрации озона (изменится приведенная толщина озонового слоя). Практически интересны последствия *уменьшения* концентрации озона в атмосфере, поскольку оно может реально оказаться плодом современной цивилизации. Допустим, концентрация озона в атмосфере уменьшилась в два раза. Как показали модельные расчеты, в этом случае должно произойти охлаждение воздуха в мезосфере на 20–30 °С, а в стратосфере примерно на 10 °С, в результате чего вся вертикальная структура стратосферы и тропосферы может стать в значительной мере неустойчивой. Что же касается последствий неизбежного в данном случае усиления облучения биосферы ультрафиолетовым солнечным излучением, то они трудно предсказуемы, но нет сомнения в том, что эти последствия будут ужасны для живых организмов.

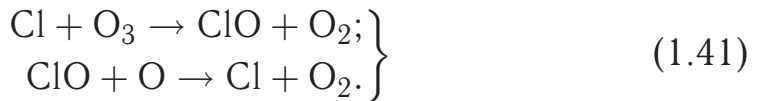
Говоря о влиянии озонового слоя на климат планеты, отметим также, что этот слой поглощает не только излучение *УФ-Б*, но и инфракрасное излучение с длиной волны 9,6 мкм. Имеется в виду часть инфракрасного излучения, испускаемого нагретой земной поверхностью. Частично задерживая это излучение, озоновый слой вносит определенный вклад в *парниковый эффект* (см. п. 1.6.1).

1.5.4. Дополнительные процессы, способствующие разрушению озонового слоя. Фотодиссоциация молекул озона (1.38) и реакция соединения озона с молекулярным кислородом (1.39) не являются единственными источниками гибели молекул озона. В атмосфере в небольших количествах присутствуют оксид азота NO и диоксид азота NO₂. Они могут сыграть роль *катализатора*, ускоряющего ход реакции (1.39). Существуют две быстропротекающие реакции:



Рассматривая общий результат этих реакций, видим, что исчезли молекула O₃ и атом O, зато появились две молекулы O₂. При этом не произошло ни образования, ни потери молекул NO и NO₂. Как и подобает катализаторам, эти молекулы присутствовали в начальной ситуации и остались в конечной. Очевидно, что каталитический цикл (1.40) эквивалентен реакции (1.39).

Каталитический цикл уничтожения молекул озона может протекать не только при участии оксида и диоксида азота, но и при участии, например, молекул хлора Cl и оксида хлора ClO:



Оказалось, что именно хлорный цикл (1.41) представляет реальную опасность для существования озонового слоя. Современная цивилизация грешит непрерывно возрастающим выбросом в атмосферу хлорных соединений. Значительное беспокойство вызывают соединения, называемые *фреонами*, например CFCl₃, CF₂Cl₂, CF₃Br. При фотодиссоциации молекулы CFCl₃ образуется хлор: CFCl₃ + γ → CFCl₂ + Cl. Молекула CFCl₂ легко вступает в реакцию с молекулярным кислородом, и при окислении образуется ClO. Фреоны применяются в холодильных установках, при изготовлении пенопласта, при производстве различных аэрозолей (деодорантов, лаков, инсектицидов и т. д.).

Попадая в атмосферу при распылении или при авариях холодильных установок, молекулы фреонов поднимаются вместе с воздушными потоками вверх и проникают в стратосферу. По дороге они создают атомы Cl и молекулы ClO, а те разрушают молекулы озона. Обратим внимание на то, что сами разрушители в каждом акте разрушения очередной молекулы O₃ сохраняются — они всего лишь катализаторы.

§ 1.6. Парниковый эффект и радиационное равновесие Земли

1.6.1. Солнечная постоянная и спектр Солнца. Введем в рассмотрение физическую величину, называемую *интенсивностью излучения* (а также *плотностью потока излучения* или *плотностью потока радиации*). Это энергия излучения (радиации), поступающая в единицу времени на единицу площади, ориентированной перпендикулярно к направлению излучения. Интенсивность излучения измеряют в единицах Вт/м². В дальнейшем будем обозначать эту величину W или I .

Дадим пояснения лингвистического характера. Дело в том, что термин «излучение» имеет два смысла: излучение как вид материи (на английский язык такое излучение переводится как *radiation* — отсюда термин «радиация») и излучение как процесс испускания (по-английски это *emission* — отсюда термин «эмиссия»). Мы будем рассматривать излучение только как вид материи (радиацию) и добавлять слово «испускание» для соответствующего процесса. Таким образом, будем говорить «испускание излучения» или «испускание радиации», чему в английском соответствует *emission of radiation*.

Интенсивность солнечного излучения, которую оно имеет перед поступлением в земную атмосферу (т. е. на верхней границе атмосферы), называют *солнечной постоянной*. Будем обозначать ее W_C . По новейшим данным, полученным с использованием ракет, $W_C = 1380$ Вт/м². Солнечная постоянная определяется излучательной способностью Солнца и расстоянием от Земли до Солнца.

Зная солнечную постоянную, легко оценить энергию E_C солнечного излучения, поступающую каждую секунду на освещенную половину земного шара. Она равна энергии, проходящей в секунду через большой круг земного шара; площадь этого круга равна πR_3^2 , где $R_3 = 6370$ км — радиус Земли. Итак,

$$E_C = \pi R_3^2 W_C = 1,76 \cdot 10^{17} \text{ Дж/с.} \quad (1.42)$$

Такова энергия, приходящая к нашей планете вместе с лучами Солнца каждую секунду. Треть этой энергии отражается от атмосферы и земной поверхности, а оставшиеся две трети поглощаются Землей и ее атмосферой. Это поистине гигантская энергия. Для сравнения заметим, что энергия, выделившаяся при взрыве атомной бомбы на атолле Бикини в 1946 г., составляла примерно 10^{12} Дж. Энергия световых лучей, поглощаемая нашей

планетой каждую секунду, оказывается в 100 000 раз больше энергии, выделившейся при ядерном взрыве!

Как распределена эта энергия по длинам волн излучения? Иными словами, как выглядит *спектр Солнца*? Ответ на этот вопрос дает рис. 1.21. Здесь штриховкой выделена область спектра, в пределах которой солнечное излучение поглощается атмосферным озоном. На интервал длин волн между 0,1 мкм и 4 мкм приходится 99% всей энергии солнечного излучения. При этом 46% составляют видимые лучи, 47% — инфракрасные, 7% — ультрафиолетовые. Максимум интенсивности излучения находится вблизи 0,47 мкм (зелено-голубые лучи).

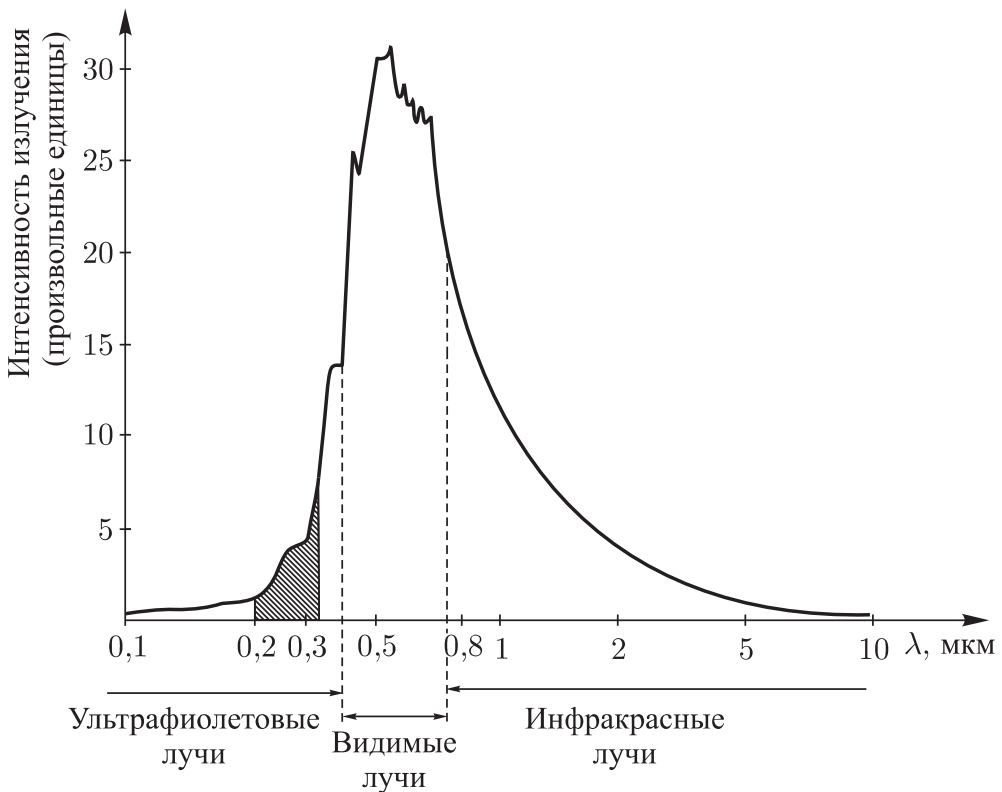


Рис. 1.21

1.6.2. Парниковый эффект. Часть проходящего к Земле солнечного излучения поглощается атмосферой и земной поверхностью. *Поглощая излучение, тела нагреваются, а остывая, испускают собственное излучение*, т.е. сами становятся источниками излучения. Излучение, которое испускают атмосфера и земная поверхность, почти полностью попадает в интервал длин волн между 4 мкм и 100 мкм. Обратим внимание: на этот интервал приходится менее 1% интенсивности солнечного

излучения, но практически 100 % интенсивности излучения Земли и ее атмосферы!

Солнечное излучение в интервале длин волн от 0,32 мкм до 4 мкм относительно легко (с небольшими потерями на поглощение) проходит сквозь земную атмосферу и достигает поверхности. А вот излучение с длинами волн от 4 мкм до 100 мкм испытывает заметное поглощение в атмосфере. Для солнечного излучения этот факт значения не имеет, поскольку в спектре Солнца указанному диапазону соответствует менее 1 % интенсивности. Зато это весьма важно для излучения, испускаемого земной поверхностью.

Проходя через атмосферу, инфракрасное излучение, испускаемое земной поверхностью, в значительной степени поглощается молекулами *водяного пара* H_2O , *углекислого газа* CO_2 , *метана* CH_4 , *озона* O_3 и некоторых других газов. *Азот* N_2 и *кислород* O_2 и O для этого излучения прозрачны. Поглощенная энергия подогревает атмосферу, и в результате возникает излучение, распространяющееся обратно к поверхности Земли; его называют *противоизлучением атмосферы*. Происходит подогрев земной поверхности в данном случае уже не излучением Солнца, а излучением атмосферы. Атмосфера уподобляется своеобразному одеялу, накрывающему земную поверхность и тем самым препятствующему ее охлаждению. Это напоминает парник. Поэтому и возник термин «*парниковый эффект*». Газы, поглощающие излучение земной поверхности и испускающие противоизлучение, получили название *парниковых газов*.

Суть парникового эффекта: *испускаемое земной поверхностью излучение не уходит полностью в космос, а частично поглощается парниковыми газами, которые в свою очередь становятся источником излучения, возвращающегося обратно к поверхности Земли*.

Схема парникового эффекта показана на рис. 1.22. Для лучшего понимания происходящих процессов атмосфера условно изображена на рисунке приподнятой над поверхностью Земли. Через I_1 , I_2 , I_0 обозначены интенсивности (плотности потока) соответственно *собственного излучения земной поверхности*, *противоизлучения атмосферы*, излучения, избежавшего поглощения в атмосфере и прорвавшегося в космос, последнее называют *эффективным излучением*. Очевидно, что доля эффективного излучения, т. е. величина $\omega = I_0/I_1$, будет тем меньше, чем выше концентрация парниковых газов. С уменьшением ω

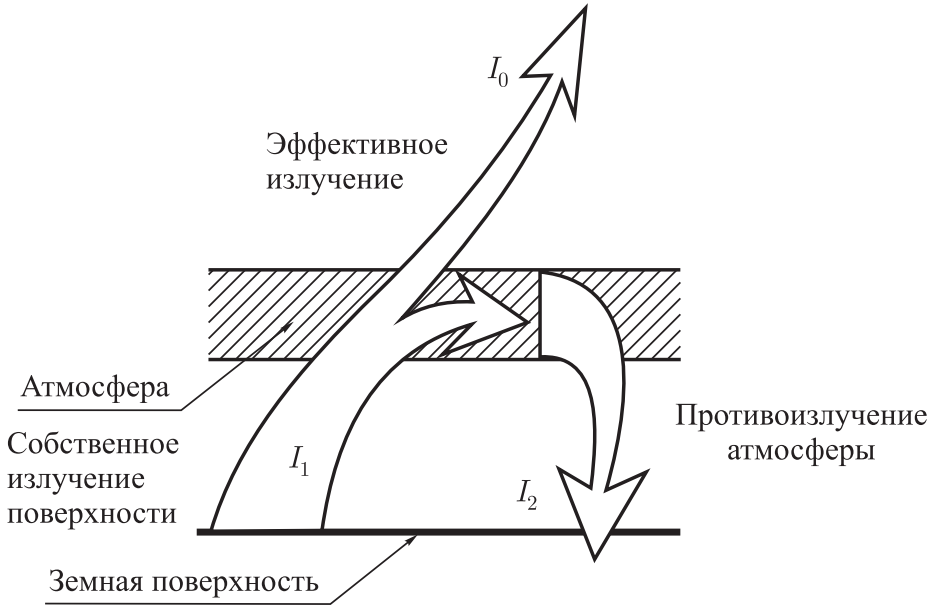


Рис. 1.22

увеличивается интенсивность противоизлучения I_2 , поскольку

$$I_2 = I_1 - I_0 = I_1(1 - \omega). \quad (1.43)$$

Это, в свою очередь, должно приводить к повышению температуры земной поверхности вследствие ее подогрева за счет поглощения энергии противоизлучения I_2 .

В настоящее время среднеглобальная и среднесезонная температура земной поверхности равна $+15^\circ\text{C}$ (288 К). Расчеты показывают, что если бы не было парникового эффекта, то средняя температура земной поверхности была бы на 33°C ниже, т. е. равнялась -18°C (255 К).

Значение приповерхностной температуры 255 К можно получить простыми вычислениями, предположив, что земной шар вообще не имеет атмосферы. На освещенную поверхность земного шара приходит за время t энергия $\pi R_3^2 W_C(1 - a)t$, где W_C — солнечная постоянная, a — доля энергии, отраженной поверхностью Земли, R_3 — радиус Земли. Поверхность земного шара, имеющая площадь $4\pi R_3^2$, испускает за время t , согласно закону Стефана–Больцмана, энергию $4\pi R_3^2 \sigma T^4 t$, где T — абсолютная температура земной поверхности, $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ Вт}/(\text{м}^2\text{К}^4)$ — постоянная Стефана–Больцмана. Вся энергия, поглощенная Землей за время t , равна энергии, испущенной ею в космос за то же время (условие радиационного равновесия). Следовательно,

$$W_C(1 - a) = 4\sigma T^4. \quad (1.44)$$

Полагая $a = 0,3$, находим отсюда, что $T = 255 \text{ К}$.

Для существования жизни на Земле наличие парникового эффекта является, как видим, счастливым обстоятельством. Без него земная поверхность была бы сильно переохлаждена, ее средняя температура была бы на двадцать градусов ниже точки замерзания воды. Вряд ли оказалось бы возможным развитие растительного мира на суше.

Однако было бы весьма опасным и перегревание земной поверхности в том случае, если бы парниковый эффект существенно усилился. Примером такого перегрева служит Венера. Ее атмосфера практически целиком состоит из углекислого газа (а он является парниковым газом) и к тому же отличается весьма высокой плотностью (давление у поверхности достигает 90 атм). Вследствие мощного парникового эффекта на Венере температура ее поверхности достигает 460 °С.

В наше время все чаще высказывается тревога по поводу возможного перегревания земной поверхности из-за усиления парникового эффекта, которое может произойти вследствие увеличения концентрации в атмосфере техногенных парниковых газов. Основным парниковым газом является водяной пар, следующими по значимости идут углекислый газ и метан. Обусловленное производственной деятельностью людей увеличение в атмосфере углекислого газа (и ряда других газов) действительно чревато заметным возрастанием температуры земной поверхности и, как следствие, настоящей глобальной катастрофой — повышением уровня Мирового океана.

За последние двести лет концентрация углекислого газа в воздухе возросла на 25 %, а метана на 60 %. По данным долготлетних наблюдений выявлена тенденция — потепление климата на 0,55 °С за сто лет. Это повышение температуры согласуется с теоретическими моделями, построенными на основе учета усиления парникового эффекта в результате возрастания концентрации в атмосфере техногенных парниковых газов.

1.6.3. Радиационное равновесие Земли. Ранее мы выяснили, какая поистине гигантская энергия ежесекундно поглощается Землей — см. (1.42). Около трех миллиардов лет назад начался и продолжается поныне так называемый океано-континентальный этап геологической истории нашей планеты. Из его названия ясно, что все это время на Земле уже существовала гидросфера и, значит, температура земной поверхности была заведомо ниже точки кипения воды. И в продолжение всех этих миллиардов лет планета ежесекундно получала и получает от Солнца энергию порядка 10^{17} Дж.

Почему же, поглощая солнечную радиацию так долго и в таких огромных количествах, наша планета продолжает стабильно существовать? Ответ очевиден: *приток энергии солнечного излучения к Земле уравнивается уходящей в космос энергией излучения самой Земли*. Иными словами, Земля пребывает в состоянии *радиационного равновесия*: поглощаемая Землей интенсивность излучения Солнца (обозначим ее $W_{\text{погл}}$) равна интенсивности излучения Земли (обозначим $W_{\text{исп}}$), испускаемой Землей в космос:

$$W_{\text{погл}} = W_{\text{исп}}. \quad (1.45)$$

Рассмотрим более конкретно условие радиационного равновесия (1.45). Для простоты будем сначала полагать, что парниковый эффект отсутствует. Это предполагает отсутствие в атмосфере небольшой добавки (менее 1%), которой являются парниковые газы. Правда, озоновую добавку исключать не будем, учитывая ее принципиальную важность для подогрева стратосферы и весьма малый вклад в парниковый эффект.

В отсутствие парникового эффекта радиационная картина (картина потоков излучений) выглядит так, как это показано схематически на рис. 1.23, *а*. Будем измерять интенсивность излучения в некоторых условных единицах. На внешнюю атмосферу Земли приходит излучение интенсивностью $W = 100$ ед. (что соответствует солнечной постоянной 1380 Вт/м^2). Через W_1 обозначена интенсивность излучения, отраженного облаками и молекулами атмосферы обратно в космос, а через W_2 — интенсивность излучения, отраженного в космос поверхностью Земли. В сумме W_1 и W_2 составляют aW — интенсивность полного отраженного планетой излучения Солнца; величину a называют планетарным альбедо и принимают равной 0,35. Следовательно, интенсивность излучения aW равна 35 ед. Итак, входящая в (1.45) величина $W_{\text{погл}}$ равна $W(1 - a)$ и составляет 65 единиц:

$$W_{\text{погл}} = W(1 - a) = 65 \text{ ед.} \quad (1.46)$$

Обозначим W_3 интенсивность излучения, поглощенного земной поверхностью. Это излучение состоит из прямого излучения и излучения, рассеянного молекулами и флуктуациями плотности атмосферы. Заметим, что рассеянное излучение обуславливает голубой цвет дневного безоблачного неба. Интенсивность W_3 составляет 48 единиц.

Итак, 48 из 65 ед. интенсивности солнечного излучения поглощаются земной поверхностью. Значит, остальные 17 единиц

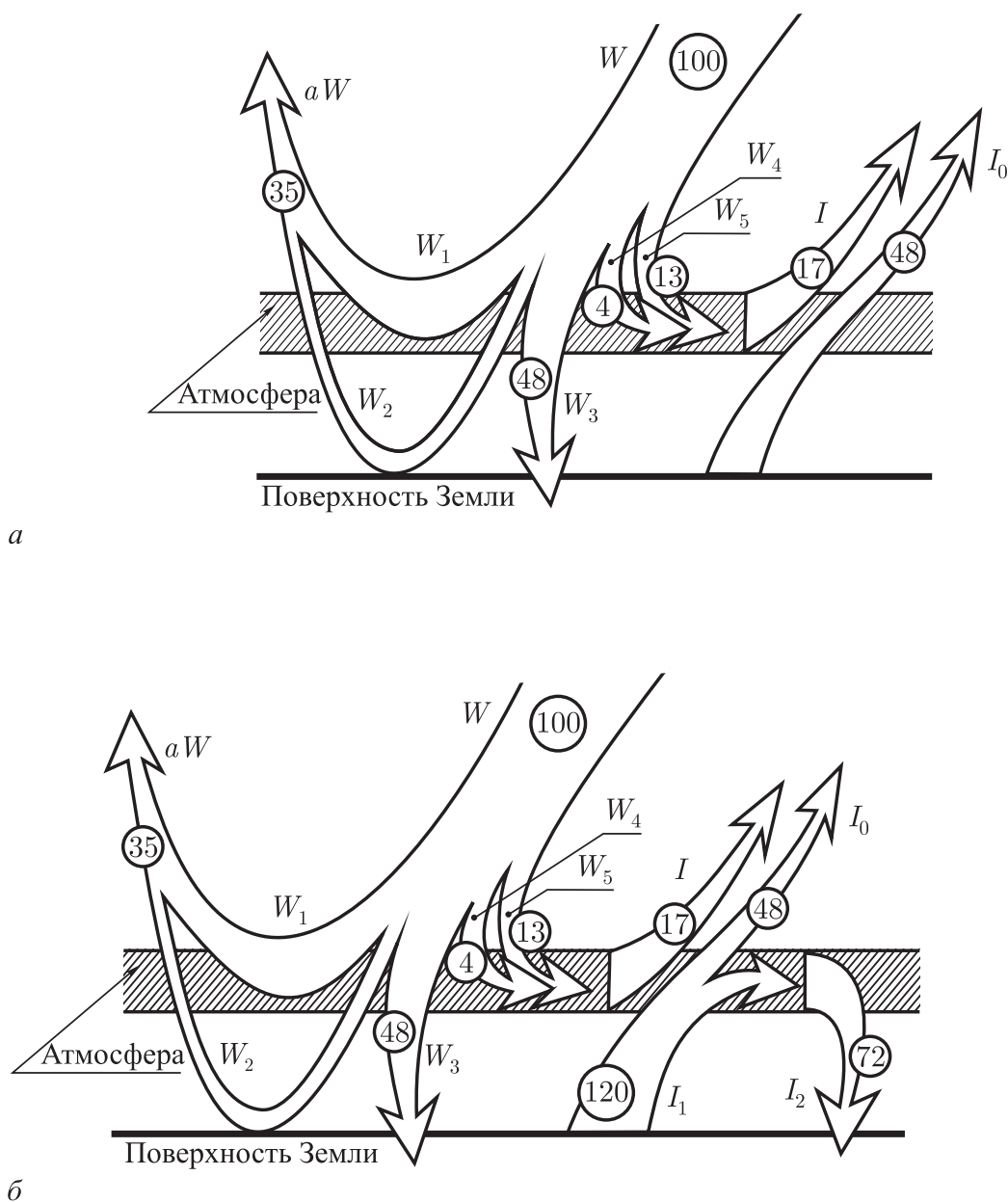


Рис. 1.23

поглощаются атмосферой. Из них 4 приходится на ультрафиолетовое излучение (интенсивность W_4), а 13 — на видимое и инфракрасное излучения (интенсивность W_5). Эти 17 единиц уравновешиваются испускаемым атмосферой в космос инфракрасным излучением. Обозначим его интенсивность через I ($I = 17$ ед.).

Кроме того, в космос уходит инфракрасное излучение земной поверхности (интенсивность I_0), которое в отсутствие парникового эффекта без потерь проходит через атмосферу. Понятно, что $I + I_0 = W_{\text{исп}}$; поэтому условие радиационного равновесия (1.45)

можно переписать с учетом (1.46) в виде

$$W(1 - a) = I + I_0. \quad (1.47)$$

На рис. 1.23, б радиационная картина представлена с учетом парникового эффекта. Теперь нужно принять во внимание, что часть имеющего интенсивность I_1 собственного излучения поверхности Земли поглощается атмосферой (доля излучения, прошедшего через атмосферу в космос, равна ω) и что появляется противоизлучение атмосферы (его интенсивность I_2). Учитывая это, представим условие равновесия (1.47) в виде

$$W(1 - a) = I + (I_1 - I_2), \text{ или } W(1 - a) = I + I_1\omega. \quad (1.48)$$

Так как $W = 100$ ед., $a = 0,35$, $I = 17$ ед., то, согласно условию равновесия, $I_1\omega = 48$ ед.

Предположим, что $\omega = 0,4$. Это означает, что только 40% собственного излучения поверхности Земли уходит в космос, или, иными словами, вероятность не поглотиться атмосферой для собственного излучения равна 0,4. В данном случае $I_1 = 48/0,4$ ед. = 120 ед. и $I_2 = I_1(1 - \omega) = 120(1 - 0,4)$ ед. = 72 ед. Именно такие числовые значения I_1 и I_2 указаны на рис. 1.23, б. Теперь земная поверхность поглощает больше излучения (уже не 48 ед., а $48 + 72 = 120$ ед.). Поглотив больше, поверхность сильнее нагревается — в этом и проявляется парниковый эффект. Соответственно возрастает ответное излучение поверхности Земли.

При возрастании концентрации парниковых газов будет уменьшаться величина ω и, как следствие, возрастет интенсивность излучения I_1 поверхности Земли, коль скоро произведение $I_1\omega$ должно оставаться постоянным в соответствии с условием радиационного равновесия. Увеличению же интенсивности излучения I_1 будет соответствовать возрастание интенсивности противоизлучения I_2 и, следовательно, увеличение температуры земной поверхности.

Глава 2

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ АТМОСФЕРЫ

§ 2.1. Основные этапы эволюции земной атмосферы как аналоги современных атмосфер других небесных тел

Развитие наземной астрономии, а также появление и становление внеатмосферной астрономии благодаря созданию во второй половине прошлого столетия орбитальных телескопов и автоматических межпланетных станций (космических зондов) позволило получить новые данные о планетах Солнечной системы и их спутниках. Ниже мы познакомимся с Юпитером, Венерой и Титаном (спутником Сатурна), уделив основное внимание их атмосферам.

Конечно, более близкое знакомство с любым небесным телом интересно уже само по себе. Но почему выбраны для знакомства именно указанные три тела? Тому есть определенные причины. Во-первых, эти тела обладают достаточно мощными атмосферами (более мощными, чем земная атмосфера). Во-вторых, они к настоящему времени довольно основательно исследованы. Исследования проводились с помощью космических зондов и спускаемых с них посадочных модулей, а также современных наземных телескопов и телескопов, выведенных на околоземную орбиту (например, телескопа «Хаббл», выведенного на орбиту в 1990 г. космическим челноком «Дискавери»).

В окрестностях Юпитера побывали американские космические зонды «Пионер-10» (1973 г.), «Пионер-11» (1974 г.) и «Вояджеры-1,2» (1979 г.), а зонд «Галилео» в течение восьми лет (1995 г.–2003 г.) был искусственным спутником Юпитера. К Венере летали в 60–80-е годы американские зонды серии «Маринер» и советские зонды серии «Венера» (всего 30 космических зондов). Впервые на поверхность Венеры опустились зонды «Венера-7» (1970 г.) и «Венера-8» (1972 г.). Первыми искусственными спутниками Венеры стали зонды «Венера-9,10» (1975 г.), снабженные посадочными модулями, которые спускались на поверхность планеты. Детальное

картографирование поверхности Венеры выполнили зонды «Венера-15,16» (1983 г.) и американский зонд «Магеллан» (1990 г.). В 2004 г. американско-европейский зонд «Кассини» прошел сквозь кольца Сатурна и вышел на орбиту планеты. В 2005 г. от «Кассини» отделился модуль «Гюйгенс» и совершил мягкую посадку на поверхность Титана.

Третья причина нашего интереса к атмосферам Юпитера, Венеры и Титана заключается в том, что они в определенной степени схожи с атмосферой Земли на различных этапах ее эволюции. Знакомясь с современными атмосферами указанных небесных тел, мы получаем возможность заглянуть в прошлое Земли.

2.1.1. Атмосфера Юпитера. Атмосфера Юпитера состоит на 76% из *молекулярного водорода* H_2 и на 23% из *гелия* He. Таковы для этих газов процентные концентрации по массе. Кроме того, обнаружены в малых количествах *метан* CH_4 — 0,2%, *аммиак* NH_3 — 0,2%, *оксид водорода* H_2O — 0,1%, *сероводород* H_2S — 0,01%, *неон* Ne — 0,02%, *аргон* Ar — 0,01% и некоторые другие газы.

Наблюдая Юпитер в телескоп, мы видим систему расположенных параллельно экватору планеты чередующихся полос — *светлых зон* и *темных поясов* (рис. 2.1, а). Это плотные облака в верхней атмосфере Юпитера, состоящие в светлых зонах из белых кристаллов аммиака, а в темных поясах из красно-коричневых кристаллов гидросульфида аммония NH_4HS . Облака под действием мощных ветров с огромными скоростями обращаются вокруг оси планеты.

Видимый в телескоп радиус Юпитера равен 71 500 км (в 11 раз больше радиуса Земли). Масса Юпитера в 318 раз больше массы Земли. Вместе с тем гигант Юпитер необычайно быстро вращается вокруг своей оси; период его обращения $T = 9$ ч 55 мин (всего 10 ч!). Светлые зоны вращаются вокруг оси планеты немного быстрее, чем планета в целом, а темные пояса вращаются немного медленнее. Пусть Z — воображаемая плоскость, проходящая через ось Юпитера и делающая вместе с планетой полный оборот вокруг оси за период T . По отношению к плоскости Z скорости ветров в светлых зонах оказываются положительными, а в темных поясах — отрицательными. Изменение этих скоростей в зависимости от широты планеты демонстрирует рис. 2.1, б (данные Вояджера-2, 1979 г.). На экваторе ветры дуют в направлении вращения планеты (показано стрелкой) со скоростью 70–140 м/с относительно плоскости Z ,

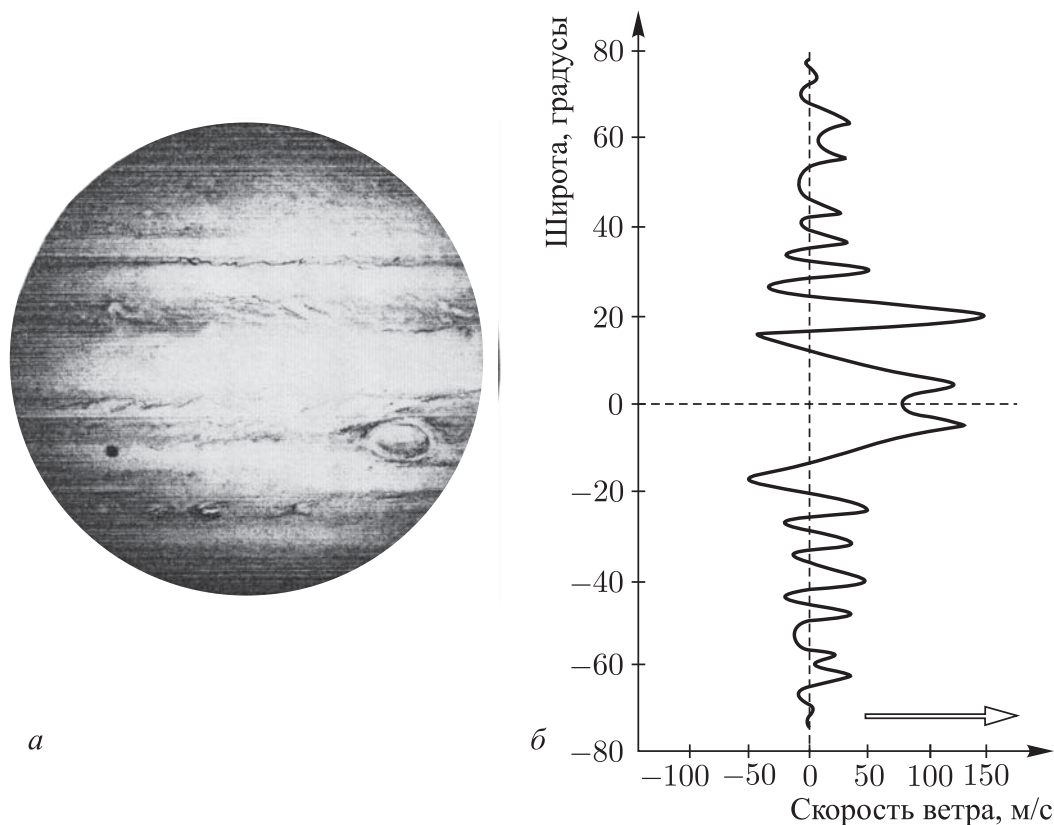


Рис. 2.1

но уже на широте около 20° к северу и югу от экватора направление ветров изменяется относительно плоскости Z на обратное и составляет 50–60 м/с. А вообще скорости ветров в атмосфере Юпитера достигают 500 м/с.

Заметим, что маленькое черное пятно на диске Юпитера на рис. 2.1, *a* — тень от юпитерианского спутника Ганимеда. Хорошо видно также знаменитое Большое Красное Пятно — грандиозный вихрь, бушующий в атмосфере Юпитера вот уже несколько веков.

На каком расстоянии от поверхности Юпитера находятся облака, которые наблюдают астрономы? Иначе говоря, какова толщина юпитерианской атмосферы? Определенного ответа дать невозможно, поскольку на Юпитере *нет твердой поверхности*. Предпримем мысленное путешествие в глубины планеты, начиная от уровня атмосферы, на котором давление равно 1 атм. (рис. 2.2). Опустившись примерно на 1500 км, обнаружим, что температура поднялась до 1000 К и давление возросло до 100 000 атм. Здесь *газовая оболочка* Юпитера сменяется на находящуюся в постоянном бурлении оболочку из *газо-жидкого водорода*. Это уже не газ, но еще и не океан. Во всяком случае

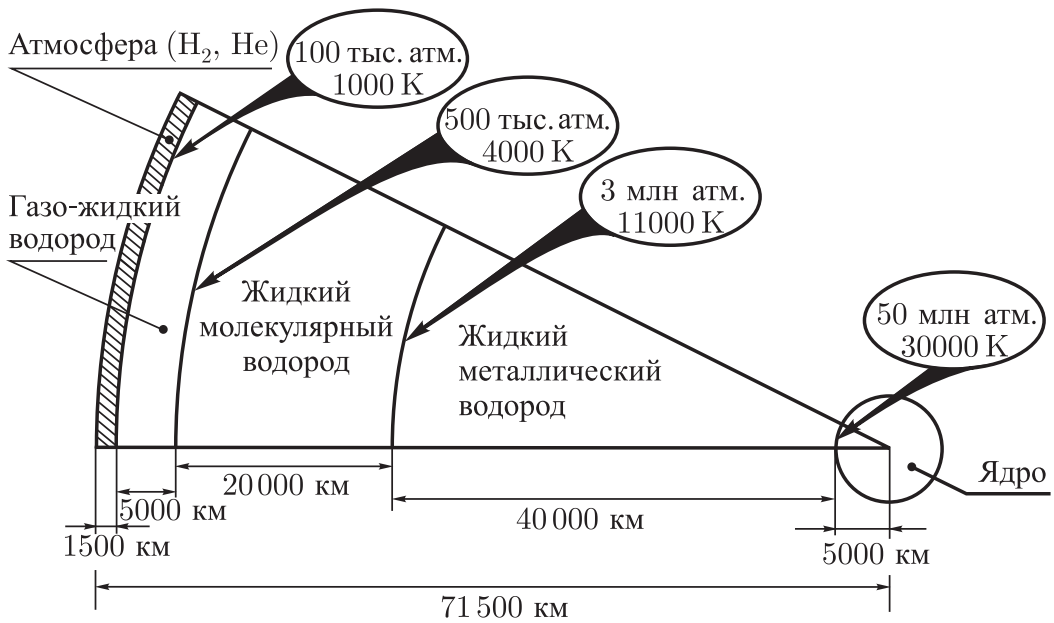


Рис. 2.2

у такого «океана» нет четкой границы. К тому же он пребывает в состоянии непрерывного кипения. Можно считать, что 1500 км как раз и составляют толщину юпитерианской атмосферы (если, конечно, не принимать во внимание область газов с давлением менее 1 атм, постепенно переходящую в безвоздушное межпланетное пространство).

Но продолжим мысленный спуск в глубины Юпитера. Когда мы опустимся еще на 5000 км, температура достигнет ~ 4000 K, а давление поднимется до 500 000 атм. Теперь нас окружает жидкая среда — находящийся под очень высоким давлением *жидкий молекулярный водород*. Область перехода от газо-жидкого водорода к жидкому часто полагают нижней границей юпитерианской атмосферы; в этом случае толщина атмосферы Юпитера становится равной 6500 км.

На расстоянии 45 000 км от центра планеты при температуре 11 000 K и давлении 3 млн атм жидкий молекулярный водород переходит в новое состояние, которое называют *жидким металлическим водородом*. Молекулы водорода здесь распадаются на протоны и электроны. По сути дела, это состояние среды является *очень плотной и горячей плазмой*. Сферический слой из жидкого металлического водорода генерирует мощное магнитное поле Юпитера.

В центре планеты находится малое (диаметром 10 000 км) *твердое железо-силикатное ядро*. Температура на его поверхности достигает 30 000 K, а давление 50 млн атм. Масса ядра

равна примерно десяти массам Земли; она более чем в 30 раз меньше всей массы Юпитера.

Обратим внимание на то, что огромная температура в 30 000 К все же недостаточна для того, чтобы начался ядерный процесс превращения водорода в гелий (для этого нужны миллионы градусов). В недрах Юпитера этот процесс так и не начался. Все тепло юпитерианских недр — от *гравитации*. Оно представляет собой сохранившееся первородное тепло — *энергию гравитационного сжатия*, выделившуюся в процессе аккреции при формировании планеты из газопылевого облака 5 млрд лет назад. Поясним: *аккреция* (от латинского *accretio* — приращение, увеличение) — это падение вещества на космическое тело под действием сил тяготения; оно сопровождается выделением гравитационной энергии. Заметим, что медленное гравитационное сжатие недр планеты продолжается до сих пор; за счет него происходит энергетическая подпитка Юпитера.

В определенной мере все это справедливо также для Сатурна, Урана, Нептуна. Нередко говорят, что планеты-гиганты представляют собой огромные плотные газовые шары. Но это, конечно, не газовые шары. Просто у этих планет нет твердой поверхности; их газовые атмосферы постепенно уплотняются с глубиной и переходят в своеобразное газо-жидкое состояние. Бесполезно задавать вопрос о рельефе поверхности этих планет, искать там какие-либо горы, пытаться составить карту поверхности. Радиус таких планет принято определять по уровню, соответствующему давлению в одну атмосферу. У Сатурна, как и у Юпитера, газо-жидкий водород переходит с увеличением глубины в жидкий молекулярный водород, который затем сменяется жидким металлическим водородом и, наконец, сравнительно небольшим твердым ядром. В отличие от Юпитера и Сатурна, у Урана и, по-видимому, Нептуна нет металлического водорода. Под газо-жидкой оболочкой толщиной около 8000 км (треть радиуса планеты) там располагается плотный океан из воды, аммиака и метана глубиной 10 000 км, а затем следует железно-каменное центральное ядро.

2.1.2. Атмосфера Венеры. Венера обладает достаточно мощной атмосферой, которая на 97 % состоит из *углекислого газа* CO_2 . Около 2 % приходится на *азот* N_2 . Остальное — содержащиеся в весьма малых количествах *оксид водорода* H_2O , *диоксид серы* SO_2 , *угарный газ* CO , *аргон* Ar и ряд других газов.

О мощности атмосферы Венеры можно судить уже по тому, что ее давление у поверхности планеты достигает 90 атм

(для сравнения заметим, что на Земле такое давление реализуется в океане на глубине около 920 м). Давление венерианской атмосферы падает до 1 атм на высоте 50 км и до 0,01 атм. на высоте 100 км. На рис. 2.3, *а* представлена зависимость давления p атмосферы Венеры от высоты h для высот до 100 км; там же для сравнения штриховой линией показана зависимость $p(h)$ в земной атмосфере. Хотя доля азота в атмосфере Венеры мала (не более нескольких процентов), общая масса азота в этой мощной атмосфере в пять раз больше, чем в атмосфере Земли.

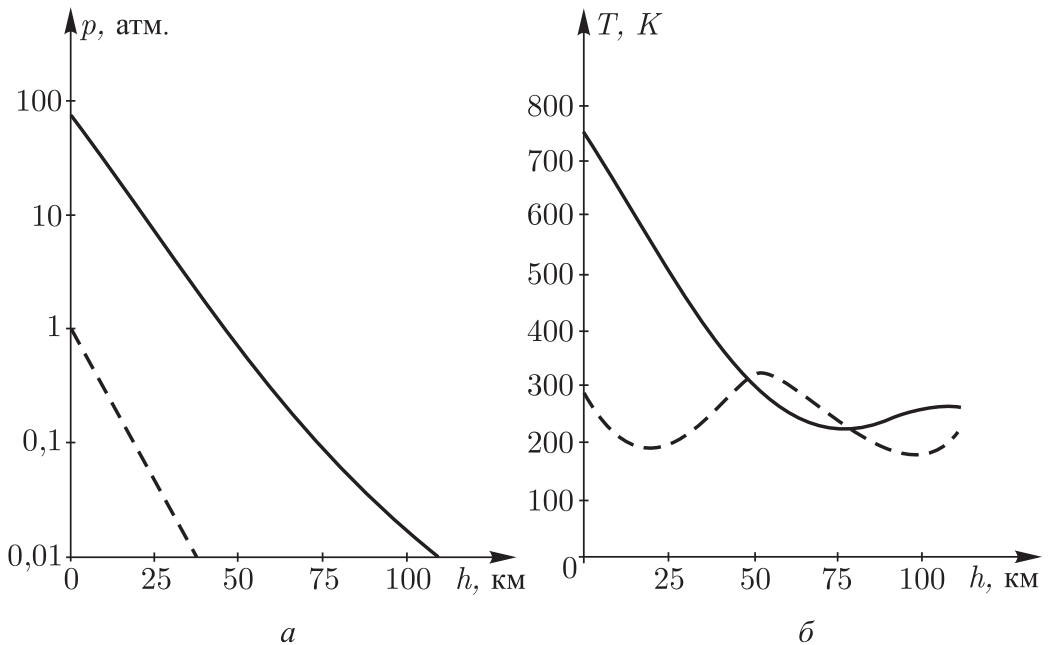


Рис. 2.3

Температура у поверхности Венеры достигает 480°C (750 K). На рис. 2.3, *б* дана зависимость температуры атмосферы T от высоты h . Там же для сравнения показана штриховой линией зависимость $T(h)$ в земной атмосфере. Согласно этой кривой, температура от поверхности до высоты около 15 км убывает (тропосфера), затем до высоты 50 км возрастает (стратосфера) и далее до высоты 90 км снова убывает (мезосфера). Как видно из хода сплошной кривой, венерианская тропосфера простирается до высоты 70–75 км, где и сосредоточиваются плотные облака, состоящие из капелек серной кислоты H_2SO_4 . Температура облачного слоя принимает значения от -70°C до -40°C (200–230 K).

Венера — одно из четырех небесных тел в Солнечной системе, где наблюдается вулканическая активность. Остальные три

тела — Земля, Ио (спутник Юпитера), Тритон (спутник Нептуна). Общее число вулканов на Венере оценивается в 1600.

Мощный облачный покров венерианской атмосферы хорошо отражает поступающее к планете солнечное излучение. Планетарное альbedo Венеры равно 0,77 — более чем в два раза больше планетарного альbedo Земли. Поэтому Земля, хотя и находится от Солнца дальше Венеры, поглощает в полтора раза больше солнечного излучения, чем Венера. Если Земля $2/3$ энергии солнечных лучей поглощает, а $1/3$ отражает обратно в космос, то Венера наоборот — $2/3$ энергии солнечных лучей отражает, а $1/3$ поглощает.

Что же касается необычайно высокой температуры поверхности Венеры, то она обусловлена мощным парниковым эффектом, что и понятно: фактически вся атмосфера планеты состоит из парникового углекислого газа. Напомним, что на Земле парниковый эффект поднимает среднюю температуру у поверхности на $33\text{ }^{\circ}\text{C}$. На Марсе, заметим, с его слабой углекислой атмосферой парниковый эффект повышает температуру на $9\text{ }^{\circ}\text{C}$. На Венере парниковый эффект обуславливает подъем температуры более чем на $400\text{ }^{\circ}\text{C}$.

2.1.3. Атмосфера Титана. Масса этого спутника Сатурна равна $1,34 \cdot 10^{23}$ кг, т.е. в 2,5 раза меньше массы Меркурия ($3,28 \cdot 10^{23}$ кг), в 4,8 раза меньше массы Марса ($6,42 \cdot 10^{23}$ кг), всего в 1,8 раза больше массы Луны ($7,34 \cdot 10^{22}$ кг). Поэтому кажется удивительным, что Титан обладает достаточно мощной атмосферой (атмосферное давление у поверхности равно $1,6$ атм), тогда как у Меркурия и Луны атмосфера не сохранилась, а у Марса ее давление у поверхности не превышает $0,01$ атм. Конечно, Титан — довольно крупное небесное тело, но это, как мы видим, не объясняет наличия у него атмосферы, к тому же достаточно плотной. Объяснением служит очень низкая температура поверхности Титана. Это чрезвычайно холодное небесное тело.

Для существования атмосферы нужно, чтобы небесное тело было, во-первых, не слишком малым и, во-вторых, не слишком горячим. У слишком малого тела сила тяготения может оказаться недостаточной для удержания вблизи его поверхности молекул атмосферных газов. У слишком горячего тела тепловое движение молекул атмосферы может оказаться излишне интенсивным, так что молекулы будут преодолевать притяжение тела подобно тому, как его преодолевает объект, которому сообщена скорость выше второй космической скорости. Значит, для удержания атмосферы следовало бы небесное тело либо укрупнить

(первый фактор), либо охлаждать (второй фактор). Конечно, не следует охлаждать до абсолютного нуля, так как тогда тепловое движение молекул прекратится и атмосфера исчезнет, из-за того что все ее молекулы просто упадут на поверхность тела. Существование атмосферы у Земли и Венеры обусловлено первым фактором, а у Титана — вторым. У Меркурия, Луны и (фактически) Марса нет атмосферы, поскольку оба указанных фактора здесь отсутствуют, тогда как существование атмосфер у планет-гигантов обусловлено проявлением обоих факторов.

Но вернемся к Титану. Установлено, что температура его поверхности равна $-180\text{ }^{\circ}\text{C}$ (93 К). Такая температура выше температуры кипения азота вблизи поверхности ($-193\text{ }^{\circ}\text{C}$), но ниже температуры кипения метана ($-157\text{ }^{\circ}\text{C}$). Мы не случайно упоминаем эти два вещества. Дело в том, что атмосфера Титана состоит в основном из азота с добавлением метана.

В верхних слоях атмосферы Титана (на высотах 200–300 км) содержится около 95 % молекулярного азота N_2 и 5 % метана. В малых количествах обнаружены также углекислый газ CO_2 , аммиак NH_3 , аргон Ar и органические соединения в виде углеводородов — таких, как этан C_2H_6 , ацетилен C_2H_2 , пропан C_3H_8 . По мере приближения к поверхности спутника концентрация метана возрастает примерно в полтора раза.

Испаряясь с поверхности Титана, метан формирует на высотах 20–30 км и выше плотную облачность, из которой выпадают осадки в виде метановых дождей. Они питают многочисленные ручьи, реки, озера. Все это напоминает нашу планету; только здесь роль оксида водорода (роль водяного пара, воды, льда) выполняет метан. Да и внешне рельеф поверхности Титана похож на типичный земной рельеф — см. фотографии на рис. 2.4, полученные модулем «Гюйгенс». Надо признать, что замена воды на жидкий метан превращает Титан в весьма огнеопасное небесное тело. Хорошо, что в его атмосфере нет свободного кислорода.

На Титане довольно много органических соединений (мы уже упоминали об углеводородах). Их наличие можно объяснить фотолизом (фотодиссоциацией) молекул CH_4 под действием ультрафиолетового солнечного излучения, приводящим к появлению химически активных радикалов CH_2 и CH_3 ($\text{CH}_4 + \gamma \rightarrow \text{CH}_3 + \text{H}$; $\text{CH}_4 + \gamma \rightarrow \text{CH}_2 + \text{H}_2$). Ученых очень интересует вопрос о причинах появления и поддержания на Титане значительных количеств метана. Полагают, что тому есть две причины: вулканическая деятельность спутника и работа бактерий, генерирующих метан. Кстати сказать, на Титане обнаружен огромный (диаметром около 30 км в основании) вулкан, покрытый

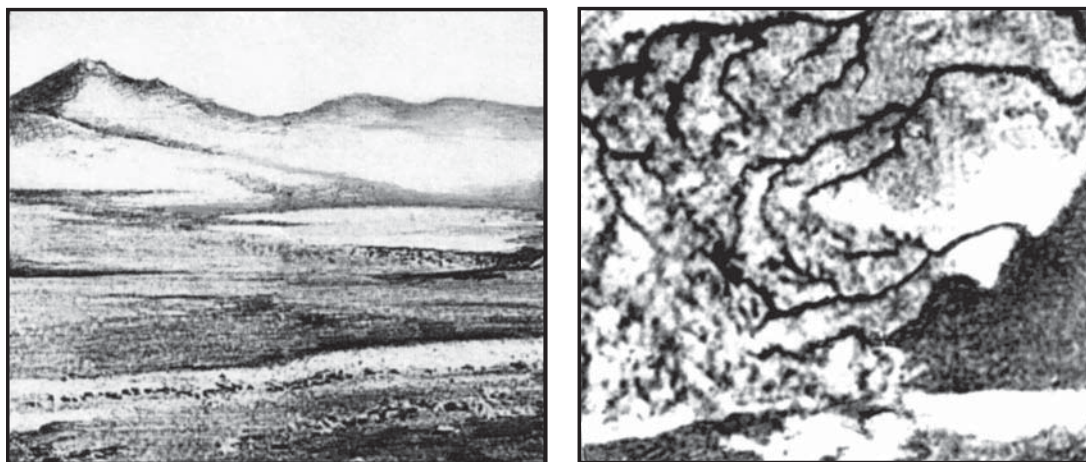


Рис. 2.4

сверху замерзшим метаном. Возможно, из горячих глубин поступает жидкий метан, затем на вершине вулкана он затвердевает и начинает медленно испаряться.

Коснемся деликатного вопроса. А откуда на холодном Титане теплота, т. е. энергия, благодаря которой оказываются возможными вулканическая деятельность (пусть и не слишком активная) и перемещения воздушных масс в атмосфере? На Земле два источника энергии — солнечное излучение, поглощаемое планетой, и энергия гравитационного сжатия. На Юпитере главным источником энергии является энергия гравитационного сжатия (см. п. 2.1.1). А на Титане энергию обеспечивают мощные *приливные воздействия Сатурна*, существенно превышающие по силе обусловленные Луной приливы на Земле. Заметим, что подобный источник энергии обеспечивает интенсивную вулканическую деятельность на юпитерианском спутнике Ио. Юпитер и два других крупных спутника, Европа и Ганимед, силами тяготения как бы растягивают Ио, деформируя ее литосферу. Они создают на поверхности Ио *приливные горбы*, перемещающиеся по поверхности спутника в процессе его движения по орбите. При этом наружный слой литосферы Ио поднимается и опадает примерно на 10 м.

2.1.4. Основные этапы эволюции земной атмосферы.

На рис. 2.5 представлена в общих чертах эволюция земной атмосферы с того времени, когда Земля образовалась как твердое тело. Это время отстоит от нас на 4,5 млрд лет. Выделены четыре промежутка времени, которые согласно принятой геохронологической шкале именуются *катархей*, *архей*, *протерозой*, *фанерозой*. Рис. 2.5 показывает, как изменялись со временем химический состав и приповерхностные парциальные давления

атмосферных газов, являвшихся основными (преобладающими) на разных этапах эволюции земной атмосферы.

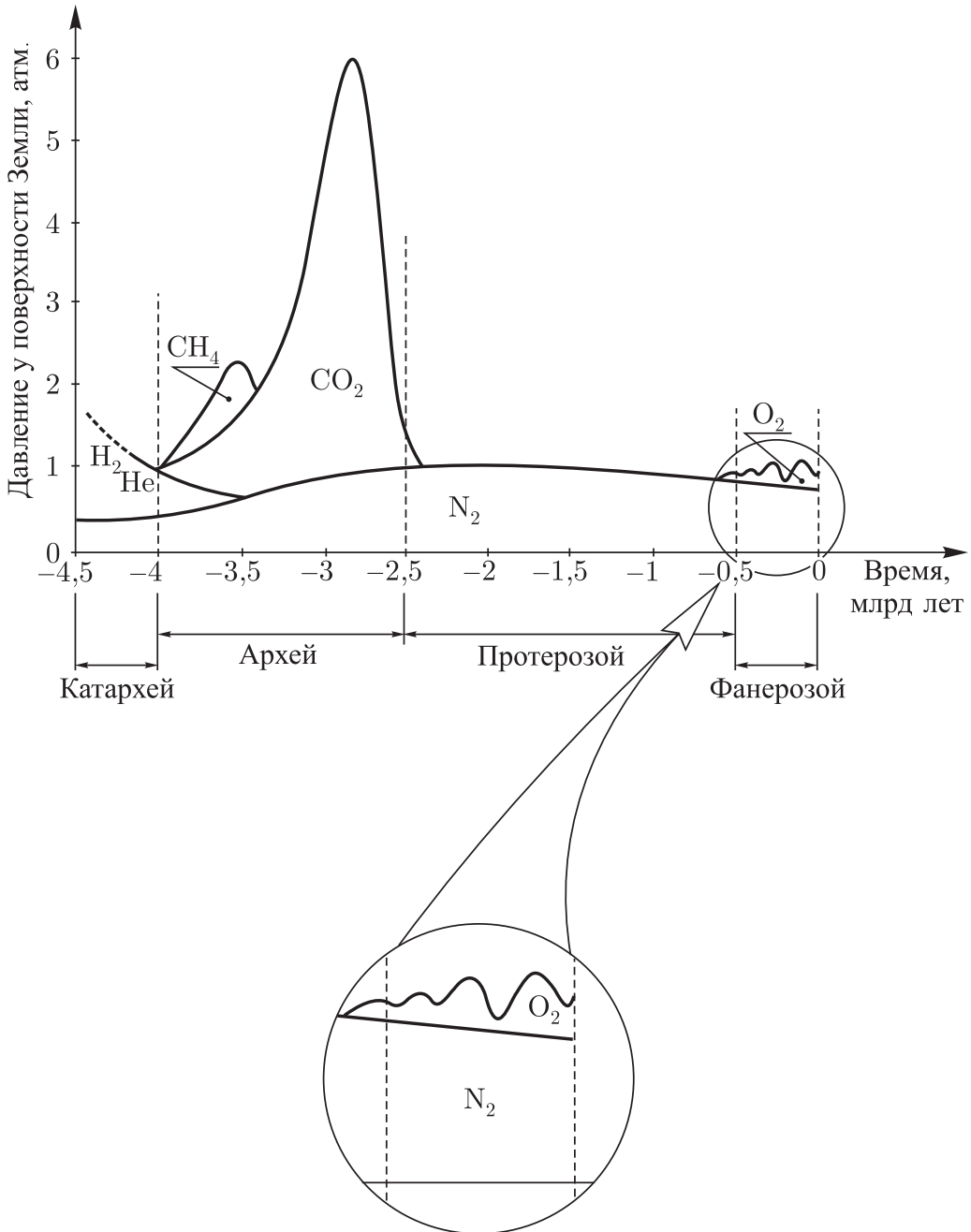


Рис. 2.5

Надо признать, что представленная на рис. 2.5 картина эволюции земной атмосферы должна рассматриваться, строго говоря, как гипотеза, но гипотеза достаточно правдоподобная. Она основывается на современных исследованиях в области *палеогеографии* (науки о физико-географических условиях геологического прошлого

Земли) и, в частности, на работах нашего современника — российского академика *Олега Георгиевича Сорохтина*.

В *катархее* (от 4,5 до 4 млрд лет назад) земная атмосфера была, по-видимому, *водородо-гелиево-азотной*. Если не принимать во внимание азот, то можно говорить о сходстве земной атмосферы катархей с сегодняшней атмосферой Юпитера (разумеется, не по плотности, а только по химическому составу).

Примерно 4 млрд лет назад земные недра сильно прогрелись благодаря гравитационному сжатию и началась интенсивная *дегазация недр*, сопровождавшаяся активной вулканической деятельностью. В результате давление атмосферы у поверхности Земли в течение миллиарда лет поднялось до 5–6 атм и ее основным компонентом стал углекислый газ. Можно сказать, что в *архее* (от 4 до 2,5 млрд лет назад) земная атмосфера была *углекислотной* с добавлением азота, а в начале архея еще и метана. Эта атмосфера была похожа на сегодняшнюю атмосферу Венеры.

В конце архея углекислый газ не только перестал быть основным компонентом атмосферы Земли, но, более того, его концентрация стала незначительной (по причинам, которые рассмотрим позднее). В *протерозое* (от 2,5 до 0,5 млрд лет назад) земная атмосфера была *азотной* и походила на сегодняшнюю атмосферу Титана, но без метановой добавки.

В *фанерозое* (от 0,5 млрд лет назад по настоящее время) уже наблюдаем сегодняшнюю земную *азото-кислородную* атмосферу. Она уникальна, что совершенно естественно, поскольку во всей Солнечной системе только на Земле возникла и эволюционировала жизнь.

Позднее мы подробнее остановимся на указанных здесь четырех этапах эволюции земной атмосферы и постараемся объяснить смену этих этапов, обращаясь, в частности, к современным атмосферам Юпитера, Венеры, Титана. Как уже говорилось, они помогут заглянуть в прошлое нашей планеты.

§ 2.2. От первичной атмосферы к углекислотной атмосфере

2.2.1. Образование Солнечной системы. В нашей Галактике около 5 млрд лет назад образовался в процессе гравитационного сжатия массивный сгусток (*Протосолнце*) в центре вращающегося гигантского *газопылевого облака*, состоящего в основном (на 98%) из водорода и гелия. Гравитационное сжатие

сильно разогрело Протосолнце (до температур порядка 10^7 К), вследствие чего в нем начался термоядерный процесс превращения водорода в гелий с освобождением огромных количеств энергии. Протосолнце стало Солнцем, *превратилось в звезду*. Согласно космогонической гипотезе советского академика *Отто Юльевича Шмидта*, разработанной им в 40-е годы прошлого столетия, из холодных остатков вращающегося вокруг Протосолнца газопылевого облака сформировались планеты и другие тела Солнечной системы, включая спутники планет и астероиды.

Первоначально остатки облака представляли собой *газопылевой диск* радиусом примерно 50 а.е. (а.е. — *астрономическая единица* длины; 1 а.е.=150 млн км); его называют также *протопланетным облаком*. Газопылевой диск состоял, как видно уже из названия, из пылевого и газового компонентов. Пылевой компонент — это мириады маленьких твердых тел (размерами до нескольких сантиметров), образовавшихся в результате конденсации относительно тяжелых газов (кремния, железа, никеля и т. д.). Газовый компонент — молекулы легких газов и прежде всего водорода и гелия. Отметим затем азот и инертные газы, а также легкие соединения — углекислый газ, оксид водорода, метан, аммиак, угарный газ и др.

Современные телескопы позволили наблюдать газопылевые диски вокруг некоторых молодых звезд. Однако пока нельзя с определенностью установить химический состав и относительные концентрации газов в газопылевых дисках. Полагают, например, что количество свободного азота в диске на порядок превышает количество аммиака.

На протяжении примерно 10 тыс. лет (совсем немного по космическим меркам) пылевой компонент допланетного облака (диска) сначала распался на отдельные кольца, а из колец затем образовались в огромных количествах астероидоподобные тела размерами в километры — так называемые *планетезимали*. На разных расстояниях от Протосолнца планетезимали имели разный химический состав. Вблизи Протосолнца образовались в основном железно-силикатные планетезимали; они строились из тех пылинок, которые содержали вещества, остающиеся твердыми в прогретой центральной области газопылевого диска. С удалением от Протосолнца температура понижалась, и в планетезималиях появился также лед. Планетезимали в далеких холодных областях включали в себя замерзшие метан и аммиак.

Постепенно, в течение десятков и сотен миллионов лет, планетезимали, сталкиваясь, объединялись и укрупнялись. Заметим, что столкновения приводили к росту наиболее крупных

планетезималей. Чем крупней они были, тем сильнее росли. Длительный процесс роста отдельных планетезималей (его называют процессом *аккумуляции планет*) завершился примерно 4,5 млрд лет назад — возникли *протопланеты*: четыре вблизи Протосолнца (будущие Меркурий, Венера, Земля, Марс) и четыре на удалении от Протосолнца на 5 а.е. и более (будущие Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун). Отметим, что из-за возмущающего воздействия образовавшегося Протоюпитера планетезимали в области между ним и Протомарсом так и не смогли сформировать еще одну протопланету — там мы наблюдаем сегодня пояс астероидов.

В поле тяготения образовавшихся протопланет оказались многие более мелкие планетезимали; из них сформировались *спутники планет*. Возмущающее воздействие массивных протопланет не позволило находящимся в непосредственной близости к ним планетезималям сформировать спутники. Столкновения этих планетезималей приводили не к их объединению, а напротив, к разрушению. Так образовались *кольца* Сатурна и Юпитера.

Возникнув, большинство планет и наиболее крупные спутники *немедленно обзавелись атмосферами*, «позаимствовав» газы из ближайших областей протопланетного облака. Тем временем завершился процесс превращения Протосолнца в звезду, она вышла на стабильный режим, при котором выделяющаяся в недрах звезды энергия термоядерных реакций не накапливалась, а выводилась из ее недр и рассеивалась в космосе. *Рождение Солнца* сопровождалось выбросом из него вещества в виде *мощного солнечного ветра* (подобное явление уже наблюдалось у некоторых рождающихся звезд). Солнечный ветер сначала оттеснил от Солнца газовые остатки протопланетного облака, предоставив тем самым возможность планетам-гигантам захватить достаточно много водорода и гелия, а тот газ, что они не успели захватить, солнечный ветер буквально выдул за пределы Солнечной системы. По существующим оценкам, почти половина первичного газа протопланетного облака улетучилась в глубины космоса.

Общепризнана *двухступенчатая модель* образования Юпитера и других планет-гигантов. На первом этапе планетезимали сформировали *твердые ядра* этих планет, и все они оказались приблизительно одинаковыми (с массами порядка десяти земных масс). На втором этапе, который был существенно короче первого, сформировавшиеся ядра *притянули к себе* огромные количества водорода и гелия из протопланетного облака. Юпитер

и Сатурн оказались перегруженными водородом настолько, что нижние слои атмосферы этих планет, уплотнившись, стали, по сути дела, уже не атмосферами, а превратились в «океаны» жидкого водорода, переходящего с глубиной в горячую плотную плазму в виде жидкого металлического водорода. По мере удаления от Солнца количество водорода и гелия в планетах-гигантах постепенно падает, давление в недрах планет постепенно уменьшается. Заметим, что в отличие от Юпитера и Сатурна водород в недрах Урана и Нептуна не успевает перейти в жидкое металлическое состояние.

Что же касается планет земной группы, то им не удалось позаимствовать много водорода и гелия из протопланетного облака. Да и тот, что они поначалу забрали, солнечный ветер почти выдул из их атмосфер. Этому, заметим, весьма способствовали нагретость планет и сравнительная малость их масс. Неудивительно, что Меркурий (как и Луна) вообще не смог удержать какой-либо атмосферы.

2.2.2. Первичная атмосфера Земли. Прежде всего уточним понятие «первичная атмосфера». К сожалению, во многих изданиях с ним обращаются весьма вольно. Так, утверждают, что первичная атмосфера Земли сформировалась в результате дегазации земных недр, вызванной вулканической деятельностью. Однако атмосфера на нашей планете появилась еще до того, как недра Протоземли достаточно сильно разогрелись и началась активная вулканическая деятельность. Атмосфера возникла по завершении процесса аккумуляции планеты, т. е. примерно 4,5 млрд лет назад. И именно эту атмосферу следует называть первичной.

Нетрудно сообразить, что *первичная атмосфера Земли* — это те газы, которые захватила из протопланетного облака только что сформировавшаяся в холодное твердое тело совсем юная Земля. В отличие от планет-гигантов, Земле (как и Венере) досталось относительно мало строительного материала — газов. Это были *водород, гелий, азот*. Они-то и образовали, по-видимому, первичную атмосферу Земли.

Чем можно аргументировать такую точку зрения? Прежде всего тем, что именно водородо-гелиевую первичную атмосферу мы обнаруживаем сегодня у планет-гигантов. Они массивнее и холоднее Земли и потому сохранили свою первичную атмосферу, тогда как сравнительно небольшая и теплая Земля быстро утратила и водород, и гелий, захваченные из протопланетного облака. Пусть и медленнее, но все равно эти газы улетучились бы

в космос даже в отсутствие солнечного ветра, о котором говорилось в п. 2.2.1. Земля сохранила в своей атмосфере (и даже приумножила) свободный азот. У читателя наверняка возникнет вопрос: почему же нет азота в атмосфере Юпитера и других планет-гигантов? То, что азот там не сохранился до наших дней, можно объяснить вполне просто. Будучи более тяжелыми по сравнению с водородными, молекулы азота опустились в глубины «океана» из жидкого водорода, не оставив заметных следов благодаря своей химической инертности. А вот на то, что свободный азот в первичной атмосфере планет-гигантов все-таки некогда был, указывает нынешняя азотная атмосфера Титана. Как и планеты-гиганты, Титан формировал первичную атмосферу из газов протопланетного облака; при этом, как и Земля, он со временем удержал азот вблизи себя (чему способствовала низкая температура спутника), а водород и гелий удержать не смог. Что же касается наличия на Титане метана, то он к первичной атмосфере отношения не имеет; это соединение образовалось позднее.

Итак, современные атмосферы на массивном Юпитере и на холодном Титане представляют собой *остатки сохранившихся до наших дней первичных атмосфер* этих небесных тел. А на Земле, как и на Венере, первичная атмосфера, возникнув, очень скоро *существенно изменилась*. Это объясняется тем, что 4 млрд лет назад на этих планетах началась и быстро стала активизироваться *вулканическая деятельность*.

Следует подчеркнуть, что наша планета (как, впрочем, и остальные планеты) никогда не проходила через огненно-жидкое, полностью расплавленное состояние. Ее недра стали горячими к концу катархея благодаря ударам со стороны падающих на нее планетезималий и гравитационному сжатию протопланеты, возрастающему по мере увеличения ее массы. Дополнительным источником разогрева недр Протоземли были радиоактивные вещества. В результате температура недр поднялась до 1500–2000 К, что привело к их частичному расплавлению и, как следствие, к пространственному перераспределению веществ, из которых в свое время хаотично лепилась протопланета. Тяжелые вещества опустились к центру и образовали тяжелое ядро Земли плотностью до 14 000 кг/м³. Основным компонентом ядра оказалось железо.

Разогрев земных недр привел к возникновению многочисленных вулканов, через которые только что сформировавшаяся Земля выводила наружу (в космос) избыток образовавшейся внутри нее энергии. Но наружу выводилась не только энергия. Началась

активная дегазация земных недр. Она привела, во-первых, к *возникновению на Земле гидросферы* и, во-вторых, к *существенному изменению плотности и химического состава атмосферы*. На смену водородо-гелиево-азотной первичной атмосфере пришла мощная углекислотная атмосфера.

2.2.3. Образование гидросферы. Справка. В настоящее время общая масса гидросферы Земли равна $1,46 \cdot 10^{21}$ кг, что составляет 0,025 % всей массы Земли. Гидросфера состоит из трех частей: *Мирового океана* ($1,37 \cdot 10^{21}$ кг), *вод суши* ($9 \cdot 10^{19}$ кг) и *влаги атмосферы* ($1,4 \cdot 10^{16}$ кг). На Мировой океан приходится 94 % всей массы гидросферы. Воды суши подразделяют на подземные воды, не входящие в состав горных пород ($6,6 \cdot 10^{19}$ кг), ледники ($2,3 \cdot 10^{19}$ кг), реки и озера (10^{18} кг). Кроме того, часть оксида водорода связана в гидросиликатах земной коры: $0,39 \cdot 10^{21}$ кг в континентальной коре и $0,32 \cdot 10^{21}$ кг — в океанической. Таким образом, в гидросфере и земной коре сосредоточено $2,17 \cdot 10^{21}$ кг оксида водорода.

Возникновение гидросферы и накопление воды в Мировом океане практически полностью обусловлено *дегазацией земных недр*. Она началась 4 млрд лет назад при расплавлении пород в верхней мантии, появлении там первых конвективных движений и разрушении первозданной литосферной оболочки.

В начале архея атмосфера Земли стала постепенно наполняться оксидом водорода (водяным паром), поступающим из горячих земных недр (из мантии). В атмосфере пар конденсировался, и на земную поверхность обрушились проливные дожди, усиливающиеся по мере возрастания вулканической деятельности. Так около 4 млрд лет назад *началось образование гидросферы на нашей планете*.

Начавшееся 4 млрд лет назад накопление воды, дегазированной из недр, продолжалось не только в течение всего архея (периода особенно активной вулканической деятельности), но также в протерозое и фанерозое. *За четыре миллиарда лет вулканы в буквальном смысле надышали все $1,5 \cdot 10^{18}$ т гидросферы и $0,7 \cdot 10^{18}$ т оксида водорода, связанного в гидросиликатах земной коры*. Этот процесс продолжается и поныне, коль скоро продолжают происходить извержения вулканов. Основным компонентом газообразных вулканических продуктов является оксид водорода. Выбрасываемые из жерла вулкана водяные пары тут же конденсируются и превращаются в клубы водяных капель.

Обратим внимание на кривые, изображенные на рис. 2.6, взятом из книги О. Сорохтина и С. Ушакова «Развитие Земли» (М.: МГУ, 2002). Кривая 1 представляет зависимость

от времени t массы оксида водорода, дегазированного из земных недр. Видно, что с течением времени эта масса монотонно растет. Сначала скорость роста мала, но она быстро увеличивается, достигая максимума на границе архея и протерозоя (2,5 млрд лет назад), и затем постепенно и плавно уменьшается в протерозое и фанерозое. К моменту времени $t = 0$ (т. е. к настоящему времени) масса дегазированного оксида водорода достигла значения $M_1 = 2,2 \cdot 10^{21}$ кг. Именно столько оксида водорода было дегазировано из земных недр за четыре миллиарда лет.

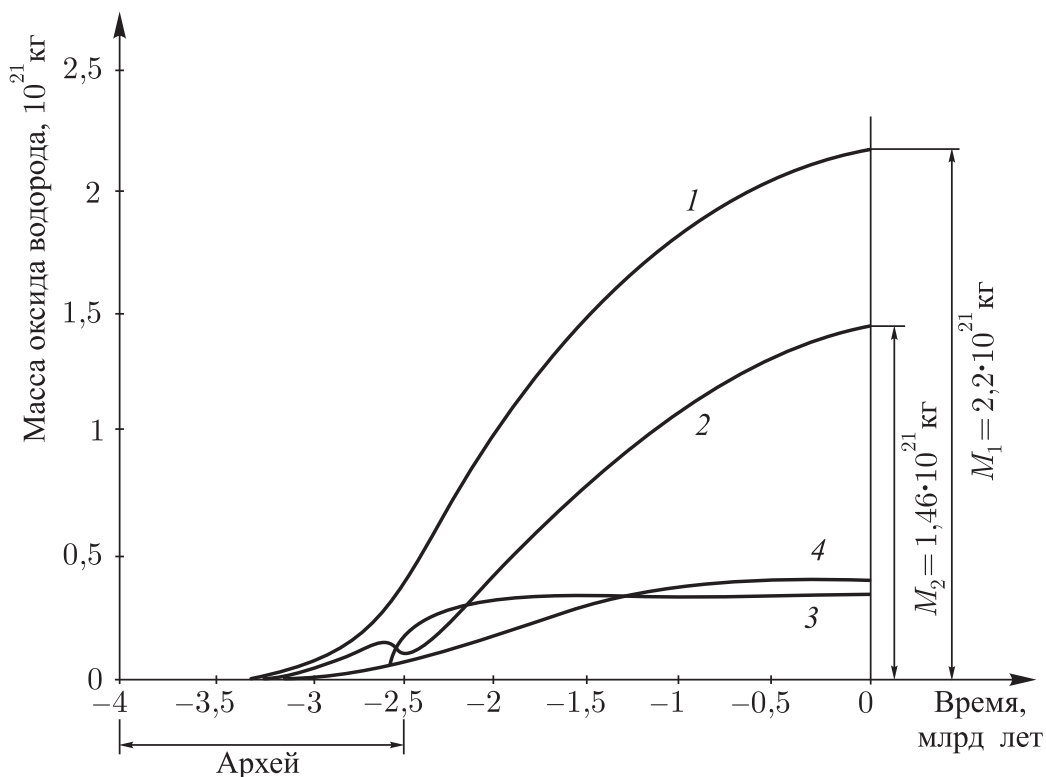


Рис. 2.6

Кривая 2 на рис. 2.6 — зависимость от времени t массы воды в гидросфере Земли, а кривые 3 и 4 — временные зависимости масс оксида водорода, связанных в океанической и континентальной коре соответственно. Кривая 4 демонстрирует медленный плавный подъем массы оксида водорода в континентальной коре, достигающей в наше время значения $M_4 = 0,39 \cdot 10^{21}$ кг. А вот кривая 3 демонстрирует резкий скачок массы оксида водорода в океанической коре при $t = -2,5$ млрд лет, после чего эта масса остается вплоть до наших дней практически постоянной и равной $M_3 = 0,32 \cdot 10^{21}$ кг. В соответствии со скачком на кривой 3 масса в гидросфере, описываемая кривой 2, временно понижается на рубеже архея и протерозоя.

С чем же связан столь отчетливо наблюдаемый скачок на кривой Z ? Дело в том, что в архее океаническая кора представляла собой относительно тонкий *базальтовый слой*. Около 2,5 млрд лет назад произошло глобальное событие — в течение сотни миллионов лет в центре Земли *сформировалось плотное молодое ядро* массой примерно 60% от массы земного ядра в настоящее время. Одним из последствий этого события явилось формирование под базальтовым слоем океанической коры так называемого *серпентинитового слоя*. Сначала он представлял собой выделившиеся из базальта минералы *оливин* Mg_2SiO_4 и *энстатит* $MgSiO_3$. В районах рифтовых зон проникая из океана вода взаимодействовала с этими минералами, в результате чего и образовался насыщенный оксидом водорода серпентинитовый слой, основой которого стал минерал *серпентин* $Mg_6[Si_4O_{10}] \cdot (OH)_8$.

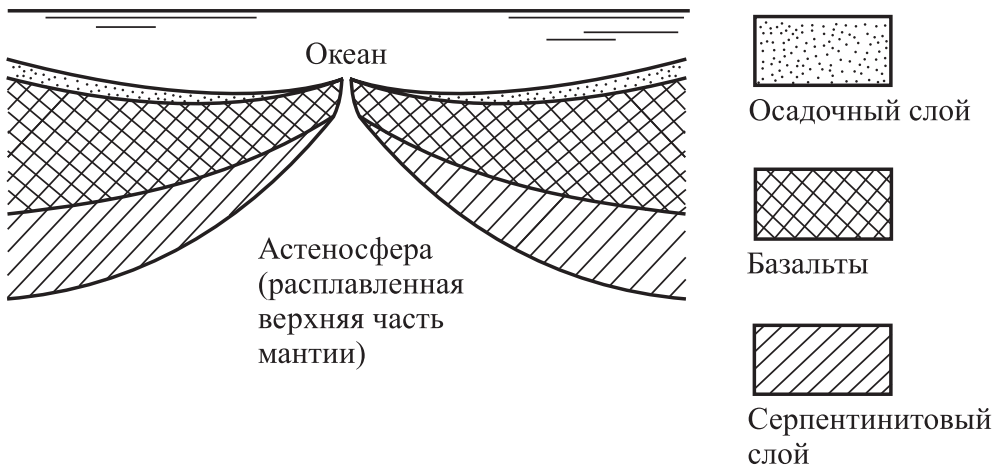


Рис. 2.7

На рис. 2.7 схематически показан район океанической рифтовой зоны. Образование серпентина происходило либо с участием растворенного в воде углекислого газа в соответствии с реакцией



в результате которой наряду с серпентином появлялся карбонат магnezит $MgCO_3$ (не надо путать его с *магнетитом* Fe_3O_4), либо без участия CO_2 :



Благодаря гидратации оливина и энстатита океаническая кора в течение 300 млн лет («в одночасье» по геологическим меркам) полностью насытилась оксидом водорода, который накопился

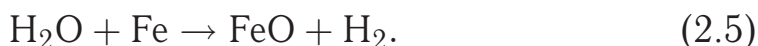
в серпентинитовом слое. Вследствие полного насыщения связывания оксида водорода в океанической коре в дальнейшем фактически уже не происходило.

Масса земной гидросферы равна сегодня $M_2 = 1,46 \cdot 10^{21}$ кг. Понятно, что $M_2 = M_1 - (M_3 + M_4)$. Если бы часть дегазированного оксида водорода не оказалась связанной в земной коре, то сегодняшняя гидросфера имела бы массу M_1 , т.е. была бы на $\Delta M = M_2 + M_3 = 0,71 \cdot 10^{21}$ кг больше. Разделив массу воды ΔM на площадь поверхности земного шара $4\pi R_3^2 = 5 \cdot 10^{14}$ м² и плотность воды $\rho = 10^3$ кг/м³, найдем, что в этом случае уровень Мирового океана *должен был бы подняться* не менее чем на

$$\Delta h = \frac{\Delta M}{4\pi R_3^2 \rho} = 1,4 \text{ км} \quad (2.4)$$

(не менее, поскольку в данном простом расчете принято, что уровень земной суши совпадает с уровнем океана, т.е. везде отстоит от центра Земли на расстояние $R_3 = 6370$ км).

Есть основания полагать, что в действительности все могло быть еще хуже. Следует учесть, что часть выделившегося в мантии оксида водорода должна была подвергнуться *диссоциации* уже внутри мантии на находящихся там *расплавах железа*:



Поэтому полная масса дегазированного оксида водорода должна быть еще больше. Если бы не было диссоциации H_2O на расплавах железа, а также связывания H_2O в земной коре, то, согласно оценкам О.Г. Сорохтина и С.А. Ушакова 2002 г., к настоящему времени гидросфера Земли должна была бы иметь массу $4,75 \cdot 10^{21}$ кг, что на $\Delta M' = (4,75 - 1,46) \cdot 10^{21} = 3,3 \cdot 10^{21}$ кг больше массы сегодняшней гидросферы. Заменяя в (2.4) ΔM на $\Delta M'$, получим: $\Delta h = 6,5$ км. Итак, уровень океана должен был оказаться не менее чем на 6,5 км выше, чем его сегодняшний уровень! В этом случае земная кора везде ушла бы глубоко под воду и *наша Земля превратилась бы в планету «Океан»*.

Но вернемся к рис. 2.6. Кривая 2 показывает, что к концу архея на Земле накопилось всего лишь $0,1 \cdot 10^{21}$ кг воды — в 15 раз меньше современной массы гидросферы. Правда, это были уже не отдельные озера, а *единый* первичный океан. Его средняя глубина составляла около 500 м (средняя глубина Мирового океана сегодня равна 4,2 км). Заметим, что именно в протерозое и фанерозое (а не в вулканически активном архее) на Земле

накопилось $1,36 \cdot 10^{21}$ кг воды, что составляет 93% массы нынешней гидросферы.

2.2.4. Процессы, формировавшие атмосферу в архее.

Архей отличается разнообразием происходивших в нем процессов, которые существенным образом изменили первичную земную атмосферу и сформировали фактически совершенно новую атмосферу. Укажем эти процессы:

- *улетучивание в космос легких газов* (водорода и гелия), активно происходившее в конце катархея и начале архея благодаря интенсивному солнечному ветру и сильному разогреву планеты;
- *дегазация из земных недр*, благодаря которой в атмосферу наряду с водяными парами поступили в значительных количествах углекислый газ и метан и кроме того некоторое количество азота, аммиака, угарного газа, сероводорода и других газов;
- *растворение газов* и прежде всего углекислого газа в первозданных водоемах, представлявших собой первичную земную гидросферу;
- *фотодиссоциация молекул газов* под действием солнечного излучения в отсутствие пока еще не возникшего озонового слоя, что позволяло жесткому излучению Солнца проникать до земной поверхности;
- *захват вещества метеоритов*, которые все еще продолжали достаточно интенсивно бомбардировать земную поверхность;
- *химические реакции* газовых компонентов атмосферы между собой и с веществами в земной коре (например, связывание атмосферного углекислого газа в карбонатах).

Сценарий процессов, формировавших в архее новую земную атмосферу, в общих чертах понятен. Многие же детали приходится реконструировать предположительно. Представляется правдоподобным *накопление в раннем архее значительных количеств метана* (напомним рис. 2.5). Это могло происходить не только в процессе дегазации, но и в результате химической реакции окисления железа водой с участием углекислого газа:



Этот процесс должен был возникнуть при появлении в атмосфере основных газообразных вулканических продуктов — водяного пара и углекислого газа и при наличии содержащего до 13% металлического железа *реголита*, из которого в раннем архее

была сложена значительная часть земной поверхности. Заметим также, что в условиях, когда в атмосфере еще оставался водород и уже появился углекислый газ, должна была идти реакция с образованием метана:



Когда были практически исчерпаны запасы железа (оно полностью окислилось) и свободного водорода, реакции (2.6) и (2.7) должны были прекратиться. Накопившийся метан мог фотодиссоциировать под действием солнечного излучения с образованием либо углерода по реакции



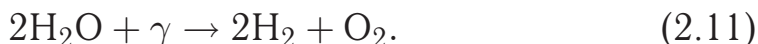
либо формальдегида НСОН по реакции



В результате *метановый компонент атмосферы почти полностью исчез* уже 3 млрд лет назад. Не исключено, что исчезновению метана способствовало его окисление свободным кислородом:



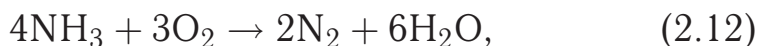
который образовался при фотодиссоциации молекул H_2O под действием жесткого солнечного излучения:



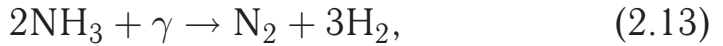
Есть веские основания полагать, что в архее и раннем протерозое процесс фотодиссоциации молекул H_2O был достаточно активен и образовавшийся свободный кислород мог эффективно окислять не только метан, но также атмосферный аммиак, реголитовое железо и другие вещества. Позднее этот механизм освобождения кислорода почти полностью прекратился в результате возникновения в атмосфере защитного озонового слоя. По существующим оценкам, сегодня лишь миллионная доля атмосферного кислорода образуется при фотодиссоциации паров воды; все остальное — за счет фотосинтеза.

Высказывались предположения, что *весь азот* в земной атмосфере наработан *аммиаком*, поступившим из вулканов, т. е. имеет вулканическое происхождение (подобно, например, воде). При этом отмечают следующие три механизма получения свободного азота:

— окисление аммиака по реакции



- фотодиссоциация молекул аммиака под действием излучения Солнца



- переработка аммиака некоторыми бактериями, одни из которых превращают его в соли азотной кислоты (нитраты), а другие восстанавливают нитраты до свободного азота.

Все указанные механизмы действительно работают. Однако нельзя принять гипотезу об исключительно вулканическом происхождении атмосферного азота. Современная азотная атмосфера Титана определенно указывает на то, что свободный азот *присутствовал уже в первичной атмосфере Земли*, будучи захвачен ею из протопланетного облака. По-видимому, азот современной земной атмосферы частично заимствован из протопланетного облака, а кроме того появился в результате дегазации земных недр как один из вулканических продуктов и один из продуктов реакций (2.12) и (2.13) с участием дегазированного из недр аммиака. Надо также принимать во внимание отмеченный выше механизм переработки аммиака в свободный азот.

2.2.5. Взлет и падение углекислого газа в атмосфере архея. Особенно важные события в атмосфере Земли во времена архея связаны с *углекислым газом*. Как видно из рис. 2.5, в самом начале архея (4 млрд лет назад), как и в конце его (2,5 млрд лет назад), углекислый газ в атмосфере Земли практически отсутствует, тогда как около 3 млрд лет назад его парциальное давление у земной поверхности достигает 5 атм (при общем атмосферном давлении 6 атм). Таким образом, наблюдается *сильный взлет* и затем *стремительное падение* давления (а значит, и концентрации) углекислого газа на отрезке времени, соответствующем архею. Получается, что в течение миллиарда лет (от 3,5 до 2,5 млрд лет назад) атмосфера Земли была *углекислотной*, если не считать азота, парциальное давление которого медленно возрастало от 0,5 до 1 атм.

Взлет давления (концентрации) углекислого газа вполне понятен. Он был обусловлен активной вулканической деятельностью. Ведь углекислый газ — второй по концентрации компонент вулканических газов после водяного пара. Судя по данным современного химического состава вулканических газов, 75% массы извергаемого газа приходится на H_2O , 15% — на CO_2 , 10% — на остальные газы (CH_4 , NH_3 , H_2S , CO , SO_2 , HCl и др.). В свое время вулканы на Венере также обеспечили взлет концентрации углекислого газа в ее атмосфере, и это привело к тому, что сегодня атмосфера Венеры на 97% состоит из углекислого

газа, а атмосферное давление у поверхности планеты достигает 90 атм. Падения с течением времени концентрации углекислого газа на Венере не произошло, а вот на Земле концентрация понизилась и притом так быстро, что приповерхностное атмосферное давление не успело вырасти выше 6 атм.

В чем же дело? Чем объяснить резкое и значительное падение концентрации углекислого газа в земной атмосфере в конце архея? Кроме того, нужно объяснить, почему в дальнейшем концентрация углекислого газа в атмосфере не начинала расти, несмотря на то что вулканы, хотя и не столь интенсивно, но все-таки и по сей день продолжают выбрасывать в атмосферу углекислый газ.

Можно назвать три механизма уменьшения концентрации углекислого газа в атмосфере. *Первый механизм*: растворение CO_2 в воде. Углекислый газ может растворяться в воде в больших количествах. Заметим, что в настоящее время в земной атмосфере находится примерно $2,6 \cdot 10^{15}$ кг CO_2 , а в Мировом океане в 50 раз больше. Если учесть, что масса Мирового океана сегодня составляет $1,4 \cdot 10^{21}$ кг, то получается, что относительная концентрация CO_2 в океане равна 0,01%. По существующим оценкам, в позднем архее (около 2,7 млрд лет назад) концентрация углекислого газа, растворенного в первичном океане, достигала 40%, что в 4000 раз больше концентрации CO_2 в современных океанах. Заметим, что это соответствует *закону Генри*, согласно которому растворимость газа в воде прямо пропорциональна его парциальному давлению у поверхности воды (парциальное давление CO_2 у поверхности Земли равно сегодня $5 \cdot 10^{-4}$ атм, тогда как на протяжении архея оно составляло в среднем около 2 атм).

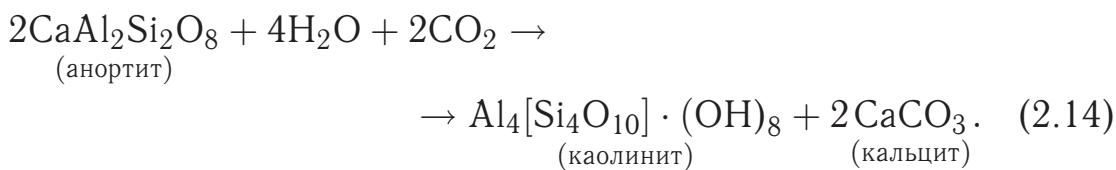
Второй механизм: связывание атмосферного углекислого газа в *карбонатах* (минералах, содержащих соли угольной кислоты H_2CO_3). Эти минералы составляют по массе около 1,7% земной коры.

Третий механизм: использование углекислого газа растениями и некоторыми бактериями при *фотосинтезе*.

Фотосинтез возник на рубеже архея и протерозоя (см. п. 2.3.3), поэтому третий механизм мог работать в протерозое и, особенно, в фанерозое. В сочетании с первым и вторым механизмами он предотвратил возрождение атмосферного углекислого газа после завершения архея. Мы поговорим об этом позднее, в п. 2.4.2, а пока вернемся к архею.

Резкое уменьшение атмосферного CO_2 в конце архея объясняется тем, что примерно 3 млрд лет назад начали эффективно

работать как первый, так и второй механизмы уменьшения концентрации углекислого газа в атмосфере. Пока в водоемах архея было *очень мало воды*, первый механизм не мог эффективно работать несмотря на высокую растворимость CO_2 в воде в те времена. При этом фактически бездействовал также и второй механизм, поскольку для связывания углекислого газа в карбонатах необходим оксид водорода в жидкой фазе, т.е. вода. В качестве примера напомним реакцию (2.1). Обратим внимание: в этой реакции происходит не только гидратация оливина (связывание H_2O в серпентине), но и связывание CO_2 в таком карбонате, как магнезит MgCO_3 . Существует несколько реакций подобного типа. Вот еще одна:



Здесь углекислый газ связывается в присутствии воды с другим карбонатом — кальцитом CaCO_3 .

Пока при недостатке воды на Земле рассматриваемые механизмы фактически бездействовали, *происходило быстрое возрастание* концентрации CO_2 в атмосфере (в период с 3,5 до 3 млрд лет назад — см. рис. 2.5). Но когда с заметным увеличением водной массы указанные механизмы начали достаточно эффективно работать, концентрация CO_2 в атмосфере *стала резко падать*. В протерозое и фанерозое практически весь «выдыхаемый» вулканами углекислый газ оказался либо растворенным в океанах, либо связанным в карбонатах и органическом веществе.

Благодаря рассмотренным механизмам уменьшения атмосферного углекислого газа наша Земля не превратилась в подобие современной Венеры. Почему первый и второй механизмы не действовали на Венере? Сам собой напрашивается ответ: из-за отсутствия на Венере водоемов. Во всяком случае, на сегодняшней Венере вода не обнаружена. Впрочем, трудно представить себе существование морей на планете, у которой поверхность имеет температуру около 500°C .

На рубеже архея и протерозоя произошло глобальное событие, последствия которого решительным образом повлияли не только на атмосферу Земли, но и на всю ее географическую оболочку. Таким событием явилось возникновение сначала

аноксигенного (бескислородного) фотосинтеза, а затем оксигенного (кислородного) фотосинтеза. На Земле началась эволюция жизни. Эта тема требует отдельного рассмотрения.

§ 2.3. Зарождение и начало эволюции жизни

На рис. 2.8 приведена биохронологическая шкала для архей и протерозоя. Дальнейший рассказ оживит эту шкалу, наполнит ее содержанием.

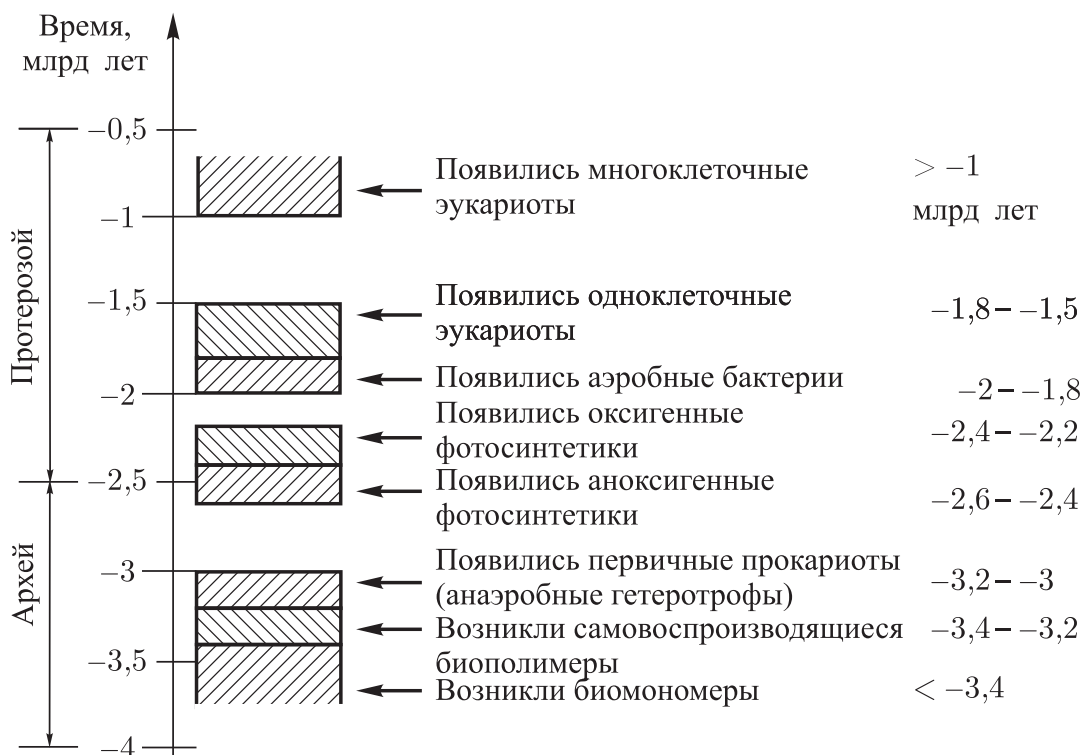


Рис. 2.8

Обратим внимание на то, что данный раздел занимает особое место в книге. Приостановим обсуждение вопросов, связанных с физикой и химией атмосферы, и совершим небольшой экскурс в область биологии, а точнее сказать, биохимии. Такой экскурс необходим, поскольку мы рассматриваем эволюцию земной атмосферы. *Эволюция атмосферы и эволюция жизни на Земле теснейшим образом взаимосвязаны.* В катархее наша планета была непригодна для жизни. Эволюция атмосферы создала условия для возникновения и начальной эволюции жизни, для появления многоклеточных живых организмов. В свою очередь, по мере развития жизни и увеличения биомассы на планете

изменялся химический состав атмосферы. Наиболее важные события, определившие *коэволюцию* (совместную эволюцию) атмосферы и биосферы, произошли в архее и протерозое.

2.3.1. Фотосинтез. Прежде всего познакомимся с важнейшим биохимическим механизмом, называемым фотосинтезом. Существуют два принципиально разных вида питания живых организмов, т. е. два способа приобретения ими вещества и энергии — *автотрофный* и *гетеротрофный* способы питания. К *организмам-автотрофам* относятся практически все растения, а также некоторые бактерии. К *организмам-гетеротрофам* относятся все грибы и все животные (включая, разумеется, человека), а также подавляющее число бактерий.

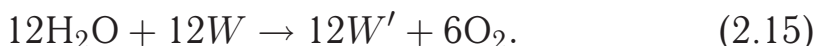
Организмы-автотрофы забирают из окружающей среды *только неорганические вещества* (например, H_2O и CO_2) и *синтезируют из этих веществ органические соединения*. Они синтезируют, например, *глюкозу* $C_6H_{12}O_6$, из которой затем строятся цепи полисахаридов — *крахмала, гликогена, целлюлозы*. Эти организмы превращают воду и углекислый газ в углеводы (глюкозу) и свободный кислород, который уходит в атмосферу. Они забирают энергию солнечного излучения и *превращают ее в химическую энергию*, «упаковывая» в химических связях синтезируемых соединений. Таково автотрофное питание. Его называют *фотосинтезом*, поскольку синтез молекул углеводов происходит с использованием энергии солнечного излучения.

Организмы-гетеротрофы тоже потребляют неорганические вещества (воду, минеральные соли и др.) и тоже синтезируют сложные органические соединения. Однако, в отличие от организмов-автотрофов, *гетеротрофы не синтезируют органических соединений из неорганических веществ*, а обязательно используют органические соединения, синтезированные другими организмами (автотрофами или другими гетеротрофами). Автотрофы используют для своей жизнедеятельности световую энергию, а гетеротрофы — химическую энергию, накопленную в органических соединениях других организмов. Прежде чем синтезировать собственные белки (а также углеводы, липиды, нуклеиновые кислоты), гетеротрофы расщепляют органические соединения, синтезированные ранее другими организмами. Именно за счет освобождающейся при этом энергии они и осуществляют свой собственный синтез. Таким образом, *если автотрофы превращают световую энергию в энергию химических связей, то гетеротрофы превращают энергию одних химических связей в энергию других химических связей*.

Раньше считали, что при фотосинтезе углекислый газ расщепляется на углерод и кислород ($\text{CO}_2 + \gamma \rightarrow \text{C} + \text{O}_2$); кислород поступает в атмосферу, а углерод, соединяясь с водой, образует глюкозу ($\text{C}_6 + 6\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{C}_6\text{H}_{12}\text{O}_6$). Молекулу глюкозы рассматривали как соединение шести атомов углерода с шестью атомами оксида водорода и записывали так: $\text{C}_6(\text{H}_2\text{O})_6$. Однако опытами, выполненными в 1941 г., ученые доказали, что *освобождаемый при фотосинтезе кислород не имеет отношения к тому кислороду, который содержится в молекулах углекислого газа*. Схема фотосинтеза оказалась сложнее.

Процесс фотосинтеза протекает в два этапа — имеет две фазы. Сначала реализуется световая фаза фотосинтеза, а затем — темновая фаза.

Световая фаза происходит обязательно на свету (отсюда ее название). Эта фаза нуждается не только в свете, но и в воде, поступающей извне в живую клетку автотрофа (например, в растительную клетку). Молекулы H_2O взаимодействуют на свету с молекулами некоторого находящегося в клетке соединения, название и формула которого в данном случае несущественны; условно обозначим его W . Молекулы W отбирают у воды водород, превращаясь в молекулы, которые условно обозначим W' . Освободившийся кислород (из воды, а не из углекислого газа!) устремляется в атмосферу. Отметим, что именно молекулы W' аккумулируют в своих химических связях световую энергию, поглощенную в световой фазе. Соответствующая химическая реакция может быть записана так:

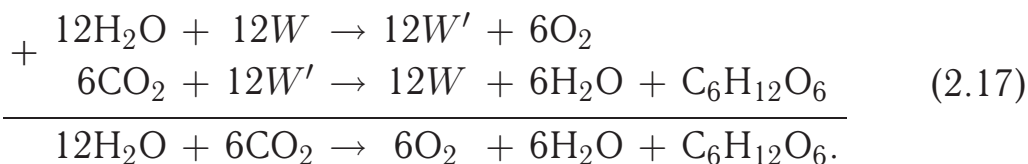


Темновая фаза не нуждается в свете. В этой фазе совершается ряд превращений, в которые вовлекаются молекулы CO_2 из воздуха. В результате синтезируются молекулы глюкозы, а также вода. Вода, заметим, образуется в количестве, вдвое меньшем количества воды, израсходованной в световой фазе. Световая энергия, поглощенная растением в световой фазе, аккумулируется в конечном счете в химических связях молекул глюкозы. Происходящие в темновой фазе процессы могут быть суммированы в виде химической реакции:



Итак, чтобы получить одну молекулу $\text{C}_6\text{H}_{12}\text{O}_6$, надо израсходовать в световой фазе 12 молекул H_2O , а в темновой фазе 6 молекул CO_2 . В световой фазе в атмосферу поступят 6 молекул O_2 , а в темновой фазе образуются, кроме одной молекулы $\text{C}_6\text{H}_{12}\text{O}_6$, еще 6 молекул H_2O . Вся эта «бухгалтерия» хорошо

просматривается в реакциях (2.15) и (2.16). Общую схему фотосинтеза без рассмотрения отдельно световой и темновой фаз можно получить, сложив эти реакции:



В этой схеме фигурируют только молекулы «на входе» и «на выходе». Обратим внимание: из 12 молекул H_2O , оказавшихся на входе, образовались на выходе 6 молекул O_2 , которые немедленно отправились в атмосферу, а атомы кислорода в молекуле $\text{C}_6\text{H}_{12}\text{O}_6$ и 6 молекулах H_2O на выходе представляют собой кислородные атомы из 6 молекул CO_2 . Таким образом, молекулы H_2O на входе и молекулы H_2O на выходе оказываются участниками *разных процессов*, а потому неправомерно сокращать в схеме (2.17) шесть молекул H_2O .

К сожалению, во многих учебниках такое сокращение выполняют и представляют процесс фотосинтеза химической реакцией



Формально этой схемой, конечно, можно пользоваться. Но при этом трудно будет понять, как для образования 6 молекул O_2 удалось обойтись 6 молекулами H_2O , и каким образом 12 кислородных атомов из 6 молекул CO_2 удалось превратить в 6 кислородных атомов молекулы $\text{C}_6\text{H}_{12}\text{O}_6$.

Читатель. Понятно, что слово «фотосинтез» означает синтез соединений за счет световой энергии. Но можно предложить более точное название — «фототрофия», что означает питание светом. Ведь «трофо» в переводе с греческого означает «питание».

Автор. Оба термина (фотосинтез и фототрофия) годятся. Тот факт, что происходит *улавливание растениями световой энергии*, отмечал еще в 1815 г. один из открывателей закона сохранения энергии немецкий ученый и врач *Юлиус Роберт Майер*. Он писал: «Природа поставила себе задачей перехватить на лету притекающий на Землю свет и превратить эту подвижнейшую из сил в твердую форму, сложив ее в запас. Для достижения этой цели она покрыла земную кору организмами, которые, живя, поглощают свет. Этими организмами являются растения».

Читатель. Каким образом растения улавливают свет?

Автор. В специальных органеллах растительных клеток, называемых *хлоропластами*, находятся молекулы сложного соединения — *хлорофилла*. Его название происходит от греческих слов *chloros* (зеленый) и *phyllon* (лист). Хлорофилл — это зеленый пигмент растений, содержащийся в хлоропластах клеток. Благодаря

ему листья растений окрашены в зеленый цвет. Молекулы хлорофилла как раз и поглощают фотоны солнечного излучения. Поглощенная световая энергия аккумулируется сначала в химических связях хлорофилла, а затем начинает «путешествовать» по химическим связям других соединений и в конечном счете оказывается «упакованной» в химических связях глюкозы.

Читатель. Почему хлорофилл зеленый?

Автор. Он поглощает свет главным образом в желтой и красной частях солнечного спектра. Поэтому тот свет, который хлорофилл отражает (а именно отраженный свет мы и видим), представляется зеленым.

Читатель. А почему хлорофилл поглощает главным образом желтый и красный свет? Или, может быть, это «почему» выглядит глупо?

Автор. Напротив, это умное «почему». Дело в том, что в солнечном спектре желтое и красное излучения весьма интенсивны (см. рис. 1.21). Получается, что растения в ходе эволюции как бы подстроились под солнечный спектр — чтобы уловить побольше световой энергии.

2.3.2. Возникновение жизни (путь от биомономеров к прокариотам — первым живым организмам). Период зарождения жизни на Земле (от 4 до 3 млрд лет назад) английский ученый *Джон Бернал* предложил разбить на три этапа. Начальный этап (примерно до 3,4 млрд лет назад) — *этап химической эволюции*: полимеризация биомономеров, т. е. образование белковых и нуклеиновых цепочек (*биополимеров*) и возникновение способности биополимеров самовоспроизводиться. Завершающий этап (3,2–3 млрд лет назад) — *этап биологической эволюции*: формирование биологических мембран и появление первичных живых организмов — так называемых *прокариот*.

Жизнь на Земле возникла естественным путем из неорганической материи, т. е. имеет *абиогенное происхождение*. Но возникла жизнь не вдруг; самозарождения живых организмов из неорганических веществ не происходило. Происходил длительный процесс, начавшийся с того, что в первозданных горячих водоемах *стали возникать и накапливаться биологические мономеры*, в частности молекулы аминокислот. Водоемы превращались в своеобразный «бульон» из биологических молекул, имевших абиогенное происхождение. Молекулы синтезировались из веществ, находившихся в атмосфере Земли 4–3,5 млрд лет назад — водорода, азота, метана, углекислого газа, аммиака. Принципиально важно, что в атмосфере тогда практически не было свободного кислорода. Если бы он был, то окислял бы органические соединения, тут же уничтожая зародыши

будущей жизни. Обратим внимание: *после возникновения жизнь не может обходиться без кислорода, но возникнуть она могла только в бескислородной среде.*

Впервые эти идеи были высказаны в 20-е годы прошлого столетия российским биохимиком *Александром Ивановичем Опариным* и независимо от него английским биохимиком *Джоном Холдейном*.

Возможность абиогенного синтеза биомономеров из воды, водорода, метана и аммиака экспериментально проверили в 1953 г. американские ученые *Стенли Миллер* и *Гарольд Юри*. Они создали установку (рис. 2.9), в которой в течение недели подвергали упомянутую смесь действию мощных электрических разрядов. Как если бы это были грозовые разряды в древней атмосфере-

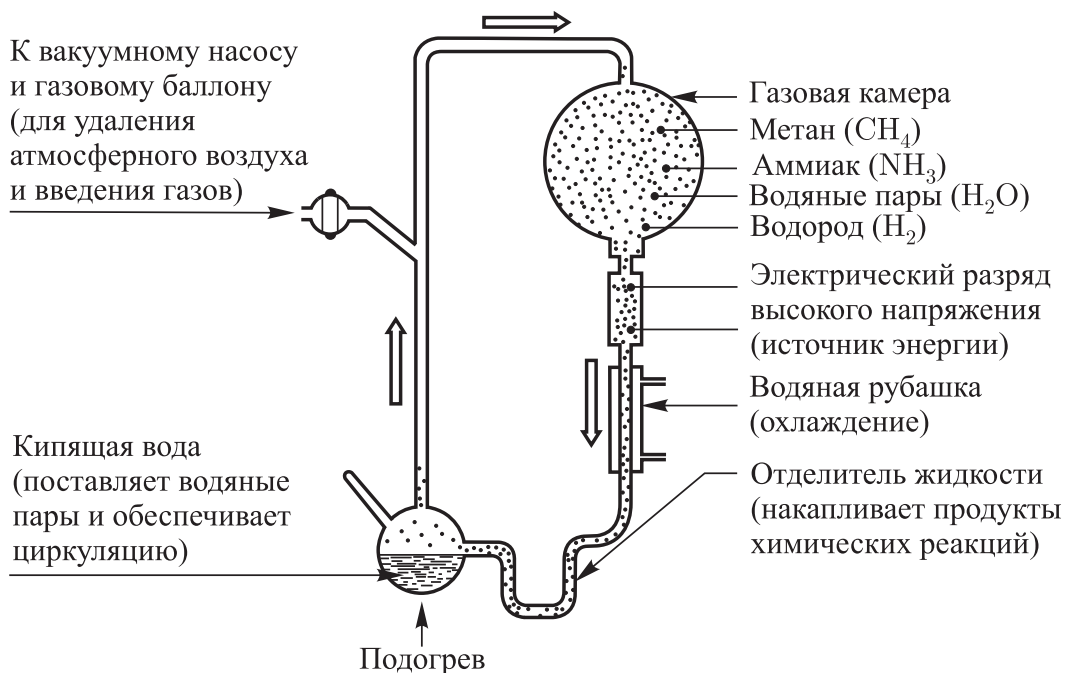


Рис. 2.9

ре. По окончании опыта в продуктах реакций были обнаружены различные органические соединения: мочевина, аминокислоты (составные части белковых молекул), аденин (одно из азотистых оснований в составе молекул ДНК и РНК), рибоза (моносахарид, входящий в состав молекул РНК). Опыт, таким образом, подтвердил возможность возникновения органических молекул из неорганической материи.

Накапливающиеся в древних водоемах биомомеры *полимеризовались* под действием солнечного излучения и тепла потоков

вулканической лавы. Полимеризация происходила преимущественно в прибрежных полосах вблизи дна водоемов; при этом твердые породы играли роль катализатора. Экспериментально установлено, что, например, раствор аминокислоты аланина в воде синтезирует цепочку полиаланина в присутствии глинозема.

Однако сами по себе полипептидные белковые цепи не обладают способностью к самовоспроизведению, так что приобретенные в процессе эволюции структуры *не закрепляются и не размножаются*. Такой способностью обладают нуклеиновые кислоты. Но можно ли предположить, что эволюция привела к возникновению самовоспроизводящихся молекул нуклеиновых кислот? В 1982 г. американские микробиологи *Томас Чек* и *Сидни Олтмен* экспериментально получили молекулы РНК, обладающие способностью копировать (воспроизводить) самих себя *самопроизвольно*, без участия белков-ферментов. За открытие ферментативной активности у молекул РНК Чеку и Олтмену в 1989 г. была присуждена Нобелевская премия по химии. Таким образом, можно полагать, что в ходе полимеризации биомономеров в древних водоемах *спонтанно возникали способные к самовоспроизведению цепочки РНК, а также ДНК*, которые затем стали *программировать рост белковых цепочек*. Так в процессе биохимической эволюции формировались структуры, способные к самовоспроизведению и размножению.

Со временем из биополимеров, способных к самовоспроизведению, стали формироваться *первичные живые организмы*. Возникновение каждого организма означало, что некоторое количество биополимерных молекул как-то обособлялось от окружающей среды, выделялось из нее. Не переставая обмениваться «строительным материалом» и энергией с окружающим его «бульоном», организм в то же время был отграничен от среды некоторой оболочкой. Организм оказывался внутри такой оболочки, весь остальной мир был вне ее. Эта оболочка — *биологическая мембрана*.

Итак, чтобы зародился живой организм, *должна была сформироваться обнимающая его биологическая мембрана*. Ее функции: *сохранять* случайно возникшую структуру полимерных молекул (белков и нуклеиновых кислот) и *обеспечивать обмен веществом и энергией* между этой структурой и окружающей ее средой.

Ученые предлагают следующий сценарий формирования биологических мембран в процессе зарождения живых организмов. Этот сценарий правдоподобен, хотя и не является единственно

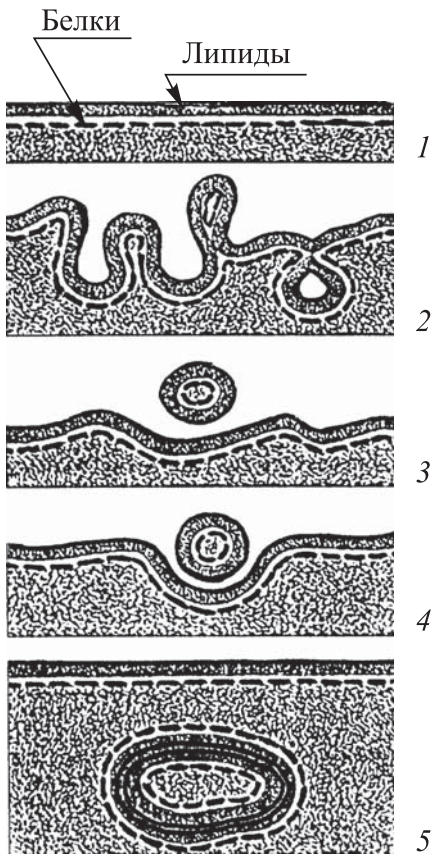


Рис. 2.10

возможным. На поверхности древних водоемов, наполненных биополимерным бульоном, могли возникать *липидные пленки* (образованные молекулами *липидов* — соединений, включающих жиры и жироподобные вещества). Находящиеся в глубине водоема белковые молекулы притягивались к липидной пленке под действием сил электрического притяжения. Таким образом возникала еще одна пленка — белковая (1 на рис. 2.10). При порывах ветра двойная пленка (*липидно-белковая*) могла сильно изгибаться (2 на рис. 2.10); от нее могли отрываться пузырьки (3). Падая вниз, такой пузырек заставлял прогибаться под собой двойную пленку на поверхности водоема (4). В результате внутри водоема возникал объем, ограниченный четырьмя пленками — двумя белковыми и двумя липидными (5).

Эта четырехслойная оболочка как раз и представляла собой биологическую мембрану. Вместе с заключенной внутри нее структурой из биополимеров она образовывала первичный живой организм — *первичную живую клетку*.

Надо подчеркнуть, что первичные живые клетки сильно отличались от возникших много позднее живых клеток растений, грибов, животных, обладавших *ядром* и *митохондриями* — органами, в которых протекают реакции, обеспечивающие клетки энергией. Кроме того, клетки растений имеют хлоропласты. В первичных клетках не было ни ядра, ни митохондрий, ни хлоропластов. Такие одноклеточные организмы биологи называют *прокариотическими организмами* или, проще, *прокариотами*. Термин «прокариотические» в переводе с греческого означает буквально «доядерные» (т. е. *возникшие до того, как сформировалось внутриклеточное ядро*; по-гречески *karyon* означает ядро, а приставка *pro* имеет смысл «впереди, перед, до»). Ввиду отсутствия ядра как такового ДНК у прокариот располагалась где-то внутри клетки в виде свернутой в спираль нити, а функцию митохондрий выполняла биологическая мембрана.

В прокариотах нет хлоропластов; значит, *автотрофное питание для них исключено*. С другой стороны, казалось бы, у самых первых прокариот невозможно также и гетеротрофное питание — ведь они были *самыми первыми* организмами. Но эта проблема оказалась разрешимой: самые первые прокариоты питались не живыми организмами, а теми органическими соединениями, которые содержались в «бульоне». Том самом, в котором как раз и зародились самые первые прокариоты. Они превращали химическую энергию органических соединений в энергию собственных химических связей, т. е. функционировали как гетеротрофы.

Итак, самые первые прокариоты (самые первые на Земле живые организмы) были гетеротрофами. *Они питались накопившимися в древних водоемах органическими соединениями, расщепляя их и затем синтезируя из продуктов расщепления свои собственные структуры*. Существенно, что процесс расщепления органической пищи происходил *в отсутствие кислорода*. Такой процесс называют *анаэробным* (т. е. бескислородным) *расщеплением*, а также *гликолизом*. Первичные прокариоты являлись *анаэробными гетеротрофами*.



Рис. 2.11

Прокариоты были не только первыми, но и *единственными* в продолжение полутора миллиардов лет обитателями планеты — с 3 до 1,5 млрд лет назад. Можно сказать, что все это время наша Земля была *планетой прокариот*. Рис. 2.11 показывает, как мог выглядеть характерный пейзаж на планете прокариот.

2.3.3. Возникновение фотосинтеза. Во времена, когда еще не появились организмы-автотрофы, запасы органической пищи ограничивались теми соединениями, которые сумели самозародиться в неорганической среде. Эти запасы с течением времени постепенно истощались. Питательный бульон абиогенного происхождения становился со временем все более разбавленным.

Но развитие жизни не зашло в тупик. Эволюция нашла выход: *примерно через полмиллиарда лет после возникновения первых живых организмов появились бактерии-фотосинтетика* — прокариотические организмы, способные превращать с помощью солнечного света неорганические вещества в органические. Иначе говоря, появились *первичные автотрофы*. Так на Земле возник фотосинтез.

Сначала появились бактерии-фотосинтетика, которые не выделяли кислорода в атмосферу. Такой фотосинтез называют *аноксигенным* или *бескислородным*. Одними из первых бактерий-фотосинтетиков были *зеленые серобактерии*, потреблявшие сероводород H_2S и углекислый газ CO_2 , которые содержались в вулканических извержениях. Зеленые серобактерии являлись *аноксигенными фотосинтетиками*.

Рассмотрим, как происходил фотосинтез у зеленых серобактерий. Как и обычный фотосинтез (тот, что происходит с выделением кислорода), он имел две фазы — световую, протекавшую на свету, и темновую, которая не нуждалась в свете. В световой фазе бактерии поглощали сероводород и расщепляли его молекулы на атомы, используя энергию света. В темновой фазе бактерии поглощали углекислый газ и вырабатывали глюкозу и воду. Для простоты не будем рассматривать по отдельности реакции, протекавшие в разных фазах, а приведем реакцию, выражающую суммарный результат:



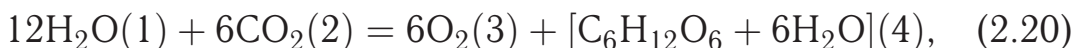
где 1 поглощается бактериями в световой фазе, а 2 — в темновой фазе; 3 выделяется бактериями в световой фазе, а 4 — в темновой фазе.

В отличие от углекислого газа содержание сероводорода в вулканических извержениях весьма невелико. Рано или поздно запасы сероводорода на Земле должны были истощиться; поэтому зеленые серобактерии не могли по-настоящему решить проблему фотосинтеза. Назревал новый кризис в развитии жизни на Земле.

Этот кризис был предотвращен благодаря появлению около 2,3 млрд лет назад *сине-зеленых водорослей*. Название

водоросли не должно вводить в заблуждение, так как фактически это были не низшие растения, а бактерии. Биологи называют их *цианобактериями*. Просто под микроскопом колонии этих бактерий, соединившиеся в цепочки, выглядят как нити водорослей. Их можно и сегодня наблюдать в водоемах, если они концентрируются там в больших количествах, окрашивая воду в сине-зеленый или коричневый цвет и придавая ей неприятный болотный запах. В этом случае говорят, что вода зацвела.

Если зеленые серобактерии расщепляли на атомы молекулы H_2S , то сине-зеленые водоросли *расщепляли на атомы молекулы* H_2O , что, заметим, значительно труднее (требует большей энергии). При фотосинтезе сине-зеленых водорослей в атмосферу выделяется кислород. Такой фотосинтез ученые называют *оксигенным* или *кислородным*. Сине-зеленые водоросли являлись *оксигенными фотосинтетиками*. Все растения участвуют именно в оксигенном фотосинтезе. Когда говорят о фотосинтезе растений, то имеют в виду оксигенный фотосинтез и поэтому слово «оксигенный», как правило, не произносят. Суммируя реагенты, действующие в световой и темновой фазах оксигенного фотосинтеза, получаем следующую реакцию (она описывает фотосинтез не только сине-зеленых водорослей, но и вообще всех зеленых растений — см. (2.17)):



где 1 поглощается бактериями в световой фазе, а 2 — в темновой фазе; 3 выделяется бактериями в световой фазе, а 4 — в темновой фазе.

Итак, 2,3 млрд лет назад эволюция прокариот в древних водоемах привела к зарождению оксигенных фотосинтетиков — сине-зеленых водорослей. Это глобальное событие имело два далеко идущих последствия. Во-первых, раз и навсегда была решена проблема синтеза органических соединений. Не надо больше ждать, когда эти соединения самопроизвольно возникнут в неорганической среде. *Отныне организмы-автотрофы станут превращать неорганические вещества в органические*. Во-вторых, с этого времени в земной атмосфере стал постепенно накапливаться свободный кислород. *Земная атмосфера перестала быть бескислородной*.

Обратим внимание на то, что накопление свободного кислорода в атмосфере представляло серьезную угрозу для жизни — синтезируемые органические соединения окислялись им. По существующим оценкам примерно 2 млрд лет назад *новое самозарождение жизни на Земле стало по этой причине уже*

невозможным. Отныне появление новых живых организмов могло быть связано исключительно с эволюцией уже существующих организмов. С этого времени стал работать принцип «все живое — только из живого», сформулированный еще в конце XVII столетия флорентийским врачом и натуралистом *Франческо Реди*.

С накоплением в атмосфере свободного кислорода стало невозможным самозарождение жизни, но зато появилась возможность уберечь родившуюся жизнь от губительного воздействия жесткого ультрафиолетового излучения Солнца. Мы имеем в виду формирование в атмосфере *озонного слоя*. Под защитой этого слоя жизнь могла уже не укрываться в глубинах морских вод, а *постепенно выходить на сушу*. Со временем так и произойдет. Правда, до массового выхода живых организмов на сушу 400 млн лет назад должно было пройти еще без малого два миллиарда лет. А пока организмам надо было научиться дышать кислородом.

2.3.4. Появление одноклеточных эукариот. После того как появились сине-зеленые водоросли, настал черед возникновения прокариот, *способных поглощать кислород*. И такие прокариоты действительно возникли. Это были *аэробные бактерии*.

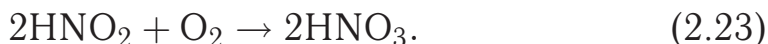
Возможно, первыми появились около 2 млрд лет назад аэробные бактерии, поглощающие, наряду с кислородом, серу. Мы имеем в виду так называемые *бесцветные серобактерии*. По-видимому, именно они оказались самыми первыми организмами, «вдохнувшими» в себя кислород. Поглощая воду, серу и атмосферный кислород, бесцветные серобактерии синтезировали серную кислоту H_2SO_4 и при этом превращали энергию солнечного излучения в энергию химических связей в молекулах серной кислоты. Эти бактерии оказались хорошими *накопителями энергии*, этакими энергетическими прокариотами, микроскопическими *энергостанциями*. Происходящие химические превращения можно представить так:



К аэробным бактериям-энергостанциям относятся также разные виды *нитрифицирующих бактерий*. Одни из них добывают энергию, окисляя аммиак; при этом образуется азотистая кислота HNO_2 :



Другие добывают энергию, окисляя азотистую кислоту: при этом образуется азотная кислота HNO_3 :



Итак, в ходе эволюции прокариот на Земле возникли несколько сильно различающихся типов одноклеточных организмов. Наряду с первичными прокариотами (анаэробными гетеротрофами) существовали бактерии-фотосинтетики (в том числе сине-зеленые водоросли) и аэробные бактерии. И тут эволюция прокариот сделала два любопытных хода.

Первый из них заключался в том, что первичные прокариоты и аэробные бактерии вступили в симбиоз. Симбиозом (от греческого *symbiosis*, означающего «совместная жизнь») называют форму совместного существования организмов разных видов. Как правило, симбиоз взаимовыгоден для симбионтов. Аэробные бактерии внедрились внутрь первичных прокариот и прекрасно там устроились, сохранив при этом некоторую автономию (они не расстались с собственной мембраной и молекулами ДНК). Аэробные бактерии «нашли», что жизнь внутри другой клетки имеет преимущества с точки зрения обеспечения питанием. Первичные прокариоты тоже оказались в выигрыше — они заполучили «домашнюю энергостанцию», что помогало им обеспечивать себя энергией. Со временем аэробные бактерии внутри клетки превратились в клеточные органеллы, называемые митохондриями. Их число в одной клетке составляет от единицы до нескольких тысяч.

Конечно, симбиоз столь разных прокариот, существовавших ранее самостоятельно, породил ряд проблем. Во-первых, надо было позаботиться о едином управлении всей клеткой; в результате начало формироваться *внутриклеточное ядро*. Во-вторых, пришлось отказаться от простого деления клетки (как это делают все прокариоты); началось формирование более сложного механизма размножения клеток — *митоза*.

Клетки, возникшие в результате симбиоза первичных прокариот и аэробных бактерий, заполучившие ядро и процесс митоза, уже не были прокариотами. Их называют *эукариотами*. Так эволюция прокариот привела к возникновению одноклеточных *эукариот-гетеротрофов*. Это были далекие предки грибов и животных.

Далее эволюция сделала второй любопытный ход. Некоторые эукариоты-гетеротрофы вступили в симбиоз с сине-зелеными водорослями. Точнее говоря, сине-зеленые водоросли внедрились внутрь эукариот-гетеротрофов и со временем

превратились в *хлоропласты* (о хлоропластах было сказано в п. 2.3.1). В результате эукариоты-гетеротрофы перешли на автотрофный тип питания. Так возникли одноклеточные эукариоты-гетеротрофы — далекие предки *растений*.

Первые одноклеточные эукариоты сформировались 1,8–1,5 млрд лет назад. Сначала появились эукариоты-гетеротрофы, а позднее — эукариоты-автотрофы.

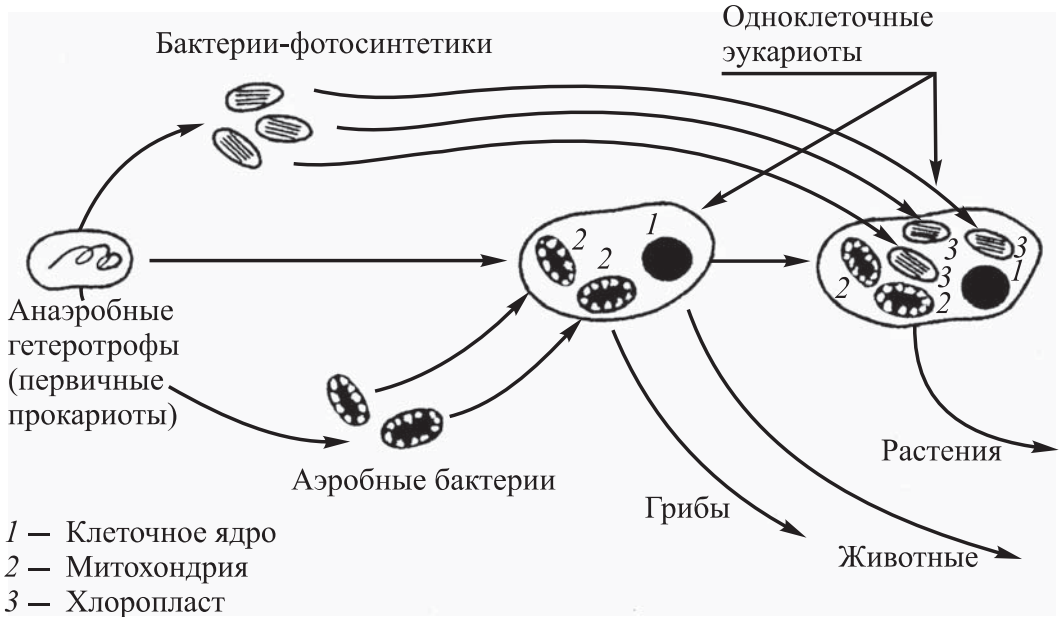


Рис. 2.12

На рис. 2.12 дана схема возникновения одноклеточных эукариот на основе симбиоза прокариот разного типа. Обратим внимание: *сначала* от первичных прокариот «отпочковались» бактерии-фотосинтетики и аэробные бактерии, а *затем* произошел симбиоз прокариот разного типа.

2.3.5. Многоклеточные эукариоты в протерозое. По-видимому, первые многоклеточные эукариоты появились лишь спустя примерно 500 млн лет после возникновения одноклеточных эукариот, т.е. 1 млрд лет назад. А до того происходил процесс постепенного совершенствования эукариотной клетки: приживались к новой обстановке аэробные бактерии и сине-зеленые водоросли, превращаясь соответственно в митохондрии и хлоропласты, формировались ядро и другие органеллы клетки, отработывался механизм митоза.

Без сомнения, *все многоклеточные эукариоты возникли в ходе эволюции из одноклеточных эукариот в результате естественного отбора. Многоклеточность дает много*

преимуществ живому организму. Прежде всего она делает возможной *специализацию клеток внутри организма*, появление различных органов, выполняющих те или иные функции. Так, у животных возникают органы чувств и органы, обеспечивающие активное передвижение и добывание пищи. У растений появляются специализированные органы питания и прикрепления к почве.

Современные представления о возникновении многоклеточных организмов основываются на теории, предложенной в 1886 г. российским биологом *Ильей Ильичом Мечниковым*. Согласно этой теории многоклеточные организмы произошли от *колоний* простейших организмов класса жгутиконосцев. В этих колониях в ходе эволюции формировались специализированные клетки. Так, наружные клетки выполняли с помощью жгутиков функцию движения, а также реагировали на внешние раздражения. Из таких клеток развилась впоследствии покровная ткань (*эктодерма*). Возникли клетки, захватывающие пищу и перемещающиеся вместе с ней внутри колонии. Из них впоследствии образовалась ткань, выполняющая пищеварительную функцию (*энтодерма*). Часть клеток специализировалась на выполнении функции размножения организмов. Они стали *половыми клетками*. Так колония постепенно превращалась в пока еще примитивный, но уже целостный многоклеточный организм.

Примером подобной колонии служит поныне существующая водоросль *вольвокс* (рис. 2.13). Она имеет форму шара диаметром до 3 мм, на периферии которого в один слой расположены от 200 до 50 000 клеток, соединенных между собой нитями протоплазмы.

Каждая клетка имеет два жгутика и похожа на широко известное одноклеточное растение — хламидомонаду. Вольвокс наблюдал в свой микроскоп еще в конце XVII столетия *Антони ван Левенгук*. Голландский натуралист пришел в восторг от того, как кружились и перемещались в воде эти зеленые шарики.

Эволюция многоклеточных эукариот в конце протерозоя происходила исключительно в водоемах. Вполне очевидно, что пути эволюционных превращений первых многоклеточных были различны. Некоторые перешли к сидячему образу жизни и превратились в организмы типа *губок*. Другие стали ползать,

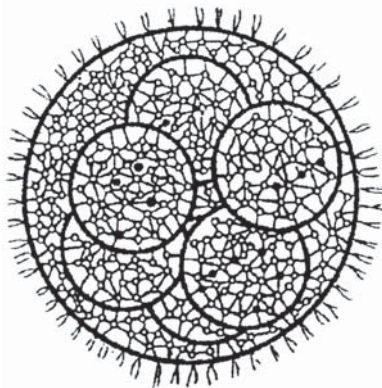


Рис. 2.13

перемещаясь по дну с помощью ресничек. От них произошли *плоские черви*. Третьи сохранили плавающий образ жизни, приобрели ротовое отверстие и дали начало *кишечнополостным*. Никаких скелетов — ни внутренних, ни внешних — у организмов в конце протерозоя не было. Скелеты появились позднее — в начале фанерозоя.

В ходе эволюции прокариоты дали начало одноклеточным эукариотам, а те — многоклеточным эукариотам. Следует, однако, иметь в виду, что не все прокариоты превратились с течением времени в одноклеточные эукариоты, равно как и не все одноклеточные эукариоты превратились в многоклеточные организмы.

По сей день на Земле существует великое множество самых различных прокариот. Они образуют *царство бактерий*. Бактерии питаются либо используя органические вещества (бактерии-гетеротрофы), либо создавая органические вещества клеток из неорганических (бактерии-автотрофы). Бактерии способны расти как в присутствии атмосферного кислорода (аэробные бактерии), так и в его отсутствие (анаэробные бактерии). Бактерии участвуют в круговороте веществ в природе, формировании структуры и плодородия почв, очищении планеты от остатков растений и останков животных, снабжении атмосферы углекислым газом. Еще в XIX столетии французский ученый *Луи Пастер* понял, что без бактерий гниения и брожения, превращающих органические соединения в неорганические (NH_3 , H_2S , H_2O , CO_2), жизнь на Земле была бы невозможна. Отметим, что определенные бактерии создают кишечную флору и играют важнейшую роль в процессах пищеварения. Существуют и болезнетворные бактерии.

По сей день на Земле обитает великое множество видов одноклеточных эукариот. Биологи объединяют их под названием *простейшие*. Большинство простейших следует отнести к царству животных (известные всем примеры: *амеба*, *инфузории туфелька* и *трубач*). Из простейших, относящихся к царству грибов, всем известны *дрожжевые грибы*, или, попросту, *дрожжи*. В царстве растений существуют одноклеточные водоросли, например *хлорелла* и *эвглена*. Впрочем, эвглenu называть растением не вполне правильно. На свету она питается как растение (посредством фотосинтеза), но в темноте может утратить хлорофилл (а вместе с ним и зеленую окраску) и перейти к животному способу питания — улавливать и поедать другие организмы.

§ 2.4. От азотной атмосферы к азотно-кислородной

2.4.1. Переломный момент в истории Земли. Около 2,5 млрд лет назад архей сменился протерозоем. Без преувеличения можно сказать, что это был *переломный момент* в развитии

нашей планеты. В то время произошли *два глобальных события*: во-первых, в центре Земли сформировалось плотное первичное ядро; во-вторых, на Земле возник фотосинтез. Оба события имели далеко идущие последствия. Первичное ядро в начале протерозоя составляло пока только 60% массы современного ядра, но это уже было плотное ядро. Впоследствии (в протерозое и фанерозое) оно подрастет и оформится в твердое внутреннее ядро радиусом 1270 км и окружающее его жидкое внешнее ядро, имеющее наружный радиус 3470 км. Фотосинтез в начале протерозоя происходил еще лишь в прокариотах-фотосинтетиках, но это уже был биохимический механизм генерации органического вещества из неорганического. Впоследствии (в протерозое и фанерозое) прокариоты дадут начало одноклеточным эукариотам, а те породят многоклеточные организмы — растения, грибы, животных.

Смена архея протерозоем в самом деле выглядела как переломный момент в истории Земли. *Наша планета в протерозое совсем не была похожа на планету в архее*. Эволюция планеты в архее *протекала весьма бурно*: активно действовали вулканы, шли процессы разогрева, расплавления и дифференциации земных недр, существенно изменялись как плотность, так и химический состав атмосферы, рождались водоемы, которые из озер превращались в моря и наконец образовали единый первичный океан. Тем временем внутри водоемов, нагретых почти до 100 °С, зарождалась под вспышки грозных разрядов жизнь — из неорганических веществ, выброшенных из недр планеты, возникали биомономеры и превращались по воле случая в первичные живые организмы. Все это происходило в архее. По сравнению с этой бурно протекавшей эволюцией *эволюция в протерозое представляется относительно спокойной*. Как если бы планета, перестав метаться в поисках, выбрала, наконец, направление своего развития и стала не спеша следовать ему.

Не вникая подробно в процессы, присхотившие в архее внутри земных недр, отметим, что уже в первой половине архея частичное расплавление пород привело к тому, что легкие силикатные породы всплыли к поверхности, а более тяжелые опустились в сердцевину планеты. Как уже говорилось, первозданная Земля оказалась достаточно богатой металлическим *железом* (до 13%). Расплавившись, железо опустилось в сердцевину Земли. Однако во второй половине и особенно в конце архея, когда произошло формирование плотного ядра в центре планеты, часть железа была выдавлена из сердцевины Земли и оказалась в мантии (5% массы мантии). В дальнейшем (уже на протяжении протерозоя)

оказавшееся в мантии железо постепенно переместилось в жидкое внешнее ядро Земли, представляющее собой расплав железа с растворенным в нем оксидом железа FeO . Этот расплав геологи обозначают как $\text{Fe} \cdot \text{FeO}$; химически он соответствует оксиду Fe_2O , в котором железо под воздействием весьма высокого давления стало одновалентным.

Мы уделили внимание железу в земных недрах, учитывая его исключительно важную роль в формировании атмосферы и гидросферы Земли. Как было отмечено, благодаря наличию металлического железа усилилось поступление метана в начале архея и было предотвращено поступление в атмосферу значительного количества оксида водорода, выделившегося в мантии. В протерозое наличие железа в мантии существенно затормозило процесс накопления в атмосфере свободного кислорода, о чем поговорим позднее, в п. 2.4.3.

С образованием первичного ядра планета заметно успокоилась — *ее вулканическая деятельность сразу же значительно уменьшилась*. Это демонстрирует штриховая кривая на рис. 2.14. Она представляет графически зависимость от времени t скорости дегазации CO_2 из мантии. Чем активнее вулканическая деятельность, тем эта скорость больше; при ослаблении вулканической деятельности скорость дегазации CO_2 снижается. Можно видеть, что 2,8 млрд лет назад эта скорость была максимальной и составляла $0,65 \cdot 10^{12}$ кг в год. Но уже всего через 300 млн лет, к моменту времени, разделяющему архей и протерозой, скорость дегазации CO_2 снизилась до $0,15 \cdot 10^{12}$ кг в год. Далее начался протерозой — и скорость дегазации CO_2 стала уменьшаться медленно и плавно, так что к началу фанерозоя она снизилась всего лишь в три раза.

На этом же рисунке приведена сплошная кривая, представляющая графически зависимость от времени скорости дегазации из мантии водяных паров. Видно, что на всем протяжении протерозоя скорость дегазации H_2O , плавно уменьшаясь, остается в 10 раз больше скорости дегазации CO_2 (все это время вулканы выбрасывали в атмосферу за год водяных паров в 10 раз больше, нежели углекислого газа). Возникает, однако, вопрос по поводу темпов дегазации H_2O в архее. В отличие от дегазации CO_2 , максимум ее скорости для H_2O приходится не на $t = -2,8$ млрд лет, а на $t = -2,5$ млрд лет. Кроме того в архее вулканы выбрасывали ежегодно в атмосферу больше углекислого газа, чем водяных паров. Как это объяснить? Фактически объяснение уже было дано в п. 2.2.3. Напомним, что в архее значительная часть дегазированного оксида водорода подверглась уже внутри

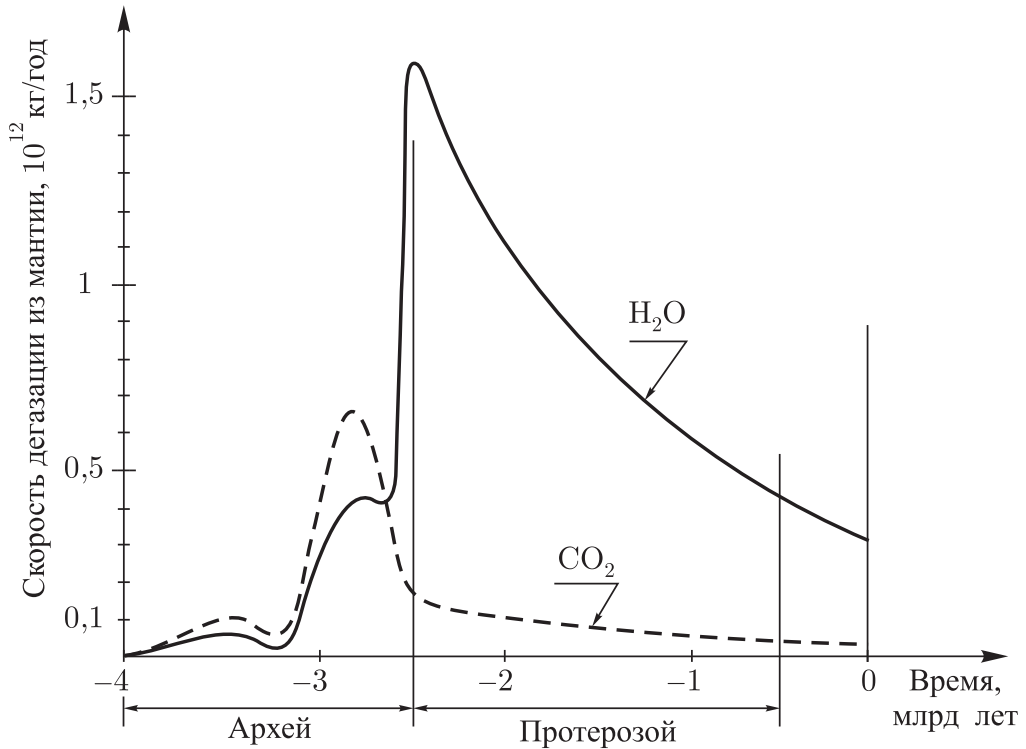


Рис. 2.14

мантии диссоциации на расплавах железа — см. (2.5) и потому не перешла из мантии в атмосферу.

Итак, в «спокойном» протерозое происходило плавное накопление массы гидросферы, начавшись с хорошего старта — более $1,5 \cdot 10^{12}$ кг в год. Как видно из кривой 2 на рис. 2.6, за время протерозоя общая масса гидросферы выросла с $0,1 \cdot 10^{21}$ кг до $1,3 \cdot 10^{21}$ кг.

2.4.2. Азотная атмосфера протерозоя. В архее атмосфера Земли была наполнена углекислым газом, парциальное давление которого у поверхности достигало 5 атм, а в протерозое (а также в фанерозое) давление углекислого газа у поверхности не превышало $4 \cdot 10^{-3}$ атм. В атмосфере архея 2,8 млрд лет назад содержалось около $2,6 \cdot 10^{19}$ кг CO_2 — в 10 000 раз больше, чем в сегодняшней атмосфере. И вот оказалось, что за какие-нибудь 200–300 млн лет от всей этой массы углекислого газа осталось в атмосфере только $\sim 10^{16}$ кг, и в дальнейшем (в протерозое и фанерозое) количество CO_2 в атмосфере при всех его колебаниях не поднималось выше $2 \cdot 10^{16}$ кг, несмотря на то что вулканы продолжали извергать углекислый газ.

Очищение атмосферы от углекислого газа, произошедшее на рубеже архея и протерозоя, было обусловлено, как отмечалось в п. 2.2.5, связыванием CO_2 в карбонатах земной

коры и растворением CO_2 в водах первичного океана. В протерозое и особенно в фанерозое заметная часть атмосферного CO_2 оказалась связанной также в органическом веществе. По подсчетам О. Г. Сорохтина и С. А. Ушакова (1991 г.), за все 4 млрд лет вулканической деятельности планеты из недр было дегазировано $M \approx 4,6 \cdot 10^{20}$ кг CO_2 . Так как сегодня в атмосфере содержится $2,6 \cdot 10^{15}$ кг CO_2 , естественно, возникает вопрос: куда девалась остальная масса углекислого газа, т. е. фактически все $4,6 \cdot 10^{20}$ кг? Она распределилась по трем «каналам»:

- оказалась связанной в земной коре, главным образом в кальците (известняке) CaCO_3 и доломите $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, содержащихся в осадочных породах;
- оказалась связанной в органическом веществе — живых организмах, а также отмерших организмах (включая уголь, газ, нефть);
- растворилась в водах Мирового океана.

По существующим оценкам, в водах современного Мирового океана растворилось $1,4 \cdot 10^{17}$ кг CO_2 , т. е. $0,003M$, а в органическом веществе оказалось связанным $1,3 \cdot 10^{16}$ кг CO_2 , т. е. $0,0003M$. Следовательно, практически вся масса M углекислого газа, дегазированного из недр за 4 млрд лет, ушла в осадочные породы земной коры.

Если бы этого не произошло, Земля имела бы сегодня неприемлемую для жизни мощную углекислотную атмосферу, подобную атмосфере Венеры (с приповерхностными давлением и температурой около 100 атм и 500°C соответственно). Чтобы нагляднее представить себе масштабы опасности, грозившей будущим жителям планеты, обратимся к рис. 2.15. Здесь кривая 1 — зависимость от времени общей массы углекислого газа, связанного в карбонатах и органическом веществе и растворившегося в Мировом океане, а кривая 2 приведена для сравнения зависимости от времени массы CO_2 в атмосфере. Если бы в атмосфере сохранялся весь выброшенный из недр углекислый газ, то кривая 2 должна была бы превратиться в кривую 1.

Как видно из кривой 1, во второй половине архея масса дегазированного CO_2 достаточно быстро растет (что объясняется активной вулканической деятельностью). Но 2,5 млрд лет назад, когда общая масса дегазированного CO_2 достигла $M' = 3 \cdot 10^{20}$ кг, *быстрое возрастание углекислого газа сменяется относительно медленным ростом* (что связано с ослаблением вулканической деятельности).

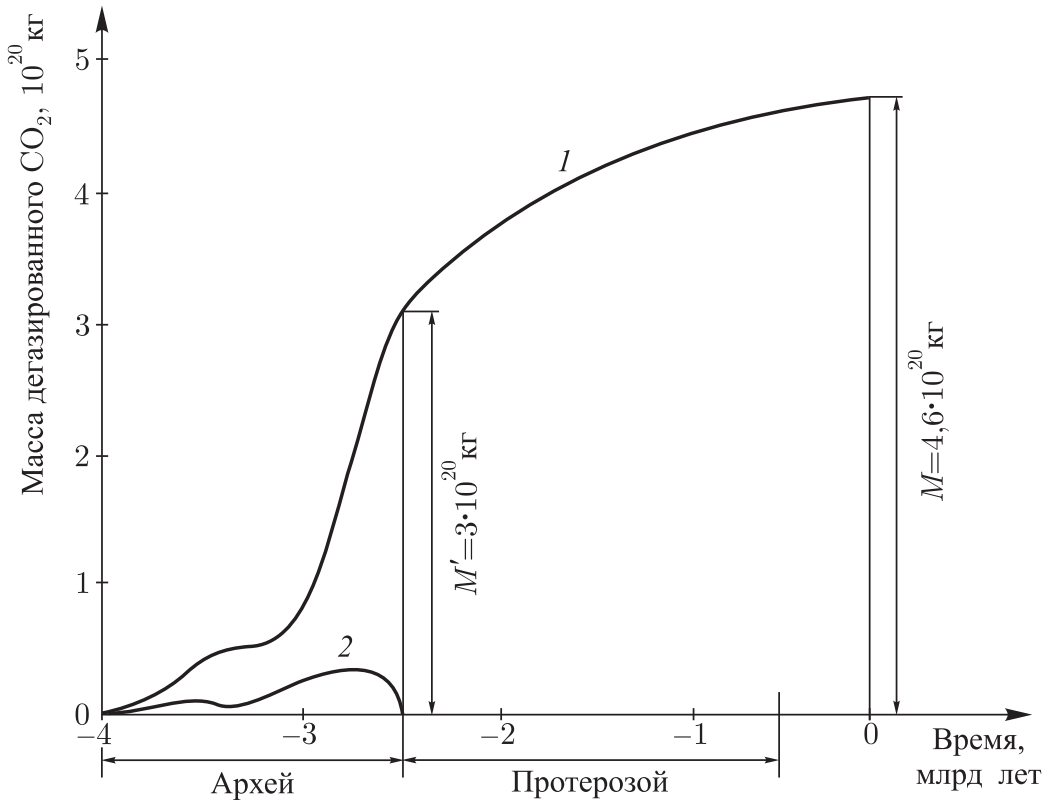


Рис. 2.15

Произшедшее на рубеже архея и протерозоя быстрое и почти полное исчезновение из атмосферы Земли углекислого газа общей массой $M' = 3 \cdot 10^{20}$ кг и, соответственно, снижение атмосферного давления с 6 атм до 1 атм существенно ослабило парниковый эффект, вследствие чего температура земной поверхности быстро и сильно снизилась. Если в архее температура поверхности достигала 70°C (а возможно, и более), то уже в самом начале протерозоя средняя температура земной поверхности упала до нуля и началось наиболее грозное в геологической истории Земли *Гуронское оледенение*. Оно сковало льдами всю планету и продолжалось около 100 млн лет. *В архее климат был очень жарким, а в протерозое он стал холодным.* Средняя температура земной поверхности на протяжении всего протерозоя мало отклонялась от 5°C .

В протерозое атмосфера эффективно очищалась не только от углекислого газа, но и от других газообразных продуктов вулканических извержений, например метана CH_4 , аммиака NH_3 , сероводорода H_2S . Все эти газы окислялись свободным кислородом. Мы уже приводили реакции окисления метана и аммиака — (2.10) и (2.12). Окисление сероводорода происходило

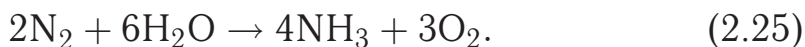
в соответствии с реакцией



Водород улетучивался из атмосферы, а сернистый ангидрид растворялся в Мировом океане.

В начале протерозоя, пока не образовался в атмосфере озоновый слой, кислород-окислитель генерировался в результате фотодиссоциации молекул H_2O — (2.11). Но с течением времени все большее значение приобретал кислород, образующийся при *фотосинтезе* фитопланктона в океане. Конечно, очищению атмосферы от продуктов вулканических извержений немало способствовало снижение вулканической активности в протерозое.

Итак, на Земле *в протерозое установилась и сохранялась вплоть до наступления фанерозоя азотная атмосфера* (с очень небольшой примесью аргона). Как можно видеть на рис. 2.5, давление, а значит, и общая масса азота оставались в течение всего протерозоя приблизительно *постоянными*, лишь немного уменьшаясь со временем за счет связывания азота в органическом веществе и погребения солей азотной кислоты (нитратов) в осадочных породах. Это связывание осуществляли (и осуществляют) сине-зеленые водоросли (*цианобактерии*), а также так называемые *клубеньковые бактерии*, поселяющиеся на корнях бобовых растений. При этом происходит реакция, обратная по отношению к реакции (2.12):



Аммиак с помощью нитрифицирующих бактерий превращается в нитраты — см. (2.22) и (2.23), которые отлагаются в осадочных породах.

А что можно сказать об атмосферном кислороде в протерозойской атмосфере? Он образовывался как за счет фотодиссоциации молекул H_2O , так и при фотосинтезе. Однако накапливаться в атмосфере кислород начал фактически уже только в фанерозое. А в протерозое его накопление происходило весьма медленно.

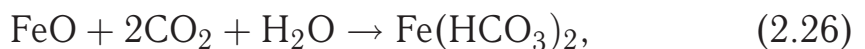
2.4.3. Медленное накопление кислорода в атмосфере протерозоя. С раннего протерозоя начал действовать в первозданных водоемах Земли механизм генерации свободного кислорода в процессе фотосинтеза. Водоемы расширялись, общая масса находящихся в них организмов-автотрофов возрастала — соответственно возрастало и количество освобождаемого кислорода. В то же время действовал механизм генерации

кислорода при фотодиссоциации молекул H_2O жестким солнечным излучением. Пока не образовался озоновый слой в атмосфере, количество кислорода, генерируемого при фотодиссоциации H_2O , возрастало по мере увеличения гидросферы и расширения общей площади водоемов.

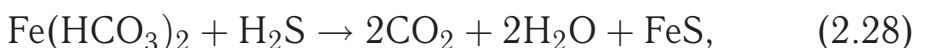
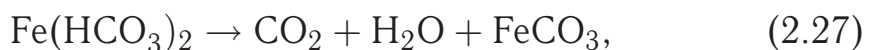
Много ли кислорода было освобождено в результате фотосинтеза и фотодиссоциации H_2O , например, к моменту времени, отстоящему от нас на 2 млрд лет? Оказывается, весьма много. По подсчетам О. Г. Сорохтина и С. А. Ушакова (1991 г.), фотодиссоциация молекул H_2O дала $3,7 \cdot 10^{19}$ кг кислорода, а фотосинтез — $0,8 \cdot 10^{19}$ кг кислорода. Итого, $4,5 \cdot 10^{19}$ кг! Это почти в 40 раз больше содержания кислорода в современной атмосфере (оно составляет $1,2 \cdot 10^{18}$ кг). А между тем установлено, что 2 млрд лет назад его в атмосфере Земли было не более 10^{10} кг! Куда же девалось огромное количество кислорода ($4,5 \cdot 10^{19}$ кг), которое к тому времени наработали фотодиссоциация H_2O и фотосинтез?

Очень трудно накопиться веществу, которое химически активно. А кислород весьма активен. Едва образовавшись, он тут же начинал *расходо­ваться*, включившись в те или иные процессы. Мы уже говорили о том, что кислород окислял выбрасываемые из вулканов метан, аммиак, сероводород. Но сильнее всего он расходовался на *окисление металлического железа и оксида железа FeO*.

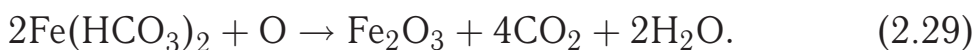
В начале протерозоя в мантии содержалось около 5% металлического железа и 15% оксида железа FeO. В океанических рифтовых зонах (разрез такой зоны схематически показан на рис. 2.7) железо и его оксид поднимались вместе с горячей мантией к земной поверхности и вступали в контакт с водами океана и растворенным в них углекислым газом. Происходили уже знакомые нам химические реакции, увеличивающие количество оксида железа: $4\text{Fe} + 2\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \rightarrow 4\text{FeO} + \text{CH}_4$ и $\text{Fe} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{FeO} + \text{H}_2$. Оксид железа (образовавшийся в этих реакциях, а также поступивший в океанические воды вместе с мантийным веществом) вступал в химическую реакцию



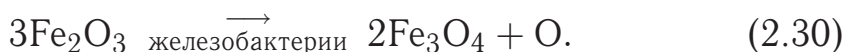
в результате которой появлялся *бикарбонат железа* $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$, хорошо растворимый в воде. Вода разносила его по всему океану. При этом происходили реакции:



в результате которых происходило рождение таких *железных руд*, как *шпатовый железняк* (его основой является *сидерит* FeCO_3) и *бурый железняк* (его основа — *пирит* FeS). Когда бикарбонат железа попадал в скопления океанического фитопланктона, он соединялся с выделяемым фитопланктоном при фотосинтезе кислородом; в результате возникал оксид железа Fe_2O_3 (*гематит*) — основа *красного железняка*:



Железобактерии превращали гематит в *магнетит* Fe_3O_4 , являющийся основой *магнитного железняка*:



Магнетит рождался также при окислении оксида железа FeO :



Магнетит, гематит, пирит, сидерит образовали *осадочные железорудные породы* (магнитный, красный, бурый, шпатовый железняки соответственно). Процессы отложения и накопления железных руд особенно активно происходили в период с 2,2 по 1,8 млрд лет назад. Именно тогда парциальное давление атмосферного кислорода у поверхности составляло всего лишь 10^{-9} – 10^{-8} атм, что соответствовало общему количеству кислорода в атмосфере, примерно равному 10^{10} кг.

Заметное ослабление процесса образования железных руд в среднем протерозое свидетельствовало об уменьшении количества железа и его оксида, проникающих из мантии в океан. Соответственно увеличилось содержание кислорода в атмосфере (хотя, разумеется, оно оставалось весьма незначительным).

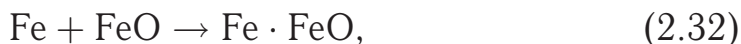
Содержание кислорода в атмосфере Земли

Время, млрд лет назад	1,5	1	0,7	Настоящее время
Парциальное давление O_2 у поверхности, атм.	0,0002	0,001	0,002	0,23
Общая масса O_2 в атмосфере, кг	10^{15}	$5 \cdot 10^{15}$	10^{16}	$1,2 \cdot 10^{18}$

Из таблицы видно, что происходило хотя и медленное, но неуклонное накопление атмосферного кислорода на протяжении миллиарда лет. За это время содержание кислорода в атмосфере выросло в 10 раз и достигло одного процента от количества O_2 в современной атмосфере примерно 700 млн лет назад. Этот момент времени (когда в атмосфере накопился 1 % современного

количества атмосферного кислорода) называют *точкой Пастера*. При таком уровне содержания кислорода в атмосфере заметно усиливаются процессы обмена веществ в организме, что как раз и способствовало появлению в конце протерозоя первых многоклеточных эукариот (первичных растений, грибов, животных). Одноклеточные эукариоты появились еще раньше, 1,8 — 1,5 млрд лет назад, чему, очевидно, способствовало увеличение (и не малое) содержания кислорода в атмосфере по завершении периода образования железных руд на Земле.

Темпы накопления атмосферного кислорода во второй половине протерозоя указывают не только на усиление фотосинтеза, но и на постепенное затухание механизма окисления железа, сдерживающего поступление кислорода в атмосферу. Это затухание объясняется *постепенным перемещением металлического железа и оксида FeO из мантии в растущее земное ядро*. При этом происходил процесс

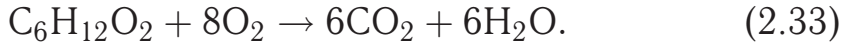


т.е. процесс образования «ядерного» вещества Fe·FeO. О веществе Fe·FeO, которое химически соответствует оксиду Fe₂O с одновалентным железом, мы говорили в п. 2.4.1. К концу протерозоя все металлическое железо переместилось из мантии в жидкое ядро, и именно с этого времени *кислород стал накапливаться в атмосфере в заметных количествах*, что, естественно, способствовало расцвету высокоорганизованной жизни на Земле в фанерозое.

Итак, на протяжении протерозоя кислород в атмосфере, хотя и медленно, но все-таки накапливался. Это следствие трех глобальных процессов, происходивших в протерозое: во-первых, возрастания общей массы организмов-автотрофов (а значит, усиления процесса фотосинтеза); во-вторых, уменьшения содержания металлического железа в мантии вследствие того, что оно частью окислилось с образованием железорудных осадочных пород, а частью переместилось в земное ядро; в-третьих, ослабления вулканической деятельности (а значит, уменьшения выбросов в атмосферу газообразных вулканических продуктов, подлежащих окислению).

Впрочем, не все так просто. Организмы-автотрофы не только *питаются* углекислым газом, выделяя кислород, но и *дышат* кислородом, выделяя углекислый газ. Дышат также организмы-гетеротрофы. И все организмы в конечном счете подвергаются *гниению*. Так что наряду с процессом фотосинтеза (2.18)

существует и *обратный процесс*, связанный с дыханием и окислением отмершей органики:



В этом процессе расходуется некоторая часть атмосферного кислорода.

Надо также иметь в виду, что при снижении вулканической активности уменьшается выброс в атмосферу не только метана, аммиака, сероводорода, но и углекислого газа. А уменьшение в атмосфере углекислого газа влечет за собой ослабление процесса фотосинтеза (2.18) и, как следствие, уменьшение выделения кислорода в атмосферу.

2.4.4. Углекислый газ и температура земной поверхности в фанерозое. В настоящее время в атмосфере Земли содержится $M_0 = 0,26 \cdot 10^{16}$ кг углекислого газа, что составляет 0,05 % всей массы атмосферы (напомним, что атмосфера имеет массу $5,2 \cdot 10^{18}$ кг). На протяжении фанерозоя масса атмосферного CO_2 всегда была несколько выше M_0 . В среднем она равнялась $M_{\text{ср}} = 0,68 \cdot 10^{16}$ кг (0,13 % массы сегодняшней атмосферы).

На рис. 2.16 представлены зависимости от времени для: массы CO_2 в атмосфере (а), средней глобальной температуры земной поверхности (б) (согласно данным М. И. Будыко, А. Б. Ронова, А. Л. Яншина, 1985 г.). На том же рисунке дана *геохронологическая шкала* для фанерозоя. Фанерозой разбит во времени на три эры: *палеозойскую* (палеозой) от 570 до 235 млн лет назад, *мезозойскую* (мезозой) от 235 до 66 млн лет назад, *кайнозойскую* (кайнозой) от 66 млн лет назад до настоящего времени. Показаны периоды, на которые разбиваются эры. В палеозое различают 6 периодов: *кембрий, ордовик, силур, девон, карбон, пермь*. В мезозое выделяют 3 периода: *триас, юра, мел*. Три периода кайнозоя (*палеоген, неоген, антропоген*) на рисунке не показаны.

Кривая на рис. 2.16, а демонстрирует колебания массы CO_2 в атмосфере фанерозоя. Можно видеть шесть максимумов, для которых масса CO_2 превышает среднее значение $M_{\text{ср}}$. Наибольший максимум наблюдается на рубеже девона и карбона; в это время масса CO_2 в атмосфере достигала $1,5 \cdot 10^{16}$ кг — в 6 раз больше, чем в настоящее время. Особенно значительны колебания содержания CO_2 в палеозое. Для мезозоя в целом характерно повышение, а для кайнозоя, напротив, снижение содержания CO_2 в атмосфере.

Главной причиной вариаций массы CO_2 со временем являлись *колебания уровня вулканической активности*. На основании изучения изменения во времени массы *вулканических пород* (горных пород, образовавшихся в результате извержений вулканов) установлено, что все максимумы кривой на рис. 2.16, *а* соответствуют во времени повышению уровня вулканической активности.

Кривая на рис. 2.16, *б* демонстрирует изменения средней температуры земной поверхности в фанерозое. Обратим внимание: все максимумы на температурной кривой *достаточно точно соответствуют* максимумам массы CO_2 на кривой на рис. 2.16, *а*. В палеозое средняя температура изменялась от 17°C до 26°C (она была самой высокой примерно 350 млн лет назад — на рубеже девона и карбона). Минимумам на температурной кривой соответствуют *оледенения* на Земле. Все они были менее масштабны по сравнению с Гуронским оледенением в начале протерозоя, но зато они происходили достаточно часто. В палеозое было четыре значительных оледенения — два в кембрии и по одному в силуре и перми. Несколько оледенений произошло в кайнозое, отличавшемся общим заметным понижением средней температуры земной поверхности. А вот в мезозое оледенений не было. Если кайнозой выдался относительно холодным, то мезозой, напротив, был весьма теплым, местами жарким — средняя температура изменялась от 22°C до 25°C . Во времена мезозоя Земля не имела ледяных полярных шапок.

Соответствие между кривыми на рис. 2.16, *а* и 2.16, *б* объясняется парниковым эффектом (см. п. 1.6.2). Когда возрастает содержание CO_2 в атмосфере, парниковый эффект усиливается — и средняя температура земной поверхности повышается. При уменьшении содержания CO_2 в атмосфере парниковый эффект ослабевает — и средняя температура снижается. На рис. 2.17 представлена графически зависимость превышения ΔT средней температуры поверхности Земли от массы CO_2 в атмосфере, полученная эмпирически по данным для позднего фанерозоя (ΔT — превышение над средней температурой земной поверхности в настоящее время, равной 15°C).

Итак, прослеживаются определенные связи: *уровень вулканической активности определяет количество CO_2 в атмосфере, а содержание CO_2 в атмосфере, в свою очередь, определяет среднюю температуру земной поверхности*. Но не все так просто. Количество CO_2 в атмосфере зависит не только от уровня вулканической активности. Углекислый газ, поступивший из вулканов в атмосферу, не сохраняется в ней, а в большей своей

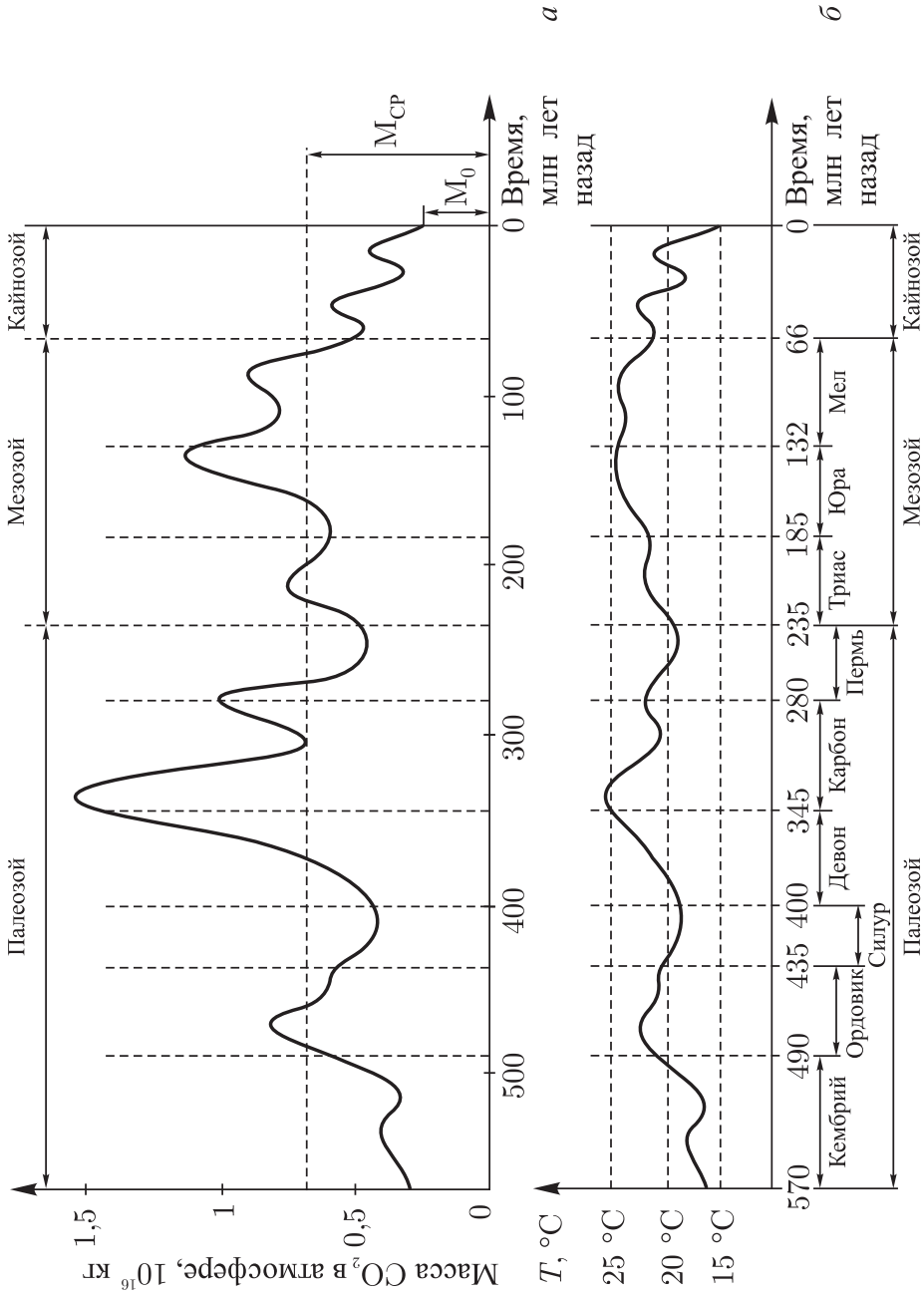


Рис. 2.16

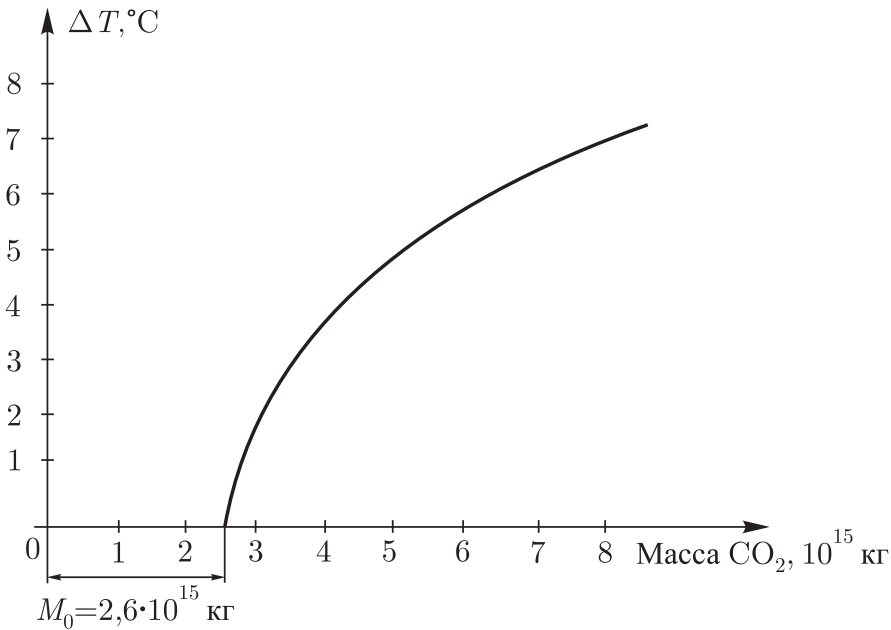


Рис. 2.17

части *переходит в карбонатные породы*, увеличивая залежи известняков и доломитов. Часть атмосферного углекислого газа *растворяется в водах Мирового океана*, причем тем сильнее, чем ниже температура воды. Отметим любопытный факт: углекислый газ интенсивно растворяется в холодных водах приполярных районов, которые, перемещаясь в тропики, нагреваются и там освобождаются от избытка CO₂. Можно сказать, что Мировой океан подобен своеобразному насосу, который забирает CO₂ из атмосферы в высоких широтах и возвращает его в атмосферу в низких широтах. Наконец, необходимо учитывать, что часть атмосферного углекислого газа используется организмами-автотрофами в процессе фотосинтеза *для синтеза органических соединений* — напомним (2.18). Какое-то количество CO₂ организмы (как автотрофы, так и гетеротрофы) возвращают в атмосферу в процессе *дыхания* и кроме того в атмосферу поступает углекислый газ при *окислении отмершей органики* — (2.33). Если эти окислительные процессы почему-то приостанавливались, углекислый газ в атмосферу не возвращался, а шел на образование в земных недрах угля, нефти, горючих газов.

Как видим, изменения со временем содержания CO₂ в атмосфере связаны не только с изменениями уровня вулканической активности, хотя последние и играют главную роль. Если в какой-то период времени происходит *уменьшение содержания CO₂ в атмосфере*, то это надо рассматривать как результат действия нескольких причин. Можно выделить *пять причин*: ослабление

вулканической активности, активизация процессов связывания CO_2 в карбонатных породах, активизация процессов фотосинтеза, ослабление или даже приостановление процессов окисления отмершей органики, понижение температуры приповерхностных океанических слоев. *Возрастание содержания CO_2 в атмосфере* может быть связано также с *пятью причинами*: усилением вулканической активности, ослаблением процессов связывания CO_2 в карбонатных породах, ослаблением процессов фотосинтеза, усилением процессов окисления отмершей органики, повышением температуры приповерхностных океанических слоев. Следует добавить шестую причину — *техногенный фактор*, т. е. поступление в атмосферу CO_2 вследствие человеческой деятельности.

Заметим, что общее повышение содержания CO_2 в атмосфере мезозоя и его снижение в кайнозое нельзя объяснить только изменениями уровня вулканической активности. Изучение накопления в недрах *горючих ископаемых* показало, что 50% всей неокислившейся органики накопилось в кайнозое и только 10% — в мезозое. Это и обеспечило как дополнительную потерю CO_2 в атмосфере кайнозоя, так и дополнительное поступление CO_2 в атмосферу мезозоя. Кстати сказать, пермское похолодание было вызвано не столько снижением уровня вулканической активности, сколько тем, что в силу биологических причин (недостатка бактерий в почве) огромные количества древесной массы, накопившиеся в карбоне, не смогли окислиться, а превратились в залежи каменного угля. Именно вследствие несостоявшегося окисления отмерших растений произошло в перми уменьшение CO_2 в атмосфере, повлекшее за собой похолодание.

Читатель. Углекислый газ хорошо растворяется в воде. Но его растворимость уменьшается при нагревании воды, и тогда часть растворенного в ней газа переходит в атмосферу. Может быть, с этим и связано повышение CO_2 в атмосфере в наше время? Сегодня все обеспокоены тем, что из-за увеличивающихся техногенных выбросов CO_2 (и других газов) в атмосферу может серьезно возрасти средняя температура земной поверхности, что приведет к повышению уровня Мирового океана. А может быть, само увеличение CO_2 в атмосфере, наблюдаемое сегодня, обусловлено не столько техногенными выбросами, сколько повышением температуры приповерхностных океанических слоев?

Автор. Вы хотите сказать, что не повышение температуры поверхности океанов есть следствие увеличения содержания CO_2 в атмосфере, а *наоборот*, увеличение содержания CO_2 в атмосфере вызвано, главным образом, повышением температуры океанических вод?

Читатель. Да, именно это я и хотел сказать.

Автор. Такая точка зрения уже высказывалась некоторыми учеными. Конечно, при повышении температуры океанических вод происходит дополнительное поступление CO_2 в атмосферу (равно как понижение температуры приводит к дополнительному растворению CO_2 в воде). Однако эти процессы нельзя рассматривать как определяющие. Определяющими являются процессы, которые *нельзя обратить*. Так, повышение уровня вулканической активности увеличивает содержание CO_2 в атмосфере, но увеличение CO_2 в атмосфере, очевидно, не стимулирует вулканической активности. Повышение интенсивности окисления отмерших организмов увеличивает содержание CO_2 в атмосфере, но увеличение CO_2 в атмосфере не активизирует окислительных процессов. Техногенные выбросы увеличивают содержание CO_2 в атмосфере, но увеличение CO_2 в атмосфере не инициирует техногенных выбросов.

Читатель. Я не отрицаю, что техногенные выбросы вносят некоторый вклад в пополнение атмосферы углекислым газом. Но почему бы не считать, что *основную роль* играет повышение температуры океанических масс, приводящее к освобождению CO_2 из водяного раствора? Кстати сказать, при окислении отмершей органики выделяется тепло, которое может нагревать водные массы. При повышении вулканической активности также может повышаться температура поверхности и водных масс.

Автор. Я вижу, Вы упорно не хотите признать, что изменение содержания CO_2 в атмосфере лишь *отчасти* обусловлено изменением растворимости его в воде при изменении ее температуры. Как уже отмечалось (вспомним рис. 2.15), вулканы наработали за 4 миллиарда лет $4,6 \cdot 10^{20}$ кг углекислого газа, который почти полностью покинул атмосферу, оказавшись связанным в залежах известняков и доломитов. Согласитесь, что такое гигантское количество углекислого газа не могло выделиться из Мирового океана, как бы ни нагревали его вулканы, просто потому, что там не поместится столько растворенного в воде углекислого газа.

Короче говоря, наблюдаемое в наше время повышение содержания CO_2 в атмосфере может быть результатом действия *нескольких* факторов, а отнюдь не только повышения температуры океанических вод. Среди этих факторов есть техногенный, роль (а следовательно, и опасность) которого нельзя недооценивать. И скорее всего, этот фактор как раз и ответствен за наблюдаемое повышение содержания CO_2 в атмосфере, а наблюдаемое увеличение температуры среды — его *следствие*.

2.4.5. Взлеты и падения содержания кислорода в атмосфере фанерозоя. Сегодня в земной атмосфере содержится $M_0 = 1,2 \cdot 10^{18}$ кг молекулярного кислорода O_2 . Практически весь этот кислород имеет *биогенное происхождение* — он

образовался в результате расщепления молекул H_2O организмами-автотрофами в процессе *фотосинтеза* — см. (2.15). Накопление O_2 в атмосфере протерозоя было незначительным; лишь примерно 700 млн лет назад была достигнута точка Пастера, соответствующая содержанию кислорода в атмосфере в количестве $0,01M_0$ — см. п. 2.4.3. Относительно быстрое накопление атмосферного O_2 началось после того, как в самом конце протерозоя мантия Земли полностью освободилась от металлического железа. К началу фанерозоя (570 млн лет назад) содержание O_2 в атмосфере выросло до $0,7 \cdot 10^{18}$ кг, что составляет $0,6M_0$. Используя язык химиков, можно сказать, что с переходом от протерозоя к фанерозою земная атмосфера начала превращаться из *восстановительно-нейтральной* атмосферы в *окислительную*.

На протяжении протерозоя преобладала тенденция к увеличению содержания кислорода в атмосфере. Однако его накопление со временем происходило не монотонно, а характеризовалось тремя постепенно увеличивающимися по высоте и длительности *максимумами*. Это хорошо видно на рис. 2.18. Изображенная на нем кривая зависимости общей массы атмосферного O_2 от времени имеет три максимума: 1 — в ордовике, 2 — на рубеже девона и карбона, 3 — на рубеже юры и мела. Наиболее значительен максимум 3; его высота достигает $1,7 \cdot 10^{18}$ кг ($1,4M_0$), а по длительности он занимает два периода — юру и мел (что составляет 120 млн лет). В юре содержание O_2 в атмосфере возрастало, а в меловом периоде убывало.

Сопоставив кривые на рис. 2.18 и 2.16, *a*, обнаружим, что максимумы на кислородной кривой соответствуют наиболее высоким максимумам на углекислотной кривой. Наблюдаемое *кислородно-углекислотное соответствие* позволяет связать изменения во времени содержания атмосферного O_2 с изменениями уровня вулканической активности. Когда в атмосферу из вулканов поступает больше углекислого газа, тогда возрастает и количество атмосферного кислорода. Это согласуется с общей схемой фотосинтеза (2.17):



Чем больше молекул CO_2 расходуется при фотосинтезе, тем больше генерируется молекул O_2 и органического вещества (тем выше *продуктивность* фотосинтеза).

При сопоставлении кривых на рис. 2.18 и 2.16, *a* видно, однако, что кислородно-углекислотное соответствие является неполным. Так, максимумы углекислотной кривой на рубеже карбона и перми, в середине триаса, в середине мела, в кайнозое

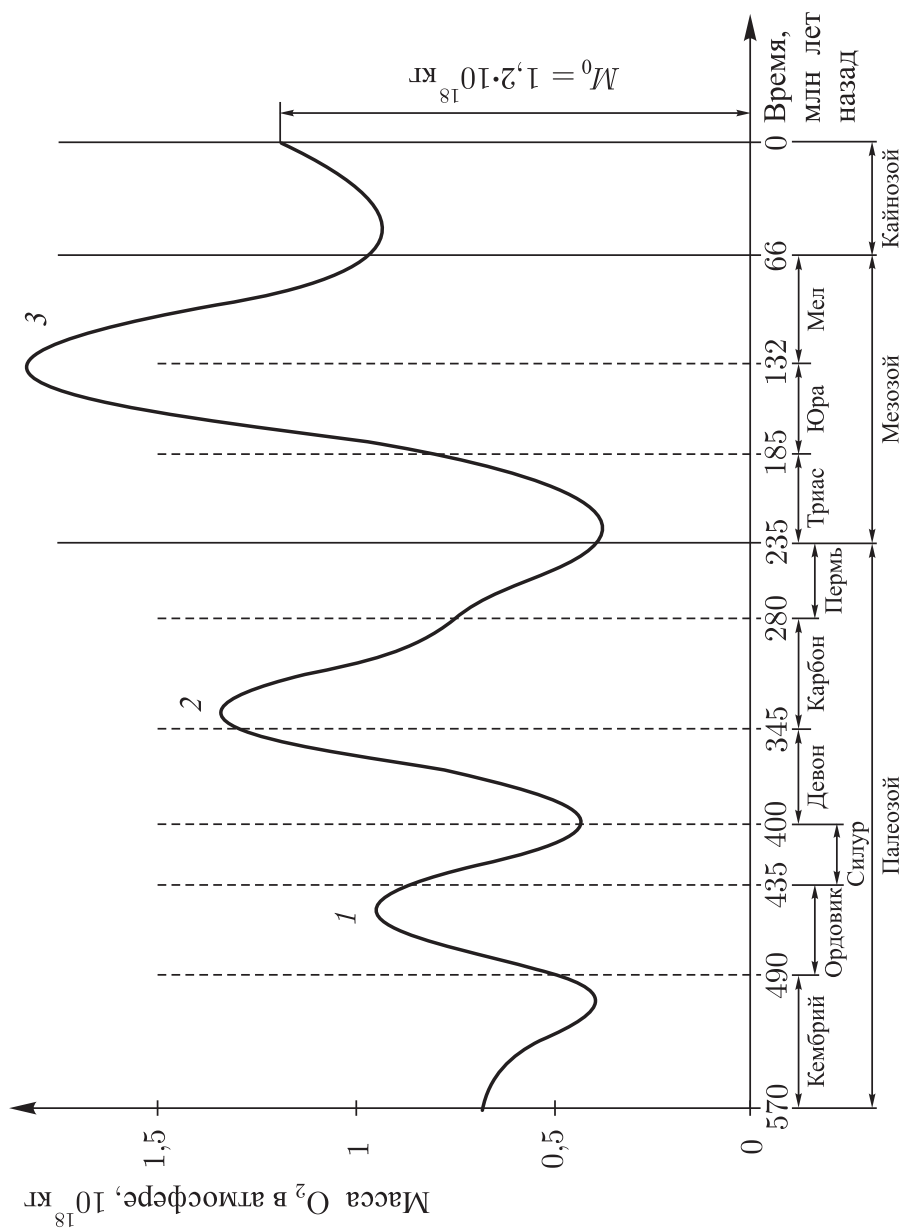


Рис. 2.18

не имеют соответствующих аналогов на кислородной кривой. Дело в том, что кислород участвует не только в процессах фотосинтеза, но и в *окислительных* процессах, т. е. в процессах, где он не генерируется, а напротив, расходуется. Он окисляет отмершую органику и неокисленные вулканические продукты (метан, аммиак, сероводород и др.). С повышением вулканической активности возрастает количество CO_2 (что способствует увеличению содержания атмосферного O_2), но одновременно возрастает и количество неокисленных вулканических продуктов (что способствует уменьшению содержания атмосферного O_2). Кроме того, следует учитывать, что на продуктивность фотосинтеза существенно влияют климатические условия. Так, во времена перми и триаса на Земле было довольно холодно и на многих территориях не доставало влаги. В результате ухудшения климата как раз и образовался глубокий и широкий минимум на кислородной кривой на промежутке времени, занимаемом пермью и триасом.

Увеличение в некоторый период времени содержания O_2 в атмосфере было обусловлено тремя основными причинами:

- *активизацией процессов фотосинтеза*, или, точнее сказать, *повышением продуктивности фотосинтеза* (повышением биомассы и массы генерируемого при фотосинтезе кислорода);
- *ослаблением процессов окисления отмершей биомассы*, представляемых реакцией (2.33);
- *ослаблением процессов окисления неокисленных вулканических продуктов*.

Окисление отмершей биомассы ослабляется при недостатке *организмов-редуцентов* (организмов, разлагающих отмершую органику), к каковым относятся *грибы* и *бактерии-сапротрофы*. Окисление вулканических продуктов уменьшается при ослаблении вулканической активности.

В свою очередь, повышение продуктивности фотосинтеза связано с *увеличением общей массы организмов-автотрофов* и *увеличением содержания CO_2* . А увеличение общей массы автотрофов происходит при:

- *расширении ареалов автотрофов* (увеличении площади территории, на которой автотрофы осуществляют фотосинтез),
- *увеличении числа видов организмов*, происходящем за счет естественного отбора в ходе эволюции биосферы,
- *изменении климатических условий, благоприятном для жизнедеятельности организмов*. Заметим, что изменения климатических условий во многом определялись

изменениями содержания атмосферного углекислого газа (сопоставьте кривые на рис. 2.16, а и 2.16, б).

Обратим внимание на существование *положительной обратной связи*: происходящее в ходе эволюции увеличение продуктивности фотосинтеза обеспечивало возрастание содержания O_2 в атмосфере, а увеличение O_2 , в свою очередь, стимулировало ход эволюции, ускоряло процессы видообразования.

Мы говорили о причинах *возрастания* содержания атмосферного кислорода. Понятно, что с *убыванием* количества O_2 в атмосфере связаны те же процессы, но изменяющиеся со временем в обратную сторону. Содержание атмосферного O_2 *уменьшалось* при снижении продуктивности фотосинтеза и усилении процессов окисления отмершей биомассы и вулканических продуктов. Снижение продуктивности фотосинтеза происходило при уменьшении содержания O_2 и уменьшении общей массы автотрофов. Последнее было связано с сокращением ареалов автотрофов, вымиранием некоторых из видов, наступлением холодов, оледенениями, засухами.

Как видим, полная картина процессов, определяющих в своей совокупности изменения во времени количества молекулярного кислорода в атмосфере фанерозоя, довольно сложна. Характеризуя эту картину в самых общих чертах, отметим, что *колебания содержания CO_2 в атмосфере воздействовали на климатические условия и вместе с колебаниями климата влияли на продуктивность фотосинтеза, которая с учетом уровня окислительных процессов определяла изменения во времени количества O_2 в атмосфере*. Подчеркнем: *увеличение количества кислорода в атмосфере должно было ускорять ход эволюции биосферы, а уменьшение — замедлять эволюционный процесс*.

Читатель. Понятно, что без возрастания содержания в атмосфере углекислого газа не может быть увеличения содержания молекулярного кислорода. Согласно реакции (2.17), чтобы при фотосинтезе появилось какое-то количество молекул O_2 , необходимо израсходовать *столько же* молекул CO_2 . В современной атмосфере находится $1,2 \cdot 10^{18}$ кг кислорода, т. е. примерно $2,3 \cdot 10^{43}$ молекул O_2 , и все они биогенного происхождения (получены при фотосинтезе). А углекислого газа в атмосфере только $2,6 \cdot 10^{15}$ кг, т. е. примерно $3,6 \cdot 10^{40}$ молекул. Я не понимаю, как можно, израсходовав $3,6 \cdot 10^{40}$ молекул CO_2 , получить в процессе фотосинтеза не столько же молекул O_2 , а в 640 раз больше — $2,3 \cdot 10^{43}$ молекул?

Автор. Прежде чем ответить на Ваш вопрос, хочу напомнить, что свободный кислород получается при фотосинтезе не из молекул CO_2 , а из молекул H_2O . В реакции (2.17) шесть молекул O_2

получились вследствие расщепления на свету молекулами хлорофилла двенадцати молекул H_2O .

Читатель. Это понятно, но мой вопрос остается в силе, коль скоро процесс (2.17) не мог бы состояться без расходования в темновой фазе фотосинтеза шести молекул CO_2 .

Автор. Дело в том, что $2,6 \cdot 10^{15}$ кг — это масса углекислого газа, которая *осталась* в атмосфере после того, как дегазированный из земных недр углекислый газ частью растворился в Мировом океане, частью поглотился карбонатными породами, частью был израсходован при фотосинтезе (пошел на образование биомассы). Вспомним кривую 1 на рис. 2.15. За четыре миллиарда лет вулканы «надышали» $M = 4,6 \cdot 10^{20}$ кг CO_2 . Сегодня в атмосфере осталось от всей этой огромной массы CO_2 только $2,6 \cdot 10^{15}$ кг, т. е. $6 \cdot 10^{-6}M$. А остальная масса CO_2 израсходована на связывание газа в карбонатах, на растворение его в океанах, на фотосинтез.

Читатель. Так как кривая на рис. 2.16, а — зависимость от времени не всего наработанного вулканами углекислого газа, а лишь той его части, которая осталась в атмосфере, то на каком основании можно утверждать, что максимумы на этой кривой соответствуют повышениям уровня вулканической активности?

Автор. На основании сопоставления этих максимумов с результатами изучения изменений во времени массы горных пород, образовавшихся в результате извержений вулканов. Это отмечалось в п. 2.4.4.

2.4.6. Коэволюция атмосферы и жизни. Около 400 млн лет назад, на рубеже силура и девона, начался массовый *выход на сушу* растений, а затем и животных, появились первые амфибии (земноводные). Это стало возможным благодаря образованию озонового слоя, защищавшего организмы от жесткого ультрафиолетового излучения Солнца. Тогда же произошло усиление вулканической деятельности и в атмосферу поступило много углекислого газа, активно расходовавшегося не только на увеличение массы карбонатных пород, но и на генерацию биомассы и молекулярного кислорода в процессе фотосинтеза. Тем более что в те времена на Земле было жарко и влажно. При наличии благоприятных климатических условий и большого количества атмосферного углекислого газа на Земле *возникли пышные леса* из хвощей и гигантских древовидных папоротников и плаунов.

Но вот наступил пермский период. К этому времени пышные леса карбона основательно очистили атмосферу от углекислого газа, а окислительные процессы, которые могли бы это как-то поправить, действовали в этот период недостаточно эффективно. В почве недоставало должного количества бактерий-сапротрофов

и *некому было разлагать* огромные массы отмерших деревьев. Они были погребены в земле и со временем превратились в залежи каменного угля. Итак, углекислый газ не восстанавливался за счет окисления отмершей органики, а вулканическая активность тем временем снизилась — и произошло *сильное понижение* содержания CO_2 в атмосфере, что ослабило парниковый эффект и привело к *оледенению и общему похолоданию*.

Существенное ухудшение климатических условий предопределило *великое вымирание* на рубеже перми и триаса (250 млн лет назад). В течение десятка миллионов лет вымерло до 90% живших в то время видов. При понижении содержания атмосферного CO_2 и значительном сокращении фотосинтезирующей биомассы *уменьшилось* содержание кислорода в атмосфере. Оно снизилось до $0,3 \cdot 10^{18}$ кг, что в 4 раза меньше, чем в сегодняшней атмосфере, и в 5 раз меньше, чем в атмосфере на рубеже девона и карбона.

Конечно, уменьшение количества кислорода в атмосфере должно было негативно сказаться на эволюционных процессах. Известно, что уже 200 млн лет назад (в середине триаса) появились первые млекопитающие. Это были *пантотерии* — небольшие зверушки вроде землероек длиной не более 10 см. Можно предположить, что относительно низкое содержание кислорода в атмосфере триаса весьма замедлило процесс формирования класса млекопитающих. Образование новых видов млекопитающих началось фактически лишь спустя 70 млн лет — на рубеже юры и мела. Не будь пермско-триасского похолодания и великого вымирания, не исключено, что человек возник бы в ходе эволюции значительно раньше.

По причинам, отмечавшимся в п. 2.4.4, юра и мел оказались весьма теплыми периодами и характеризовались общим повышением содержания CO_2 в атмосфере. На рубеже юры и мела количество O_2 в атмосфере было *наибольшим за всю историю Земли* ($1,7 \cdot 10^{18}$ кг). Это объясняется не только активизацией вулканической деятельности, но и тем, что появились и широко распространились *покрытосеменные (цветковые)* растения. По сравнению со своими голосеменными предшественниками они обеспечивали более высокую продуктивность фотосинтеза. В меловом периоде началось активное развитие млекопитающих. От пантотерий произошли *грызуны* и *насекомоядные*. От первых насекомоядных произошли в конце мелового периода *хищники, кондилартры* (древнейшие копытные) и *приматы* — далекие предки людей.

Во второй половине мелового периода повторилась примерно такая же ситуация, которая наблюдалась в конце палеозоя: углекислый газ не пополнял атмосферу за счет окисления отмершей органики (в меловом периоде образовались залежи угля и шло накопление нефти), а вулканическая активность снизилась. В результате началось значительное похолодание, сопровождавшееся очередным оледенением. Млекопитающие, будучи теплокровными животными, это похолодание пережили, а холоднокровные динозавры не смогли пережить. К тому же, огромным динозаврам для кровообращения требовалось много кислорода. А его содержание в атмосфере в конце мела существенно снизилось. Замерзающие и задыхающиеся динозавры в течение примерно десяти миллионов лет (с 70 млн по 60 млн лет назад) вымерли.

Американский ученый *Луис Альварес* предложил гипотезу, согласно которой вымирание динозавров ускорил астероид, столкнувшийся с Землей в конце мела. Возникли сильнейшие землетрясения и ураганы; в атмосферу было выброшено большое количество пыли, преградившей на несколько лет доступ солнечным лучам к земной поверхности и тем самым усилившей понижение ее температуры. Для обоснования своей гипотезы ученый ссылаясь на обнаруженную на полуострове Юкатан (Мексика) стократное превышение содержания иридия в породах вблизи котловины, имеющего явно неземное происхождение.

Еще одним примером влияния количества атмосферного кислорода на эволюционные процессы в биосфере может служить *появление на Земле летающих животных*. По своей природе они расходуют много энергии на передвижение в пространстве. Воздушные полеты — занятие весьма энергоемкое. Поэтому появление в ходе эволюции летающих животных могло произойти только тогда, когда в атмосфере было достаточно много кислорода (когда на кривой на рис. 2.18 появлялся максимум). Так и случилось. На рубеже девона и карбона (вблизи максимума 2 на кислородной кривой) возникли *крупные крылатые насекомые*. Они были существенно крупнее нынешних насекомых. Крылья стрекоз в карбоне достигали метра в длину. На рубеже юры и мела (вблизи максимума 3 на кислородной кривой) возникли *крупные птерозавры* (летающие ящеры). Когда максимумы кислорода сменились минимумами, вымерли и гигантские стрекозы девона, и летающие ящеры мелового периода.

Итак, эволюция атмосферы в фанерозое и эволюция жизни на Земле представляли собой, по сути дела, *единый процесс*. Можно говорить о *коэволюции* атмосферы и жизни в фанерозое. Изменения состава атмосферы и ход развития живых организмов

теснейшим образом *взаимосвязаны*. Процессы в биосфере в сочетании с деятельностью вулканов определяли изменения во времени состава атмосферы, формировали ее. В то же время изменения состава атмосферы и прежде всего изменения количества атмосферного кислорода оказывали существенное воздействие на развитие жизни на Земле.

§ 2.5. Биогеохимические циклы атмосферных газов

Благодаря *биогеохимическим циклам* атмосферных газов химический состав современной земной атмосферы *устойчиво сохраняется* уже многие тысячи лет. Природные биогеохимические циклы оксида водорода были рассмотрены в п. 1.1.4. Здесь мы рассмотрим природные циклы углекислого газа, кислорода и азота. Во всех этих циклах участвует живое вещество (живые организмы). Более того, оно играет ведущую роль в циклах. Следует помнить, что возрастающие в наше время техногенные нарушения природных циклов расшатывают устойчивость атмосферы и могут привести в будущем к непоправимым последствиям. Иначе говоря, они могут вызвать всеобщую *экологическую катастрофу*.

Предварительно рассмотрим глобальный геологический цикл.

2.5.1. Глобальный геологический цикл. Известная поговорка гласит: из земли выходим — в землю уйдем. Эту поговорку можно трактовать в самом широком смысле. Все, что мы наблюдаем на Земле, появилось, по большому счету, из земных недр и снова уйдет в недра, совершив *глобальный геологический цикл*, измеряемый миллионами лет.

Что представляет собой этот цикл? Прежде чем ответить на вопрос, напомним, что горные породы, из которых состоит земная кора, подразделяют на три типа — магматические, осадочные, метаморфические. *Магматические породы* образуются при остывании извергаемых вулканами природных расплавов, называемых *магмами*. К таким породам относятся *базальты, граниты, габбро, риолиты* и др. Оказавшись на земной поверхности, магматические породы подвергаются *выветриванию*, т. е. разрушению и химическому изменению вследствие колебаний температуры и под воздействием воды, воздуха, живых организмов. В результате магматические породы постепенно превращаются в *осадочные* (песок, глину, песчаник, известняк и др.). Под воздействием высоких давлений и температур осадочные

и магматические породы изменяют внутреннюю структуру, превращаясь в породы *метаморфические* (от греческого слова *metamorphosis*, означающего «превращение»). Наиболее распространены такие метаморфические породы, как *кварциты*, *гнейсы*, *сланцы*, *мраморы*. Заметим, что мрамор образуется из известняка при достаточно высоких температуре и давлении.

Глобальный геологический цикл изображен на рис. 2.19. Он представляет собой цепочку превращений:

магматические породы (1) → осадочные породы (2) → метаморфические породы (3) → магматические породы (1).

Чтобы разобраться в рис. 2.19, нужно познакомиться с геологическим понятием *субдукции*. Согласно общепринятой в настоящее время концепции *глобальной тектоники литосферных плит*, земная кора не монолитна, а разбита на *плиты*, которые лежат на почти жидкой *астеносфере* — верхнем слое земной мантии толщиной 100–200 км. Литосферные плиты медленно (со скоростью около 5 см/год) перемещаются в горизонтальных

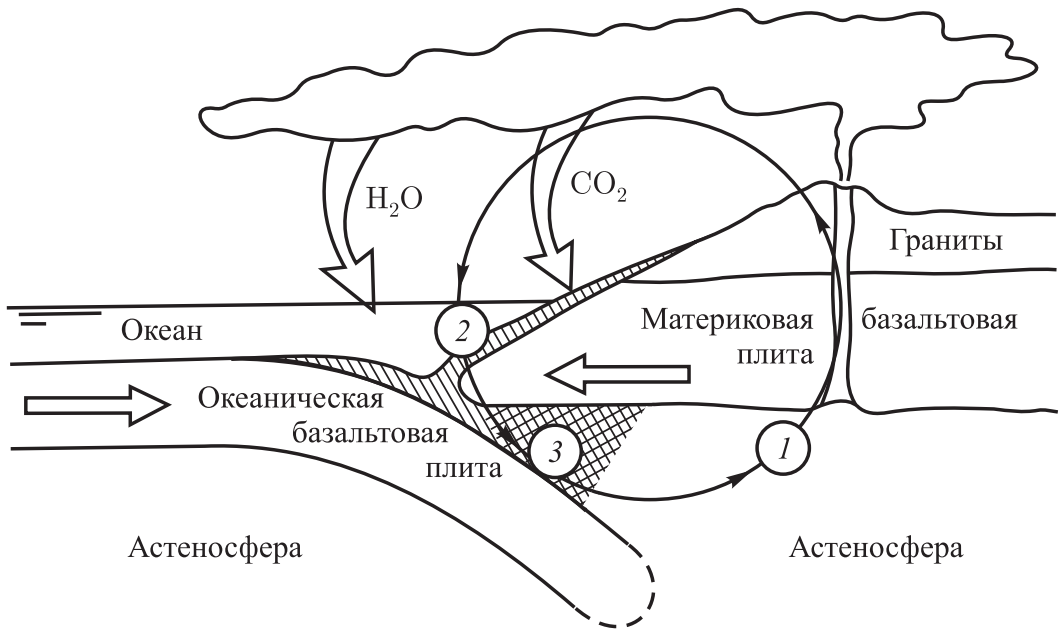


Рис. 2.19

направлениях. Одни плиты движутся навстречу одна другой, а иные имеют противоположные направления движения. В основном движение плит происходит от срединно-океанических хребтов к континентам. Эти хребты являются границами раздела раздвигающихся плит, проходящими по дну океанов. Поднимаясь из астеносферы, горячие магматические массы раздвигают края соседних океанических литосферных плит и изливаются

в образовавшуюся длинную (до нескольких тысяч километров) расщелину, называемую *рифтом*. Застывая, магматические массы все время наращивают края раздвигаемых плит, вследствие чего движение плиты уподобляется движению ленты транспортера. Такое движение надо воспринимать не как обычное перемещение объекта (например, льдины на воде), а как *разрастание, расширение в определенном направлении* (по-английски этот процесс называется *spreading*). Если происходит разрастание, то, естественно, возникает вопрос: куда девать лишние части плиты, т. е. те ее части, которые в процессе движения (разрастания) плиты столкнулись, например, с континентальной литосферной плитой, движущейся (разрастающейся) навстречу? Ответ известен: *океаническая плита изгибается книзу и «подныривает» (поддвигается) под континентальную плиту*, продолжая разрастаться уже в глубинах астеносферы и постепенно расплавляясь при этом. Вот это подныривание одной литосферной плиты под другую и называют *субдукцией*. Данный термин происходит от слов «суб» и «дукция». По-латыни они означают, соответственно, «под» и «ведение». Так что «субдукция» — это подведение чего-то подо что-то.

Теперь нетрудно прочитать рис. 2.19. На нем обычной штриховкой показаны осадочные породы. Они образовались в результате разрушения излившихся из вулканов магматических пород, а также при переходе в гидросферу вулканических газов, выброшенных в атмосферу. Океаническая базальтовая плита затаскивает вместе с собой осадочные породы под континентальную плиту, и те подвергаются большому давлению со стороны этой плиты, а также нагреву со стороны астеносферы. Образуются метаморфические породы, показанные двойной штриховкой. По мере продвижения конца океанической плиты вглубь астеносферы происходит превращение в расплавленную магму как самой плиты, так и всего того, что она затащила вместе с собой. Превратившиеся в магму осадочные и метаморфические породы могут снова выплеснуться через вулканы на земную поверхность.

Итак, глобальный геологический цикл (его называют также *большим круговоротом*) выглядит, в общих чертах, следующим образом. Магматические горные породы подвергаются разрушению (выветриванию). Продукты разрушения сносятся реками в океаны и образуют на дне напластования осадочных пород. Осадочные породы увеличиваются вследствие поступления в воды океанов вулканических газов. В процессе субдукции напластования осадочных пород превращаются в метаморфические породы, а затем в расплавленную магму. Магма может вернуться

на земную поверхность при вулканических извержениях в сопровождении дегазированных из астеносферы вулканических продуктов.

К глобальному геологическому циклу подсоединяются *биогеохимические циклы* различных веществ, входящих в состав атмосферы. Эти циклы представляют собой фактически отдельные элементы глобального геологического цикла. Перейдем к рассмотрению таких циклов.

2.5.2. Биогеохимические циклы диоксида углерода.

В настоящее время диоксид углерода (углекислый газ) существует в свободном виде в атмосфере ($2,6 \cdot 10^{15}$ кг), в растворенном виде в водах Мирового океана ($1,4 \cdot 10^{17}$ кг), в ассимилированном (связанном) виде в живых организмах ($4 \cdot 10^{15}$ кг), органических осадочных породах ($0,7 \cdot 10^{20}$ кг), карбонатных осадочных породах ($3,9 \cdot 10^{20}$ кг). Весь этот диоксид углерода «надышали» вулканы за четыре миллиарда лет.

Замечание. Отношение массы атома углерода к массе молекулы CO_2 равно $12/44$ (масса атома углерода равна 12 а.е.м., а молекулы CO_2 — 44 а.е.м.). Умножив приведенные выше значения массы на это отношение, получим соответствующие массы уже не углекислого газа, а углерода. Таким образом, углерода содержится в атмосфере $0,7 \cdot 10^{15}$ кг, в водах Мирового океана — $0,4 \cdot 10^{17}$ кг, в живых организмах — 10^{15} кг, в органических осадочных породах — $0,2 \cdot 10^{20}$ кг, в карбонатных осадочных породах — $1,1 \cdot 10^{20}$ кг.

Биогеохимические циклы диоксида углерода (углекислого газа) представлены на рис. 2.20. Их можно рассматривать также как биогеохимические циклы углерода.

На рис. 2.20, *а* показаны циклы на Земле 2,5 млрд лет назад. Стрелками отмечены переходы: 1 — поступление CO_2 из вулканов в атмосферу, 2 — связывание CO_2 в карбонатных осадочных породах — см. (2.1) и (2.14), 3 — растворение CO_2 в водах океана, 4 — выделение CO_2 из океанических вод, 5 — превращение карбонатных пород в магму астеносферы (одно из звеньев глобального геологического цикла).

На рис. 2.20, *б* представлены циклы на Земле в настоящее время. В дополнение к переходам 1–5, отмеченным на рис. 2.20, *а*, здесь можно видеть переходы, обусловленные появлением на Земле биосферы. Переход 6 представляет процессы фотосинтеза — см. (2.18), благодаря которым часть углекислого газа, выброшенного вулканами в атмосферу, поглощается хлорофиллом растений. Из растений диоксид углерода поступает в связанном виде к животным (переход 11). Как животные,

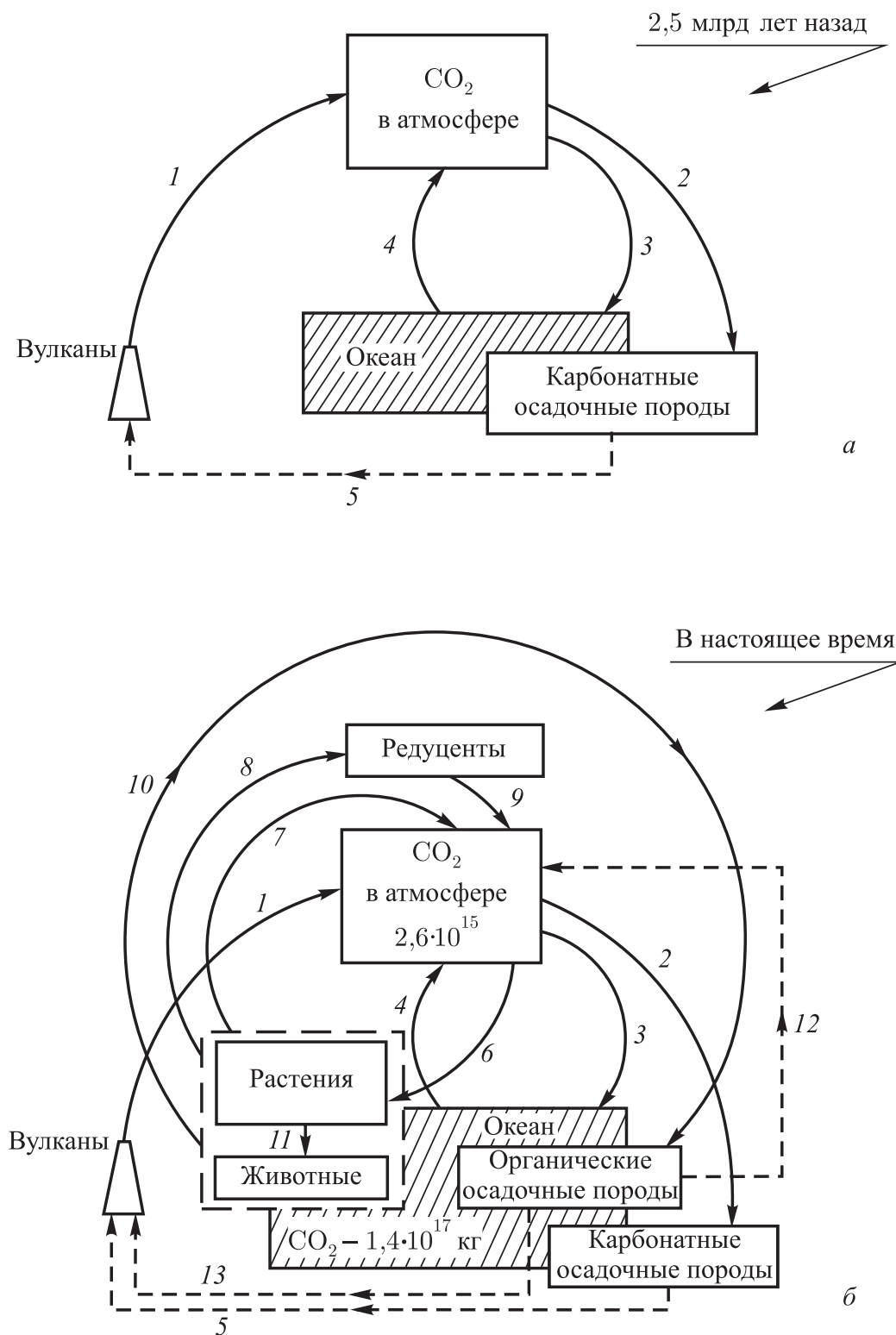


Рис. 2.20

так и растения дышат и, значит, выделяют в атмосферу углекислый газ — переход 7, см. (2.33). Останки отмерших организмов попадают либо в органические осадочные породы, из которых

формируются горючие полезные ископаемые (переход 10), либо в почву, где находятся редуценты, т. е. организмы, разлагающие отмершую органику (переход 8). Редуценты выделяют углекислый газ, и тот поступает в атмосферу (переход 9). Часть углекислого газа, связанного в органических осадочных породах, может перейти в атмосферу при сжигании угля, нефти, природного газа (переход 12), а часть поступает через астеносферу в магму и может оказаться в вулканических продуктах (переход 13, являющийся, как и переход 5, одним из звеньев глобального геологического цикла). Заметим, что переходы 1–4, 6, 7, 9, 12 диоксид углерода совершает в виде газа, а переходы 5, 8, 10, 11, 13 — в связанном виде.

Особое внимание следует обратить на переход 6 — включение части атмосферного диоксида углерода в процессы фотосинтеза. Благодаря фотосинтезу ежегодно $4,7 \cdot 10^{14}$ кг CO_2 переходит из атмосферы в растения, в результате чего образуется $2 \cdot 10^{14}$ кг биомассы (в пересчете на сухое вещество).

2.5.3. Биогеохимические циклы кислорода. Биогеохимические циклы кислорода представлены на рис. 2.21. Рис. 2.21, а — циклы кислорода 2,5 млрд лет назад. Они весьма сильно отличаются от циклов кислорода на Земле в настоящее время. Здесь еще нет фотосинтеза, но зато интенсивно идет образование железорудных осадочных пород благодаря окислению Fe и FeO — см. (2.6), (2.26)–(2.31). Необходимый для окисления кислород образуется при фотодиссоциации молекул H_2O жестким ультрафиолетовым излучением Солнца — см. (2.11), которое в отсутствие пока еще не возникшего озонового слоя в атмосфере может достигать земной поверхности.

Стрелками на рис. 2.21, а показаны переходы: 1 — поступление оксида водорода из вулканов в атмосферу; 2 — образование атмосферного молекулярного кислорода при фотодиссоциации молекул H_2O ; 3 — образование железорудных пород; 4 — растворение кислорода в водах океана; 5 — выделение молекулярного кислорода из океанических вод; 6 — окисление вулканических газов — см. (2.10), (2.12), (2.24); 7 — растворение в океане некоторых продуктов окисления (например, H_2S).

На рис. 2.21, б представлены циклы кислорода на современной Земле. Теперь можно не принимать во внимание фотоионизацию молекул H_2O и процессы образования железорудных пород. Зато возникли и стали играть решающую роль переходы, связанные с появлением на Земле биосферы. Основное внимание следует обратить на переход 1 — генерацию свободного кислорода

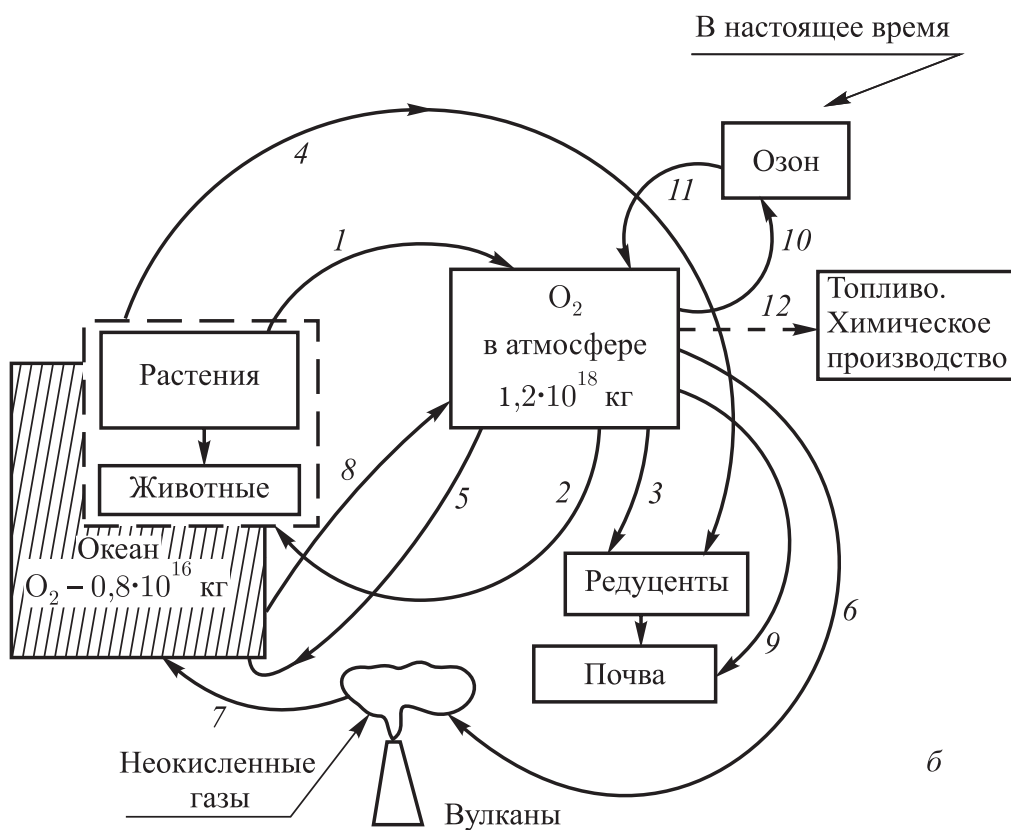
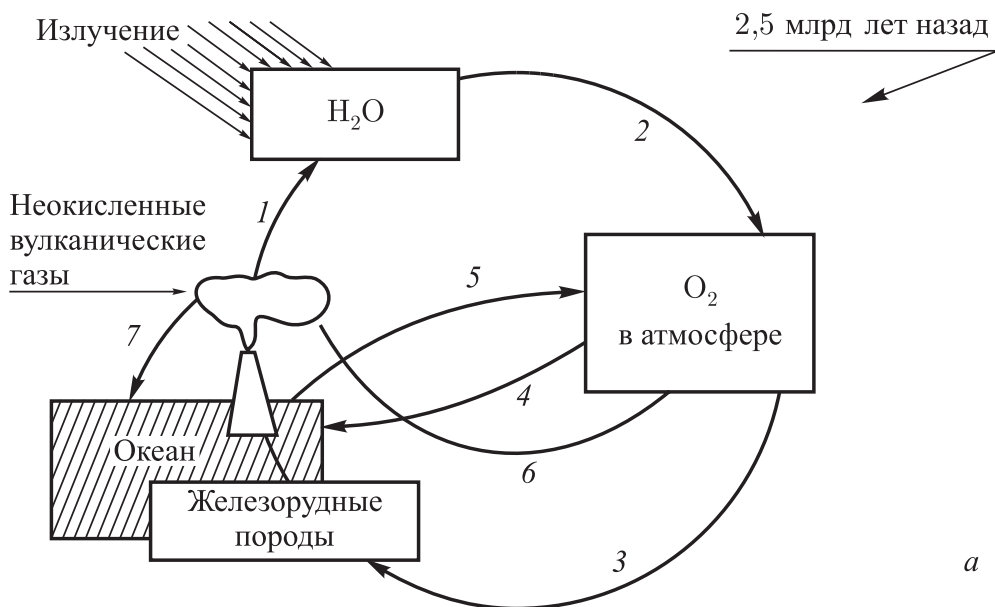


Рис. 2.21

растениями при фотосинтезе. Ежегодно $3,4 \cdot 10^{14}$ кг свободного кислорода выделяют в атмосферу организмы-автотрофы.

Как отмечалось в п. 2.5.2, ежегодно $4,7 \cdot 10^{14}$ кг CO_2 переходит из атмосферы в растения. Если эту массу умножить на отношение масс молекул O_2 и CO_2 , равное $32/44$ (масса молекулы O_2 равна 32 а.е.м., а молекулы CO_2 — 44 а.е.м.), то получим, как легко убедиться, массу ежегодно выделяющегося в атмосферу свободного кислорода $3,4 \cdot 10^{14}$ кг. Это объясняется тем, что в процессе фотосинтеза на каждую молекулу O_2 , образовавшуюся в световой фазе, приходится одна молекула CO_2 , поглощенная в темновой фазе.

Часть атмосферного кислорода забирают животные и растения в процессе дыхания (переход 2), часть — организмы-редуценты (переход 3), контактирующие с останками отмерших организмов на переходе 4.

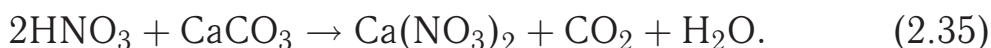
Переходы 5 и 8 — соответственно растворение кислорода в водах гидросферы и выделение его из этих вод в атмосферу. Заметим, что если количество растворенного в Мировом океане углекислого газа в 50 с лишним раз превышает содержание CO_2 в атмосфере, то количество растворенного в Мировом океане атмосферного кислорода оказывается в 150 раз меньше содержания O_2 в атмосфере.

Переходы 6 и 7 аналогичны показанным на рис. 2.21, а.

Переход 9 заслуживает отдельного внимания. В нем осуществляется проветривание почвы, точнее, снабжение почвы свободным кислородом. Чтобы кислород проникал внутрь почвы, ее специально рыхлят. Кислород нужен почве не только для окисления отмершей органики бактериями-сапротрофами в процессе ее разложения — см. (2.33). Наряду с водой и углекислым газом при разложении образуется особое вещество — *гумус* (перегной), которое является основой для приготовления пищи для растений, произрастающих на данной почве. Самим перегноем растения не питаются. Пищей для них служит то, что бактерии готовят из перегноя — растворы различных солей, в частности нитратов (солей азотной кислоты). Одним из продуктов разложения органики является аммиак NH_3 . При участии нитрифицирующих бактерий аммиак превращается в азотную кислоту HNO_3 :



см. также (2.22) и (2.23). При взаимодействии азотной кислоты, например, с кальцитом CaCO_3 образуется нитрат кальция $\text{Ca}(\text{NO}_3)_2$ — необходимая для растений пища:



Водный раствор нитрата поступает из почвенных комков в корневую систему растения. Так растения одновременно и пьют, и питаются.

Переходы 10 и 11 образуют кислородно-озоновый цикл. Молекулярный кислород генерирует озон в соответствии с реакцией (1.37) (переход 10). В свою очередь, озон, уничтожаясь, образует молекулярный кислород в соответствии с реакциями (1.38) и (1.39) (переход 11).

Наконец, отметим процессы расходования атмосферного кислорода при сжигании различных видов топлива, при использовании кислородного дутья в металлургии, при получении многих продуктов химической промышленности (переход 12). В настоящее время суммарный вклад человечества в потребление кислорода составляет примерно $3 \cdot 10^{13}$ кг/год. Если бы это потребление не возрастало со временем, то для уменьшения содержания кислорода в атмосфере на 1 % понадобилось бы 400 лет.

2.5.4. Главный биосферный цикл и сферы Земли.

Процессы фотосинтеза ($\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \frac{1}{6}\text{C}_6\text{H}_{12}\text{O}_6 + \text{O}_2$) и процессы дыхания организмов и окисления отмершей органики (гниения) ($\frac{1}{6}\text{C}_6\text{H}_{12}\text{O}_6 + \text{O}_2 \rightarrow \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$) образуют в своей совокупности цикл, который может рассматриваться как *главный биосферный цикл*, поскольку он обеспечивает *поступление энергии солнечного излучения в биосферу*. На рис. 2.22 этот цикл представлен тремя круговыми стрелками:

- 1 — *фотосинтез* (совершается при участии организмов-продуцентов, создающих органические вещества из неорганических; от латинского *producentis* — «производящий, создающий»),
- 2 — *окисление отмершей органики* (совершается при участии грибов и бактерий-сапротрофов, называемых организмами-редуцентами, восстанавливающими неорганические вещества; от латинского слова *reducentis*, означающего «восстанавливающий, возвращающий»),
- 3 — *дыхание* растений и животных.

В настоящее время общая биомасса живых организмов составляет примерно $2 \cdot 10^{15}$ кг сухого вещества, что в 10 раз больше массы, ежегодно образующейся в результате фотосинтеза. Почти 99 % биомассы приходится на организмы-автотрофы (растения) и только 1 % — на организмы-гетеротрофы (животные и грибы). Как видим, на Земле в основном обитают организмы, способные улавливать энергию солнечного излучения и запасать ее в химических связях органических соединений, которые

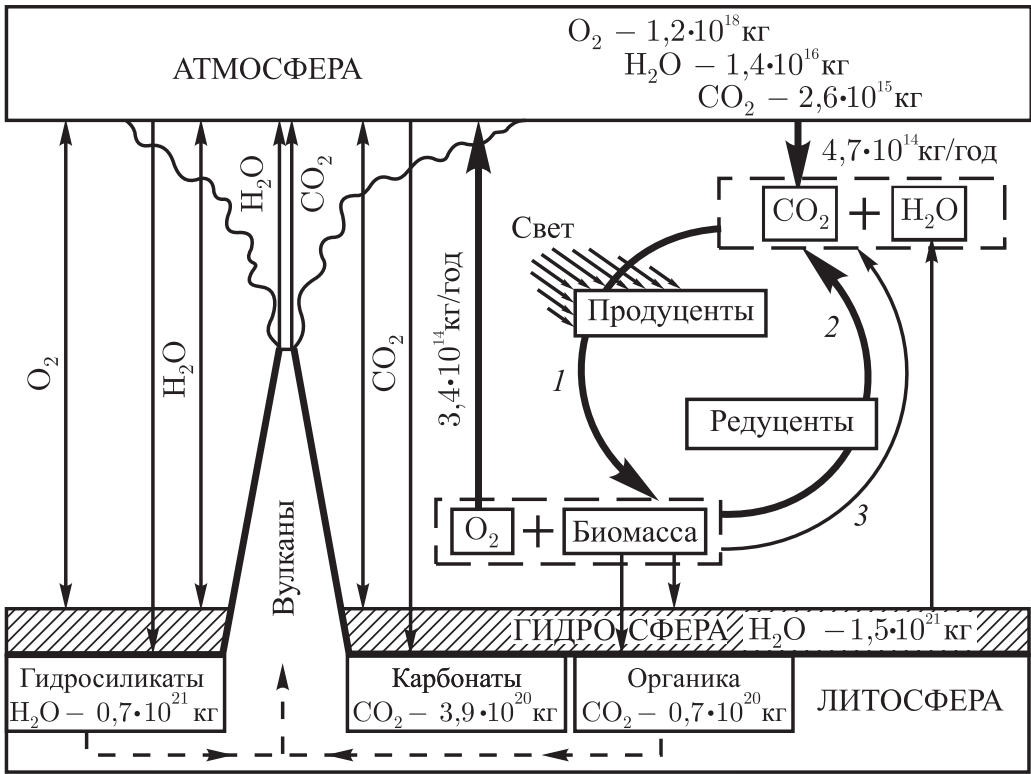


Рис. 2.22

эти организмы создают из воды и углекислого газа в процессе фотосинтеза. Приблизительно 90% автотрофов — наземная растительность, а 10% — фитопланктон (совокупность микроскопических растений, главным образом водорослей, обитающих в толщах морских и пресных вод).

Как уже отмечалось, ежегодно в процессе фотосинтеза образуется $2 \cdot 10^{14} \text{ кг}$ биомассы. Это означает, что через фотосинтез автотрофы Земли ежегодно запасают в химических связях своих молекул энергию, равную $3 \cdot 10^{21} \text{ Дж}$. Все остальные процессы в растениях и все процессы в животных происходят за счет этой запасенной энергии.

Население Земли потребляет ежегодно около 1 млрд т продуктов питания, что соответствует потреблению энергии, равной $1,5 \cdot 10^{19} \text{ Дж}$ (если считать численность населения равной 5 млрд человек). Заметим, что общее потребление энергии в мировом масштабе составляет в настоящее время примерно $5 \cdot 10^{20} \text{ Дж}$.

Молекулярный кислород, образующийся в главном биосферном цикле, уходит в атмосферу со скоростью $3,4 \cdot 10^{14} \text{ кг/год}$ и участвует в циклах, рассмотренных в п. 2.5.3. Углекислый газ, участвующий в циклах, рассмотренных в п. 2.5.2, включается в главный биосферный цикл со скоростью $4,7 \cdot 10^{14} \text{ кг/год}$. Таким

образом, главный биосферный цикл оказывается звеном, связывающим циклы диоксида углерода и кислорода. Тем самым осуществляется взаимосвязь биосферы и всех трех сфер Земли — атмосферы, гидросферы, литосферы.

2.5.5. Биогеохимические циклы азота. Живые организмы участвуют также в биогеохимических циклах азота. Ведь азот входит в состав молекул аминокислот и, следовательно, белков. Кроме того, азот входит в состав азотистых оснований (цитозина, гуанина, тимина, аденина), образующих соединительные мостики между двумя спиралями в молекуле ДНК. Живые организмы нуждаются в азоте, однако они *не могут усваивать молекулярный азот*, находящийся в огромных количествах в атмосфере.

Животные получают необходимый им азот, поедая растения. Растения же получают азот совсем не так, как диоксид углерода. Они не усваивают атмосферного азота листьями, а *поглощают из почвы растворы нитратов* (солей азотной кислоты: NH_4NO_3 , NaNO_3 , KNO_3 , $\text{Ca}(\text{NO}_3)_2$, $\text{Ba}(\text{NO}_3)_2$). Мы говорили об этом в п. 2.5.3, рассматривая переход 9 в биогеохимических циклах кислорода. Чтобы получить нитраты, нужна азотная кислота HNO_3 . Рассмотрим два канала получения в природных условиях

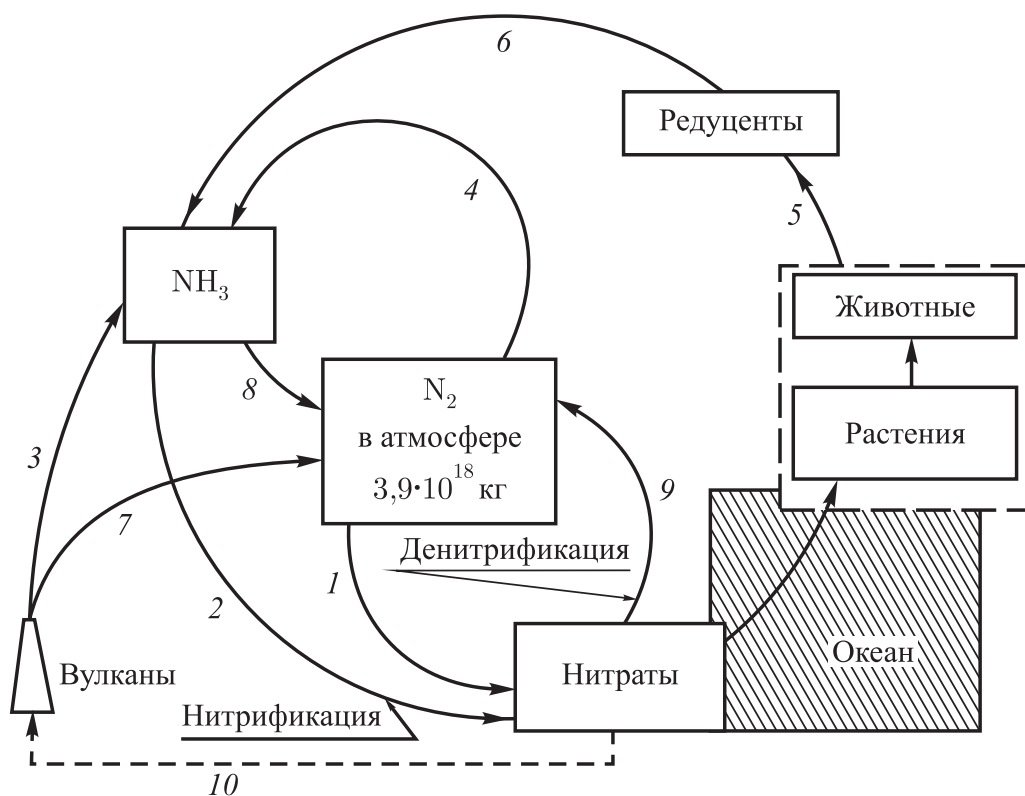
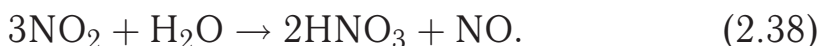


Рис. 2.23

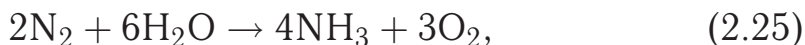
азотной кислоты, а следовательно, и пищи растений — нитратов. Им соответствуют переходы 1 и 2 на рис. 2.23, где представлены *биогеохимические циклы азота*.

Переход 1 — получение HNO_3 (а затем нитратов) непосредственно из атмосферного азота через следующие процессы, происходящие в атмосфере при *грозовых разрядах*:



Нитраты образуются при взаимодействии азотной кислоты с карбонатами — см., например, (2.35).

Переход 2 — процесс *нитрификации*: получение HNO_3 из аммиака NH_3 при участии нитрифицирующих бактерий — см. (2.34). Что касается аммиака, то он является одним из газообразных вулканических продуктов (переход 3). Кроме того, он может образоваться в реакции



которая идет с участием цианобактерий (сине-зеленых водорослей) или клубеньковых бактерий, поселяющихся в клубеньках на корнях бобовых растений (переход 4). Наконец, аммиак представляет один из продуктов процессов разложения редуцентами отмершей органики (переходы 5 и 6).

Рассмотрим, по каким каналам происходит накопление в атмосфере молекулярного азота. Отметим три канала — им соответствуют на рис. 2.23 переходы 7, 8, 9. Переход 7 — появление в атмосфере азота при вулканических извержениях. Переход 8 — образование молекулярного азота при окислении аммиака свободным кислородом:



Переход 9 — процесс *денитрификации*: восстановление нитратов до молекулярного азота, вызываемое специальными бактериями (денитрифицирующими бактериями). Энергию, необходимую для восстановления нитратов, эти бактерии получают за счет окисления органических веществ, например глюкозы. В этом случае процесс денитрификации с восстановлением, например, нитрата натрия NaNO_3 имеет вид



Одним из продуктов этой реакции является бикарбонат натрия NaHCO_3 , хорошо известная пищевая сода.

Наконец, отметим переход *10* — растворение нитратных осадочных пород в магме астеносферы (азотные циклы включаются в глобальный геологический цикл).

Отметим, что никакой другой химический элемент так не ограничивает пищевые ресурсы, как азот, поскольку он доступен для растений только в связанном виде — в виде нитратов. В системе азотных циклов на рис. 2.23 нитраты образуются посредством либо перехода *1*, либо двух последовательных переходов — *4* и *2*. Напомним, что переход *4* предполагает участие цианобактерий или клубеньковых бактерий, а переход *2* — участие нитрифицирующих бактерий. Принято говорить, что при переходах *1* и *4 + 2* происходит *фиксация азота*, иными словами, *связывание свободного азота в нитратах*. Денитрификация является обратным по отношению к фиксации азота процессом; в нем нитраты восстанавливаются до молекулярного азота, который возвращается в атмосферу. С точки зрения пищевых ресурсов важно, чтобы денитрификация не преобладала над фиксацией азота, т. е. чтобы в почве *присутствовало достаточное количество нитратов*. Их специально вносят в почву в виде *удобрений* и, кроме того, используют бобовые растения, поскольку они находятся в симбиозе с клубеньковыми бактериями. Техногенная фиксация азота с использованием изготавливаемой промышленным способом селитры должна рассматриваться как существенное вмешательство человека в природные биогеохимические циклы азота. Для справки: в 1970 г. мировая промышленность дала $3 \cdot 10^{10}$ кг фиксированного азота, а в 2000 г. это число выросло до $2 \cdot 10^{12}$ кг. Впрочем, перекармливать почву нитратами опасно. Выращенные на такой почве растения становятся несъедобными; они вызывают тяжелые отравления. Известны многие случаи отравления арбузами и дынями, выращенными на почве с избытком селитры.

2.5.6. Уникальность высокоразвитой жизни. Удивительно не только то, что жизнь на Земле когда-то, три миллиарда лет тому назад, возникла. Не менее удивительно, что, возникнув, она смогла пройти долгий путь эволюции, увенчавшийся появлением высокоорганизованных живых организмов и, более того, организмов, способных мыслить.

Конечно, принципиально важным для возникновения и развития жизни на Земле был тот факт, что планета находится на «нужном» расстоянии от Солнца — не слишком близко

и не слишком далеко. Солнце не перегревает Землю и в то же время достаточно щедро снабжает ее энергией. Принципиально важно также, что Земля имеет «нужные» размеры. Она достаточно велика, чтобы удерживать атмосферу, но не слишком велика и обладает умеренно плотной атмосферой. Весьма удачным оказался химический состав ранней земной атмосферы, благодаря которому на планете еще в архее образовались водоемы, а в них оказался материал для построения биомономеров, а затем и первичных живых организмов. Очень хорошо, что давление и состав атмосферы были стабильными в течение двух миллиардов лет (см. рис. 2.5) и на планете установился достаточно умеренный климат с температурами приповерхностных слоев атмосферы в пределах от 15 °С до 25 °С, приемлемых для живых организмов (см. рис. 2.16,б).

Все это, однако, не гарантировало появления на планете высокоразвитой жизни. На весьма долгом пути биологической эволюции *могли встретиться многие факторы, способные оборвать или во всяком случае существенно затормозить эволюцию живых организмов.*

Предположим, что при дегазации земных недр заметно уменьшилось поступление в атмосферу оксида водорода и, как следствие, существенно затормозилось накопление воды на планете. В этом случае углекислый газ стал бы быстрее накапливаться в атмосфере, и еще в архее мог возникнуть сильный парниковый эффект, который превратил бы Землю в «горячую» планету наподобие Венеры (напомним п. 2.2.5).

Предположим, что, напротив, количество дегазированного оксида водорода сильно возросло и при этом на планете оказалось бы меньше свободного железа. В этом случае Земля могла бы превратиться в планету «Океан» (напомним п. 2.2.3).

Предположим, что при формировании земного ядра было выдавлено в мантию большее количество свободного железа. В этом случае не только в протерозое, но и в фанерозое не смог бы накапливаться атмосферный кислород и развитие жизни существенно затормозилось бы (напомним п. 2.4.3). Возможно, трех миллиардов лет не хватило бы для возникновения царства животных. К тому же затормозилось бы и образование озонового слоя в атмосфере, а это могло губительно сказаться на уже появившихся живых организмах.

Предположим, что поступление углекислого газа в атмосферу заметно снизилось на одном из этапов фанерозоя. Это привело бы к угнетению процессов фотосинтеза и понижению температуры земной поверхности. Такое охлаждение могло бы оказаться

роковым для растений. А гибель растений повлекла бы за собой и гибель животных.

Предположим, что, напротив, поступление углекислого газа заметно увеличилось. В этом случае из-за усиления парникового эффекта температура на Земле могла бы возрасти настолько, что жизнедеятельность растений оказалась бы невозможной. Кроме того, произошло бы массовое таяние льдов, исчезли бы ледяные полярные шапки, уровень Мирового океана поднялся бы и начался бы по-настоящему всемирный потоп.

Предположим, что почти или совсем исчезли нитрифицирующие бактерии. В этом случае началось бы накопление азота в атмосфере, в результате стала бы уменьшаться процентная концентрация кислорода в воздухе. Стало бы снижаться содержание кислорода в воздухе, который вдыхают организмы, и у них началось бы кислородное голодание (*гипоксия*), что могло привести к прекращению дыхания организмов в целом и на клеточном уровне. Организмы должны были бы погибнуть.

Предположим, что прекратилась деятельность денитрифицирующих бактерий. В этом случае началась бы интенсивная фиксация азота в нитратах и существенно возросла бы процентная концентрация кислорода в воздухе. У организмов возникло бы кислородное отравление (*гипероксия*). Избыток кислорода в организме начал бы окислять (фактически сжигать) клетки и органы. Организм должен был бы погибнуть.

Отметим, наконец, что нам, живущим на Земле, повезло также и в том, что у Земли есть достаточно массивный естественный спутник — Луна. Наверное, покажется странным, что наличие Луны может оказать влияние на развитие жизни на Земле. Но ничего странного здесь нет. Двигаясь по орбите вокруг Земли, Луна вызывает на нашей планете *приливную волну* (хорошо обнаруживаемую водяную волну, создающую приливы и отливы на земной поверхности, и визуально не обнаруживаемую волну деформации земной коры). *Энергия приливной волны* — это обусловленная гравитационным взаимодействием Луны и Земли энергия деформации. Она дополнительно разогревает Землю (наряду с энергией солнечного излучения, энергией гравитационного сжатия земных недр и энергией, освобождаемой при распаде радиоактивных веществ в недрах). В п. 2.1.3 мы отмечали, что именно энергия приливных волн обеспечивает вулканизм на Ио (спутнике Юпитера) и Титане (спутнике Сатурна). Если бы не было Луны, то не было бы энергетической подпитки со стороны приливной волны, и в этом случае процесс разогревания недр ранней Земли и, соответственно, процесс дегазации

недр начались бы не в архее, а существенно позже. А в итоге жизнь на Земле к настоящему времени достигла бы, возможно, лишь уровня первичных прокариот, и некому было бы сегодня размышлять по поводу биологической эволюции на Земле.

Итак, можно сделать важный вывод: долгая биологическая эволюция, увенчанная возникновением высокоразвитой жизни, оказалась возможна *благодаря совпадению целого ряда благоприятствующих факторов*. Вероятность таких совпадений весьма низка. А потому *наличие на планете высокоразвитой жизни случайно и, следовательно, уникально*.

Осознание этой уникальности требует более тщательного изучения природных биогеохимических циклов и отслеживания всех проявлений вмешательства человека в эти циклы. Выше мы отмечали возрастание техногенных выбросов CO₂ в атмосферу (вмешательство в углеродные циклы), возрастание потребления кислорода промышленностью (вмешательство в кислородные циклы), увеличение промышленного производства селитры (вмешательство в азотные циклы).

Разговор об эволюции атмосферы завершим выдержкой из книги академика *Никиты Николаевича Моисеева «Экология человечества глазами математика»* (М: «Молодая гвардия», 1988):

«Земля получает от Солнца огромное количество энергии и сохраняет при этом примерно постоянную температуру. Значит, наша планета излучает в космос примерно такое же количество энергии, которое получает их космоса, — приход и расход должны быть сбалансированы, иначе система однажды потеряет устойчивость. Земля либо нагреется, либо замерзнет и превратится в безжизненное тело.

В действительности этот баланс не совсем точный. Он был бы точен, если бы речь шла о безжизненном астероиде. Но на Земле есть жизнь, есть растения, которые с помощью энергии Солнца создают живую материю, вступающую в бесконечный круговорот. И не вся энергия Солнца, полученная Землей, возвращается в космос. Часть ее оказывается захороненной в недрах планеты. Залежи нефти и угля как раз и содержат часть солнечной энергии, которая была получена Землей и не отражена в космос. Важно понять и почувствовать, что вся жизнь на Земле, весь грандиозный процесс ее эволюции, приведший к появлению человека и общества, и жизнь самого общества долгое время происходили только за счет ничтожного дисбаланса (почти точного баланса) между той энергией, которая поступает на Землю из космоса, и энергией, отражаемой планетой. И изменение этого дисбаланса, этой относительно небольшой величины, чревато для человека очень опасными последствиями».

Глава 3

ЦИРКУЛЯЦИЯ ВОЗДУШНЫХ МАСС В АТМОСФЕРЕ

§ 3.1. Общие замечания

Как отмечалось в разд. 1.6, каждую секунду к нашей планете поступает энергия солнечного излучения, равная $E_C = 1,76 \times 10^{17}$ Дж — см. (1.42). Часть энергии отражается облаками и земной поверхностью. Она равна aE_C , где a — усредненное планетарное альбедо. Полагая $a = 0,35$, находим, что Землей (атмосферой и земной поверхностью — сушей и Мировым океаном) поглощается каждую секунду энергия, равная $(1 - a)E_C = 1,14 \cdot 10^{17}$ Дж. Прежде чем эта энергия превратится в энергию теплового излучения Земли, которая отправится в космос, она «поработает» на Земле и, в частности, в атмосфере Земли.

В п. 2.5.4 отмечалось, что ежегодно организмы-автотрофы запасают в процессе фотосинтеза $3 \cdot 10^{21}$ Дж энергии. В году примерно $3 \cdot 10^7$ секунд; следовательно, в живой биомассе каждую секунду поглощается энергия, равная 10^{14} Дж, т.е. 0,1% от энергии $(1 - a)E_C$. Эта энергия расходуется на все процессы, происходящие в живых организмах.

Из остальных 99,9% около $0,85 \cdot 10^{17}$ Дж поглощаются каждую секунду в гидросфере и литосфере Земли и $0,3 \cdot 10^{17}$ Дж — в земной атмосфере. *Воздушные массы атмосферы все время находятся в движении. На кинетическую энергию их движения каждую секунду расходуется примерно 10^{15} Дж энергии. Таким образом, атмосферу можно рассматривать как гигантскую тепловую машину с коэффициентом полезного действия, приблизительно равным $10^{15} / (0,3 \cdot 10^{17}) \approx 3\%$.*

По своему характеру перемещения воздушных масс в атмосфере являются *циркуляционными* — они представляют собой замкнутые или почти замкнутые воздушные потоки, имеющие размеры от метров до тысяч километров. Существование циркуляций воздушных масс объясняется условием стационарности их движения. В противном случае масса воздуха в одной области

пространства возрастала бы за счет уменьшения массы воздуха в другой области. Обратим внимание на то, что фактически всякое наблюдаемое движение воздуха в атмосфере — это некая *циркуляция* воздушных масс или же часть (элемент) какой-то достаточно крупной циркуляции.

§ 3.2. Конвекция и ветер

3.2.1. Конвекция в атмосферном воздухе. Нагревание воздушных масс вблизи земной поверхности приводит в действие механизм *конвекции*. Нагретый воздух начинает подниматься вверх. Напомним, что с учетом конвекции воздуха батареи отопления в комнате помещают вблизи пола, а форточку в верхней части окна. Холодный зимний воздух с улицы, проникая в комнату через форточку, опускается к полу, тогда как теплый воздух от нагретой батареи поднимается вверх, к потолку. В результате происходит перемешивание воздуха. Комнату обогревает воздух от батареи и освежает воздух из форточки.

Сейчас нас интересует конвекция воздуха в земной атмосфере. Почему она происходит? Почему нагретый воздух поднимается («всплывает») над менее нагретым, а холодный воздух опускается, погружаясь под нагретый? Чтобы ответить на этот вопрос, вспомним *закон Архимеда*.

Предположим, что сплошное тело объема V и плотности ρ_1 погружено в жидкость или газ плотности ρ_2 . Согласно закону Архимеда на тело будет действовать выталкивающая сила F_B , равная весу жидкости (газа) в объеме тела: $F_B = \rho_2 V g$, где g — ускорение свободного падения. Обозначим через F модуль силы тяжести тела. Проекция R равнодействующей приложенных к телу сил на направление вектора ускорения свободного падения равна

$$R = F - F_B = (\rho_1 - \rho_2) V g. \quad (3.1)$$

Если $\rho_1 < \rho_2$, то $R < 0$; в этом случае тело всплывает (поднимается вверх). Если $\rho_1 > \rho_2$, то $R > 0$; в этом случае тело опускается на дно.

Теперь выделим мысленно внутри воздушной массы объем V , обозначим через ρ_1 плотность воздуха внутри этого объема, а через ρ_2 — плотность вне его. Предположим, что воздух в выделенном объеме нагрет в большей степени, чем воздух вне объема. Учитывая, что при нагреве газа его плотность понижается, а при охлаждении повышается, заключаем, что в данном случае $\rho_1 < \rho_2$ и согласно (3.1) выделенный объем воздуха должен

подниматься вверх. Если же воздух в рассматриваемом объеме нагрет меньше, чем вне объема, то $\rho_1 > \rho_2$ и, следовательно, выделенный объем воздуха будет опускаться вниз.

Итак, конвекция воздуха в атмосфере (равно как и конвекция воды в морях и океанах) есть не что иное, как проявление закона Архимеда.

3.2.2. Характеристики ветра. Восходящие и нисходящие движения воздуха, связанные с конвекцией, — не единственный вид движения воздушных масс в атмосфере. Интенсивность конвективных воздушных потоков изменяется при переходе наблюдателя от одного участка земной поверхности к другому, если эти участки и прилегающий к ним воздух оказываются нагретыми в разной степени. Вследствие этого возникает перепад атмосферного давления в горизонтальной плоскости, что приводит к появлению ветра.

Ветер — это движение воздуха относительно земной поверхности, вызванное неравномерным распределением атмосферного давления и направленное от области высокого давления к области низкого давления.

В некоторых учебниках географии ветром называют движение воздуха в *горизонтальном* направлении. Это не вполне точно. Главное в понятии ветра — это движение воздуха от места с более высоким давлением к месту с более низким давлением. В принципе эти два места не обязательно должны находиться вблизи поверхности Земли или на одной и той же высоте. Однако вблизи поверхности ветры обычно дуют в горизонтальном направлении. Некоторое отклонение от горизонтального направления может быть связано с рельефом местности.

Уместно заметить, что одна из важнейших характеристик ветра — его *направление* — указывается в предположении, что ветер дует в горизонтальном направлении. Например, говорят, что данный ветер юго-восточный. Это значит, что речь идет о горизонтальном воздушном потоке, движущемся с юго-востока. Этот ветер дует в направлении с юго-востока на северо-запад. Обратим внимание: *ветер дует не на юго-восток, а с юго-востока!* В названии ветра указывают *не куда он дует, а откуда*. Северный ветер дует с севера (ясно, что он направлен на юг). Западный ветер дует с запада (направлен на восток).

Вторая важная характеристика ветра — *скорость* его движения относительно земной поверхности. Она определяет так называемую *силу ветра* (обратим внимание: говорят о «силе ветра», а имеют в виду скорость движения воздушной массы).

Ветрам разной силы присваивают специальные названия (например, легкий, свежий, крепкий, шторм, ураган). Измеряют силу ветра в баллах по условной 12-бальной *шкале Бофорта*. Ее предложил в 1806 году английский гидрограф и картограф *Френсис Бофорт*. В таблице дана шкала Бофорта; в ней же приведены соответствующие значения скорости ветра.

Шкала Бофорта и скорости ветра

Балл	Название ветра	Скорость, м/с	Действие ветра	
			на земле	на воде
0	Штиль	0–0,5	Дым поднимается вверх, флаг висит спокойно	Зеркальное море
1	Тихий	0,5–2,0	Дым слабо отклоняется, листья шелестят	Небольшие чешуеобразные волны без барашков
2	Легкий	2,0–3,5	Качаются тонкие ветки, флаг слабо развеивается, пламя спички гаснет	Короткие, хорошо выраженные волны, поверхность воды рябит
3	Слабый	3,5–5,5	Раскачиваются небольшие ветви, флаг развеивается	Гребни волн образуют стекловидную пену, образуются маленькие барашки
4	Умеренный	5,5–7,5	Раскачиваются большие ветви, флаг вытягивается, поднимается пыль	Волны становятся длиннее, местами образуются пенящиеся барашки
5	Свежий	7,5–10,0	Слегка наклоняются тонкие и средние деревья	Все море покрывается барашками
6	Сильный	10,0–12,5	Раскачиваются средние деревья, ветер свистит в ушах	Гребни волн заметной высоты
7	Крепкий	12,5–15,0	Срываются палатки, гудят телефонные провода	Громоздятся волны, ветер срывает с гребней белую пену
8	Очень крепкий	15–18	Гнутся большие деревья, ломаются ветки, движение человека против ветра затруднено	Заметно увеличивается высота и длина волн

Балл	Название ветра	Скорость, м/с	Действие ветра	
			на земле	на воде
9	Шторм	18–21	Ломаются большие деревья, ветер срывает дымоходы и черепицу с крыш	Высокие волны с длинными опрокидывающимися гребнями
10	Сильный шторм	21–25	Срываются крыши домов, вырываются с корнем деревья	Вся поверхность моря становится белой от пены
11	Жестокий шторм	25–30	Происходят большие разрушения	Высота волн такова, что находящиеся в поле зрения корабли скрываются за ними
12	Ураган	Более 30	Происходят опустошения	Водяная пыль, срываема с гребней, значительно уменьшает видимость

Вблизи земной поверхности ветры имеют скорости, как правило, в интервале 4–8 м/с и довольно редко выше 15 м/с. В штормах и ураганах скорости ветров могут превышать 30 м/с, а в отдельных порывах достигать 60 м/с. В тропических циклонах (тайфунах) скорости ветра доходят до 70 м/с, а отдельные порывы — до 100 м/с. Среднее значение скорости ветров вблизи земной поверхности составляет примерно 10 м/с. В верхней тропосфере скорости ветров существенно выше.

3.2.3. Линии тока. Мы рассмотрели две характеристики ветра — направление и силу, правильнее сказать скорость. Уточним понятие «скорость ветра». Под ветром понимают движение воздушных масс, иначе говоря воздушный поток. Значит, скорость ветра есть скорость воздушного потока. В п. 1.2.1 подчеркивалось, что скорость воздушного потока — это скорость не *молекул* воздуха, а *частиц воздуха*, каждая из которых, как бы мала она ни была, содержит огромное число молекул. Получается, что со скоростью ветра следует связывать скорость движения таких частиц воздуха. Обозначим через \vec{v} вектор скорости данной частицы воздуха в данный момент времени. Возникает естественный вопрос: нельзя ли сопоставить направление ветра с направлением вектора \vec{v} , а скорость ветра с модулем вектора \vec{v} ?

Если движение воздушных масс *турбулентное* (частицы воздуха движутся неупорядоченно, хаотично), то в этом случае такое сопоставление, по сути дела, не годится.

При турбулентном движении воздуха трудно или вообще невозможно говорить о каких-либо определенных направлении и скорости воздушного потока.

Иное дело, если воздушная масса движется *ламинарно*. В этом случае можно, в принципе, мысленно разбить всю массу воздуха на частицы и попытаться проследить, как ведет себя с течением времени та или иная частица. Такой способ описания движущихся жидкостей и газов разрабатывал в конце XVIII в. французский математик *Жозеф Лагранж*. Можно, однако, поступить проще: сосредоточить внимание не на отдельных частицах, проходящих со временем через разные точки пространства, а на точках пространства, через которые с течением времени проходят разные частицы жидкости или газа. Такой способ описания динамики жидкостей и газов предложил современник Лагранжа швейцарский математик и физик *Леонард Эйлер*. Рассмотрение ламинарного движения жидкостей и газов по Эйлеру является общепринятым.

Предположим, что в некоторый момент времени известны векторы скорости \vec{v} частиц воздуха, оказавшихся в разных точках пространства. Представим себе, что пространство, занимаемое движущейся массой воздуха, заполнено такими векторами. Проведем мысленно в пространстве плавные линии таким образом, чтобы в каждой их точке касательная к линии имела направление вектора \vec{v} в этой точке (рис. 3.1, *a*). Эти линии называют *линиями тока*. Через каждую точку пространства можно провести линию тока; пространство буквально заполнено линиями тока. Разумеется, на рисунках, изображающих картины линий тока, показывают лишь некоторые из этих линий.

Направления линий тока позволяют судить о направлении движения воздуха в том или ином месте пространства (о направлении ветра), а густота линий, измеряемая числом линий, пересекающих единичную поперечную площадку, говорит о том, насколько велика скорость движения воздуха (сила ветра) в соответствующем месте пространства. Чем больше скорость, тем гуще располагаются линии тока. Для примера на рис. 3.1, *b* показаны линии тока в воздушном потоке, распространяющемся по ущелью. Вблизи самого узкого места ущелья линии тока располагаются наиболее густо — там скорость ветра наибольшая.

В общем случае распределение скоростей \vec{v} частиц воздуха в пространстве может со временем изменяться. Соответственно будет изменяться со временем и картина линий тока. Мы ограничимся случаями, когда движение воздушных масс практически

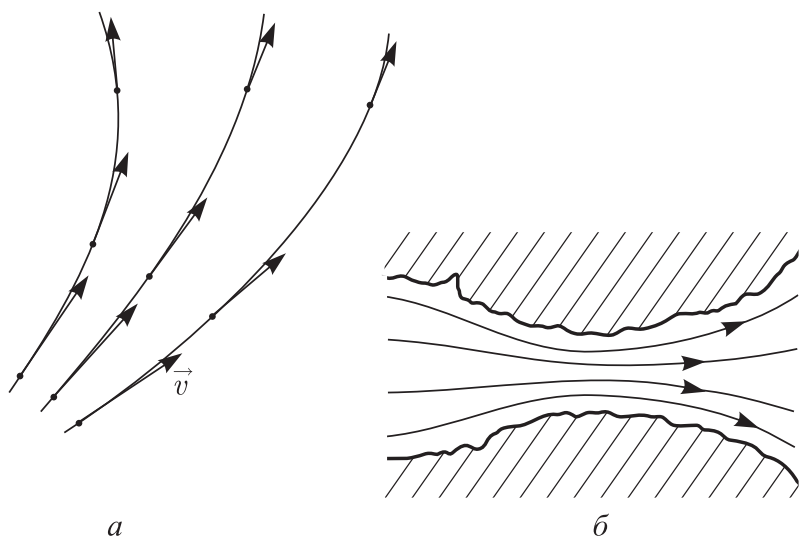


Рис. 3.1

стационарное по крайней мере в течение некоторого времени. Например, в течение нескольких часов, суток или дольше.

3.2.4. Бризы. Познакомимся с наиболее простой ячейкой атмосферной циркуляции на примере *бризов*. Так называются ветры вблизи береговой линии моря или большого озера, имеющие резкую суточную смену направления. Днем бриз (его называют дневным или морским бризом) дует в направлении с моря на берег, а ночной (береговой) бриз дует в обратном направлении — с берега на море.

На рис. 3.2, *а* показана замкнутая линия тока (ячейка атмосферной циркуляции), характеризующая направление движения воздушных масс вблизи береговой линии в дневное время. Днем суша (берег) прогревается сильнее, чем поверхность воды; поэтому над сушей плотность воздуха понижается, и воздух начинает подниматься вверх. Происходит конвекция воздуха: менее плотная воздушная масса всплывает над более плотной. В результате давление воздуха вверху над сушей возрастает, а у самой поверхности уменьшается. Давление вблизи поверхности моря оказывается больше давления у поверхности суши — и с моря к берегу устремляется горизонтальный поток воздуха (дневной бриз). Соответственно на высоте поток воздуха движется в направлении от берега к морю, и таким образом возникает показанная на рис. 3.2, *а* ячейка атмосферной циркуляции. Дневной бриз является одним из элементов этой ячейки.

Ночью реализуется обратная ситуация: суша быстрее охлаждается и становится холоднее поверхности моря. Внизу возникает перенос воздуха с берега на море (ночной бриз), а над ним

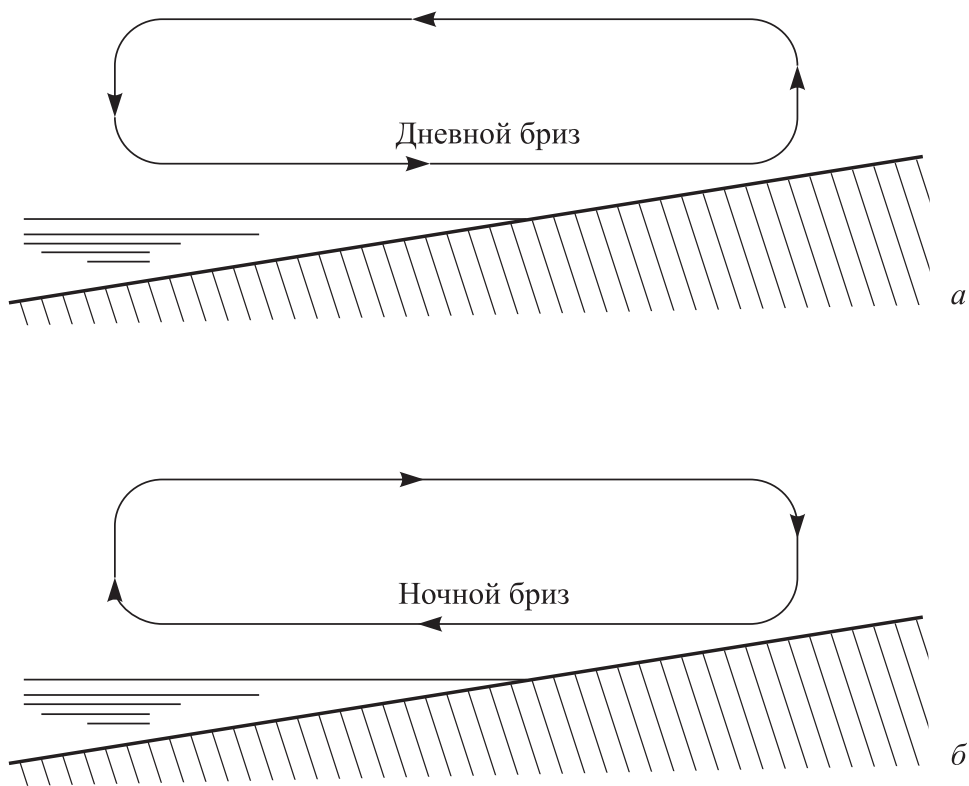


Рис. 3.2

появляется обратный воздушный поток. Соответствующая замкнутая линия тока показана на рис. 3.2, б.

Бриз захватывает нижний слой воздуха высотой от нескольких сотен метров до одного-двух километров. От береговой линии бриз распространяется в глубь суши или моря на 10–30 км. В средних широтах бризы имеют скорости 3–5 м/с; в тропиках бризы более мощные, характеризуются более высокими скоростями.

Слабые бризы наблюдаются на суше — на границе поля и леса. Ночью поверхность поля охлаждается быстрее — и появляется приповерхностный поток воздуха с поля к лесу, а на высоте крон деревьев — обратный поток от леса к полю. Днем реализуется обратная циркуляция атмосферного воздуха.

В горных районах наблюдаются ветры с суточной периодичностью, похожие на бризы, — так называемые *горно-долинные ветры*. Днем склоны гор и прилегающий к ним воздух нагреваются достаточно сильно и возникает восходящая конвекция воздушных масс. Давление воздуха на склоне горы оказывается меньше его давления в долине — и начинает дуть ветер по склону горы снизу вверх. В результате образуется ячейка атмосферной циркуляции, показанная на рис. 3.3, а. Ночью реализуется обратная ситуация: склон горы и прилежащий воздух охлаждаются сильнее, чем воздух в долине,

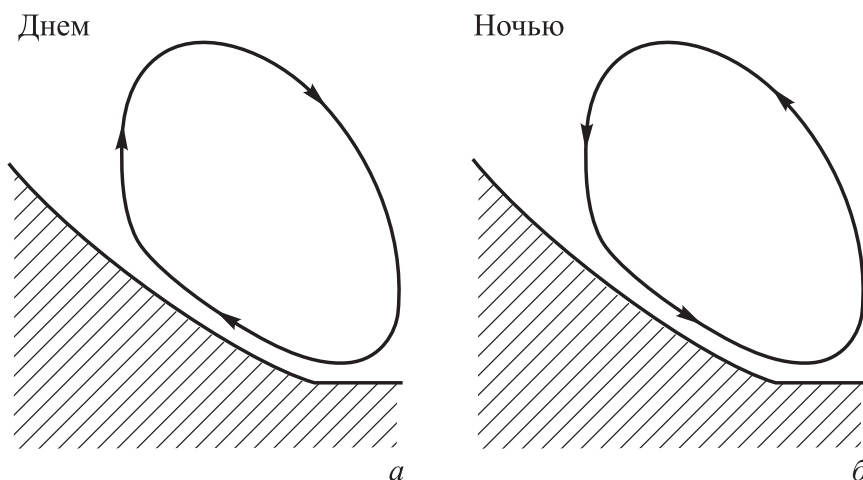


Рис. 3.3

и возникает ветер, дующий по склону сверху вниз, с горы в долину. Соответствующая ячейка атмосферной циркуляции показана на рис. 3.3, б.

3.2.5. Муссоны. Как бризы, так и горно-долинные ветры — это местные ветры с суточной периодичностью. Существенно масштабнее *муссоны* — сезонные ветры, имеющие континентальный характер и возникающие вследствие разницы атмосферного давления, обусловленной различием степени нагревания суши и моря в летнее и зимнее времена года. Летом поверхность суши прогревается сильнее, чем поверхность моря. Поэтому летние муссоны дуют с моря на материк. Зимой муссоны дуют с охладившегося материка к морю, поверхность которого не успевает сильно охладиться. Можно сказать, что муссон — это своеобразный гигантский бриз, имеющий не суточную, а сезонную периодичность. Слово «муссон» происходит от арабского слова «маусим», означающего «сезон».

Муссонный климат ярко выражен на полуостровах Индостан, Индокитай, Сомали, а также в Верхней Гвинее и на Дальнем Востоке. Муссоны приносят летом на материк и прилегающие острова обильные осадки и обеспечивают относительно сухую зиму. Смена летних и зимних муссонов происходит в апреле–мае и октябре–ноябре.

Зимние северо-восточные муссоны фактически совпадают с пассатами Северного полушария (о пассатах см. разд. 3.3). Тем не менее их скорость, как правило, не превышает 10 м/с. А вот летние муссоны с Индийского океана достигают штормовой силы 20–25 м/с и тем самым искажают картину пассатов Северного полушария в бассейне Индийского океана.

§ 3.3. Общая циркуляция атмосферы

3.3.1. Атмосферная циркуляция на невращающейся планете. В огромном разнообразии и кажущейся хаотичности воздушных потоков, формирующих беспокойную тропосферу Земли, просматриваются *постоянные* потоки воздушных масс, имеющие *глобальный* характер. Они определяют *общую циркуляцию атмосферы* и обусловлены двумя причинами: во-первых, зависимостью среднегодовой температуры атмосферного воздуха вблизи поверхности от географической широты и, во-вторых, вращением Земли вокруг собственной оси.

Немного пофантазируем: представим себе, что вращения Земли вокруг оси нет. Остался только один фактор — широтная зависимость температуры нижних слоев атмосферы. В этом случае общая картина воздушных потоков в атмосфере выглядела бы относительно просто. Понятно, что в экваториальной области воздух прогревается наиболее сильно. Значит, здесь плотность приповерхностных его слоев должна быть относительно низкой (по сравнению с более высокими широтами). Теплый экваториальный воздух будет за счет конвекции подниматься вверх — к верхней границе тропосферы и там он начнет растекаться частью к одному географическому полюсу, а частью — к другому. Холодный воздух в приполярных областях будет опускаться вниз — к земной поверхности. Итак, в районе экватора воздушные массы поднимаются вверх, а в районе полюсов они опускаются вниз. Поэтому атмосферное давление у поверхности вблизи экватора оказывается меньше давления вблизи полюсов. Эта разница давлений должна породить постоянные приповерхностные ветры, дующие вдоль меридианов от полюсов к экватору. Образуется общая циркуляция атмосферы: *у поверхности — вдоль меридианов от полюса к экватору, на экваторе — подъем вверх, в верхней тропосфере — вдоль меридианов от экватора к полюсу, на полюсе опускание вниз.*

Такая циркуляция атмосферы показана на рис. 3.4, *а*. Ее называют *ячейкой Хэдли* — в честь английского астронома *Джона Хэдли* (его фамилию раньше по-русски произносили иначе — Гадлей). Хэдли в 1735 г. выдвинул предположение о существовании подобной циркуляции атмосферного воздуха для объяснения происхождения пассатов. Заметим, что на рис. 3.4, *а*, как и на рис. 3.4, *а*, буквами *Ш* и *В* обозначены области пониженного и повышенного давления соответственно, а высота тропосферы изображена не в масштабе — она всего лишь в несколько раз меньше

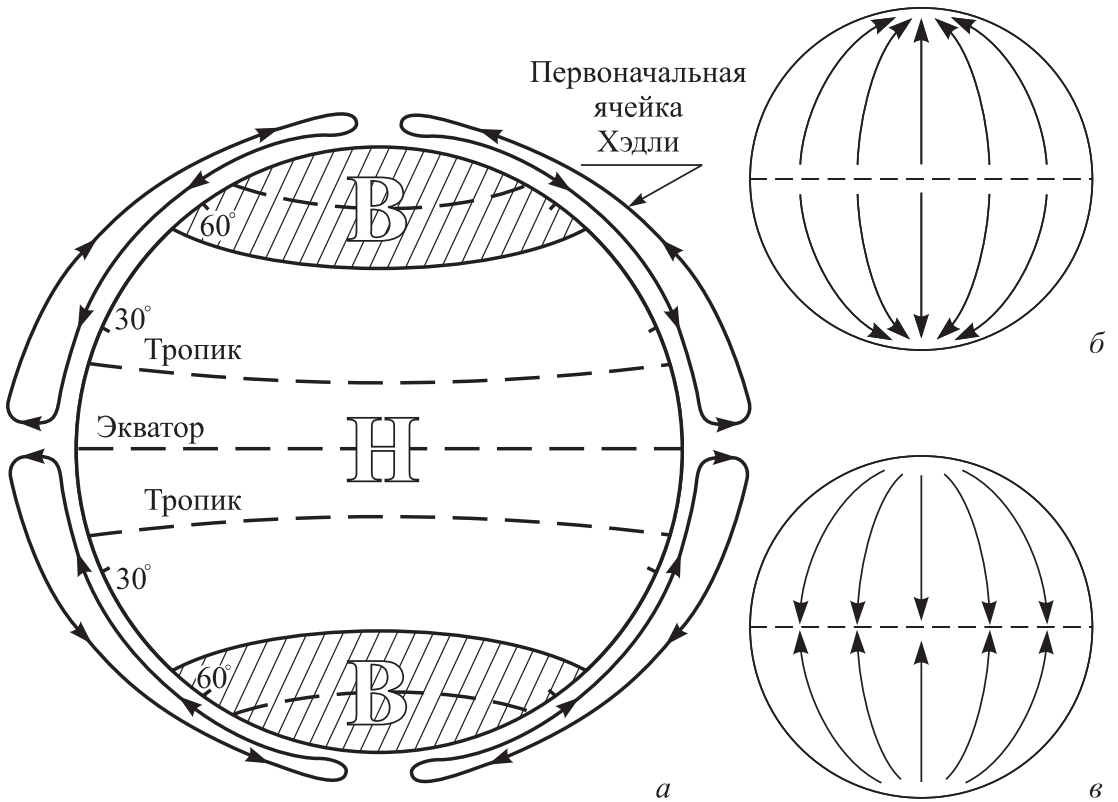


Рис. 3.4

радиуса Земли. В действительности же она составляет менее одного процента земного радиуса. Следует иметь в виду, что все рассматриваемые здесь движения воздушных масс совершаются в пределах относительно тонкого слоя вокруг земного шара.

На рис. 3.4, б показаны линии тока для глобальных ветров в *верхней тропосфере* в предположении, что циркуляция атмосферы происходит по Хэдли. Направления глобальных ветров *вблизи поверхности Земли* представлены линиями тока на рис. 3.4, в.

Хэдли сделал правильный вывод о том, что вблизи экватора воздух должен подниматься вверх, а вблизи полюсов опускаться. Именно интенсивный подъем воздушных масс в экваториальном поясе приводит к тому, что высота тропосферы на экваторе примерно в два раза больше, чем на полюсах. Однако Хэдли ошибался, полагая, что воздушная циркуляция охватывает все полушарие — от экватора до полюса. Так не могло случиться, даже если бы Земля не вращалась вокруг своей оси. Ведь согласно картине ветров, показанной на рис. 3.4, воздушные массы, поднявшиеся вверх со всего экватора, должны были бы собраться над полюсами, приобретя там исключительно большие скорости, что, конечно, далеко от реальности. Как будет показано ниже,

при учете вращения Земли не происходит скопления воздушных масс над полюсами.

3.3.2. Учет вращения Земли: ячейки Хэдли и Феррела.

Вращение Земли вокруг своей оси приводит к двум существенным усложнениям в глобальной картине атмосферных циркуляций. *Первое усложнение* демонстрирует рис. 3.5, а. Оно состоит в том, что вместо одной (экваториальной) области пониженного атмосферного давления вблизи поверхности наблюдаются три области — в экваториальном поясе, поясе около 60° с. ш. и поясе около 60° ю. ш. Соответственно, вместо двух областей повышенного атмосферного давления вблизи поверхности наблюдаются четыре области — две приполярные области плюс пояс около 30° с. ш. и пояс около 30° ю. ш. *Нет общей циркуляции в пределах всего полушария* (от экватора до полюса); вместо этого наблюдаются несколько циркуляций или, иначе говоря, несколько ячеек (шесть ячеек). Две наиболее крупные ячейки названы *ячейками Хэдли*; одна из них циркулирует в Северном полушарии в пределах от экватора до 30° с. ш., а другая — в Южном полушарии от экватора до 30° ю. ш. Между 30° и 60° в Северном и Южном полушариях циркулируют так называемые *ячейки Феррела*, а в приполярных областях циркулируют *приполярные ячейки*.

Для всех ячеек справедливо общее правило: *воздух поднимается вверх в области пониженного приповерхностного давления и опускается в области повышенного приповерхностного давления*. Вблизи земной поверхности воздух движется из области повышенного давления в область пониженного давления.

Итак, в экваториальной области происходит подъем теплого влажного воздуха. На высотах 1–5 км содержащаяся в воздухе влага конденсируется — образуются облака (небо над экватором почти всегда закрыто облаками). Поднявшийся выше 10 км уже сухой воздух растекается в верхней тропосфере частью в направлении к северу, а частью — к югу. Достигнув 25° – 30° северной или южной широты, сухой воздух опускается к поверхности. Обратим внимание: в Северном полушарии именно на этих широтах расположены крупнейшие пустыни Земли — Сахара в Африке, Тар и Аравийская в Азии; в Южном полушарии на широтах вблизи 30° находятся пустыни Калахари в Африке и Большая пустыня Виктория в Австралии. Заметим, что скорость опускания воздушных масс в рассматриваемых широтах невелика и горизонтальные скорости ветра вблизи поверхности тоже малы. Эти широты — области штилей. Моряки издавна называли их

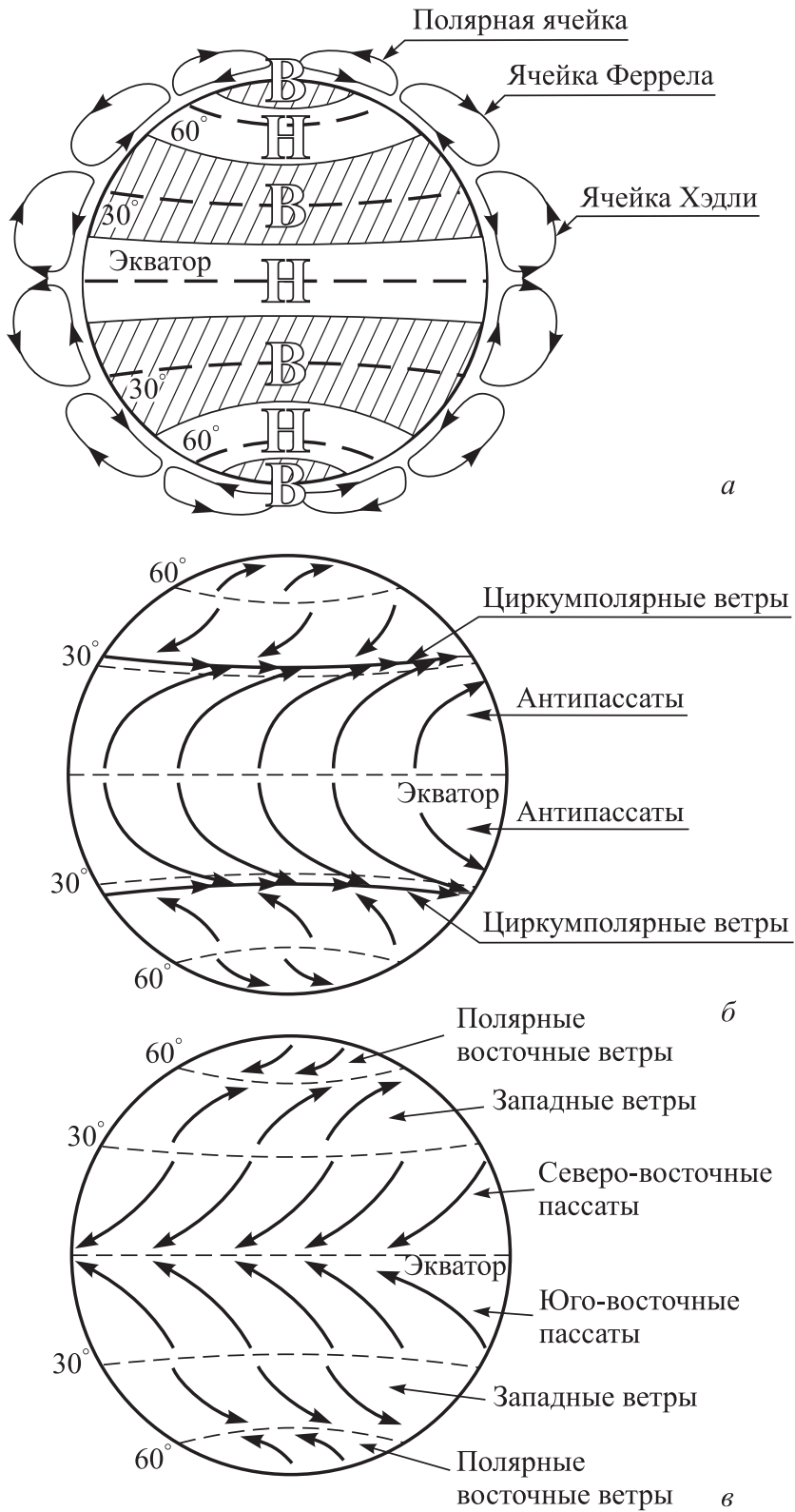


Рис. 3.5

«конскими широтами». Парусные корабли могли месяцами находиться в безветрии; при этом во множестве погибали от жары и жажды перевозимые морем лошади.

Опустившиеся к поверхности на конских широтах воздушные массы частью перемещаются к экватору, где они поднимаются, замыкая тем самым ячейку Хэдли, а частью переходят в область пониженного давления около 60° (как в Северном, так и в Южном полушарии), где они поднимаются, формируя ячейку Феррела.

Возникает естественный вопрос: почему вращение Земли вокруг своей оси приводит к опусканию воздушных масс вблизи конских широт? Почему конские широты оказываются областями повышенного приповерхностного давления?

3.3.3. Учет вращения Земли: циркумполярные ветры, пассаты и антипассаты, западные ветры, полярные восточные ветры. Чтобы ответить на поставленные вопросы, надо рассмотреть *второе усложнение*, которое вносит вращение Земли в картину воздушных потоков в атмосфере. Оно состоит в том, что эти потоки как вблизи поверхности, так и в верхней тропосфере распространяются отнюдь не в меридиональных плоскостях (линии тока, изображенные на рис. 3.4, б и в, не соответствуют действительности). Общее правило таково: *в Северном полушарии все ветры, удаляющиеся от экватора, заворачивают к востоку, а ветры, приближающиеся к экватору, заворачивают к западу; в Южном полушарии наблюдается симметричная картина.* Это правило можно выразить проще: *в Северном полушарии все ветры, распространяющиеся не вдоль параллели, отклоняются вправо, а в Южном полушарии — влево.* Это правило (будем называть его *правилом отклонения*) не противоречит основному положению, согласно которому воздушные массы перемещаются из области повышенного давления в область пониженного давления. Просто во время перемещения воздушные массы отклоняются вправо в Северном полушарии и влево в Южном. Важно, однако, чтобы область пониженного давления *не была достаточно сильно локализована* (это будет важно при рассмотрении обычных и тропических циклонов, см. разд. 3.4 и 3.5).

Связь правила отклонения с вращением Земли нетрудно объяснить. Предварительно заметим, что благодаря вращению Земли точки на экваторе движутся в направлении с запада на восток со скоростью, равной $40\,000 \text{ км} : 24 \text{ часа} = 1670 \text{ км/ч}$. Точки на 30-й параллели движутся в том же направлении, но их скорость меньше, она равна 1450 км/ч . А скорость движения точек на 60-й параллели

еще меньше — 830 км/ч. Теперь представим себе, что некая масса воздуха, находившаяся на параллели 30° с. ш. и имевшая скорость 1450 км/ч, перескочила на экватор, где точки движутся со скоростью 1670 км/ч. Ясно, что эта масса окажется отброшенной *назад* по отношению к направлению движения точек экватора, т. е. отброшенной *на запад*. А если бы масса воздуха перескочила с 30° с. ш. на 60° с. ш., где скорость всего 830 км/ч, то в этом случае она оказалась бы отброшенной *вперед* по направлению движения точек параллели, т. е. *на восток*.

При постепенном перемещении воздушных масс от 30° с. ш. к экватору они будут все время *отставать* от точек, движущихся по своим параллелям; это отставание выразится в том, что, приближаясь к экватору, воздушные массы будут *заворачивать к западу*, т. е. *отклоняться вправо*. Если же воздушные массы перемещаются от 30° с. ш. к полюсу, то они будут все время *обгонять* точки, движущиеся по своим параллелям. Это приведет к тому, что, удаляясь от экватора, воздушные массы будут *заворачивать к востоку*, т. е. опять будут *отклоняться вправо*. Все это касалось перемещений в Северном полушарии. С помощью аналогичных рассуждений можно получить, что в Южном полушарии воздушные массы, приближаясь к экватору или удаляясь от него, будут *отклоняться влево*.

Воспользовавшись правилом отклонения, можно объяснить, почему происходит опускание к поверхности воздушных масс вблизи конских широт (и тем самым объяснить существование ячеек Хэдли). Обратимся к рис. 3.5, б. На нем показаны глобальные ветры верхней тропосферы. В северном полушарии они отклоняются вправо, а в Южном — влево. Начнем с рассмотрения ветров, называемых *антипассатами*.

Антипассаты зарождаются над экватором. Поднявшись благодаря конвекции над экваториальной областью, воздушные массы начинают растекаться в верхней тропосфере частью к северу, а частью к югу, формируя тем самым антипассаты. Антипассаты Северного полушария, удаляясь от экватора, отклоняются к востоку и на широтах около 30° *принимают направление с запада на восток строго вдоль параллели*. На этом их удаление от экватора прекращается. На данных широтах воздушные потоки сливаются в единый воздушный поток, опоясывающий земной шар — *циркумполярный ветер Северного полушария* («циркумполярный» означает «окружающий полюс» или «движущийся вокруг полюса»). Скорость этого ветра в его центральной части достигает 50 м/с. Он циркулирует непосредственно над конскими широтами на высоте 8–10 км.

В Южном полушарии антипассаты, удаляясь от экватора, также отклоняются к востоку и около 30° ю. ш. принимают

направление с запада на восток строго вдоль параллели. Сливаясь, воздушные потоки образуют на данных широтах *циркумполярный ветер Южного полушария*. Он аналогичен циркумполярному ветру Северного полушария и циркулирует, как и тот, в направлении с запада на восток. Итак, над конскими широтами в обоих полушариях циркулируют вокруг земной оси два воздушных потока. Они охлаждены (напомним, что температура воздуха в тропосфере на высоте 10 км равна примерно 200 К, т. е. $-70\text{ }^{\circ}\text{C}$ — см. рис. 1.13) и к тому же непрерывно подпитываются антипассатами. Поэтому воздух в циркумполярных потоках оказывается довольно плотным и *опускается к земной поверхности*.

Это опускание воздушных масс как раз и обеспечивает повышенное приповерхностное атмосферное давление в поясах вблизи широты 30° в Северном и Южном полушариях. В результате возникают приповерхностные ветры, дующие от конских широт (от тропиков) как к экватору (*северо-восточные* и *юго-восточные пассаты*), так и от экватора (*западные ветры*) — см. рис. 3.5, в, на котором представлена вся картина глобальных ветров у поверхности Земли.

Западные ветры являются элементами ячеек Феррела. Циркуляцию воздушных масс в этих ячейках поддерживает не только высокое приповерхностное давление вблизи тропиков, но и низкое давление вблизи полярных кругов (в поясах вблизи широт 60° в Северном и Южном полушариях). Как и экваториальное низкое давление, последнее обусловлено конвекцией. В Южном полушарии западный ветер у поверхности океана разгоняется до скорости 25–30 м/с. Недаром эту область широт моряки издавна называли «ревущими сороковыми». В Северном полушарии западный ветер не может проявить себя столь сильно — мешают материки.

Поднявшись в верхнюю тропосферу над широтами вблизи 60° в Северном и Южном полушариях, воздушные массы растекаются частью к полярным кругам (замыкаем тем самым ячейки Феррела), а частью к полюсам (начиная формировать полярные ячейки) — см. рис. 3.5, б. Вблизи полюсов воздух опускается к поверхности и создает приповерхностные *полярные восточные ветры* — см. рис. 3.5, в.

Представленная на рис. 3.5 общая картина воздушных потоков в тропосфере не учитывала, однако, еще одного достаточно важного фактора, который вносит в картину дополнительные поправки. Она не учитывала того, как расположены на земной поверхности материки и океаны. Рассмотренная нами общая картина в большей

степени годится для Южного полушария, нежели для Северного. Суша в основном находится в Северном полушарии, поэтому картина ветров в этом полушарии дополнительно усложняется. Одним из таких усложнений являются муссоны, о которых мы говорили в п. 3.2.5. Зимние северо-восточные муссоны на полуостровах Индостан, Индокитай, Сомали совпадают с северо-восточными пассатами, тогда как летние южные и юго-восточные муссоны с Индийского океана не просто подавляют юго-восточные пассаты, но достигают штормовой силы.

3.3.4. Сила Кориолиса на вращающейся Земле. Вращающийся вокруг своей оси земной шар представляет собой *неинерциальную* систему отсчета. При рассмотрении тех или иных явлений в этой системе необходимо принимать во внимание *силы инерции*. На тела, находящиеся на Земле (в том числе на воздушные массы атмосферы), действуют две такие силы — *центробежная сила инерции* и так называемая *сила Кориолиса*. Центробежная сила стремится сбросить в космос атмосферную оболочку планеты; ей успешно противостоит сила земного притяжения. Поэтому ограничимся рассмотрением силы Кориолиса. Она названа в честь открывшего и объяснившего ее в первой половине XIX столетия французского ученого *Гюстава Кориолиса*.

Читатель, при желании, может легко испытать на себе действие силы Кориолиса, воспользовавшись известным аттракционом «карусель». Человек, сидящий на карусели, хорошо ощущает действие центробежной силы, стремящейся выбросить его наружу (для того, собственно говоря, и устроен данный аттракцион). Но попробуем в нарушение правил встать на вращающейся карусели и *пройтись по ее полу*. Оказывается, это нелегко сделать. Появляется сила, которая старается *повалить нас на бок*. И, чтобы не упасть, мы будем вынуждены идти, «переплетая ноги». Это и есть сила Кориолиса. Как и в случае с центробежной силой, за ней не скрываются какие-либо взаимодействия тел; однако ускорение, сообщаемое ею нашему телу, совершенно реально.

Центробежная сила зависит от угловой скорости вращающейся системы отсчета и расстояния от тела до центра вращения. На силу Кориолиса не влияет положение тела во вращающейся системе, но она *зависит от скорости тела относительно этой системы*. Приведем без вывода выражение для силы Кориолиса \vec{F}_K , действующей на тело массы m , которое движется со скоростью \vec{v} относительно системы отсчета, вращающейся с угловой скоростью $\vec{\omega}$:

$$\vec{F}_K = 2m(\vec{v} \times \vec{\omega}). \quad (3.2)$$

Напомним, что $\vec{v} \times \vec{\omega}$ — *векторное произведение* вектора \vec{v} на вектор $\vec{\omega}$. Вектор $\vec{\omega}$ направлен по оси вращения системы в соответствии с правилом правого винта.

Так как вектор, представляющий собой векторное произведение двух векторов, ориентирован перпендикулярно плоскости сомножителей, из (3.2) следует, что *направление силы Кориолиса перпендикулярно как вектору скорости тела во вращающейся системе, так и оси вращения системы*. Векторы \vec{v} , $\vec{\omega}$ и $\vec{v} \times \vec{\omega}$ показаны на рис. 3.6, где через S обозначена плоскость векторов \vec{v} и $\vec{\omega}$, а β — меньший из углов между этими векторами. Вектор $\vec{v} \times \vec{\omega}$ перпендикулярен плоскости S . Его направление определяется следующим образом: надо мысленно приближать первый вектор-сомножитель ко второму, уменьшая угол между ними, и выбрать то направление, в сторону которого будет перемещаться при этом ось правого винта. Модуль вектора $\vec{v} \times \vec{\omega}$ равен $v\omega \sin \beta$. Если $\vec{v} \perp \vec{\omega}$, то $\beta = \pi/2$; в этом случае $|\vec{v} \times \vec{\omega}| = v\omega$. Если векторы \vec{v} и $\vec{\omega}$ параллельны или антипараллельны, то $\beta = 0$ или $\beta = \pi$; в этом случае $|\vec{v} \times \vec{\omega}| = 0$.

Покажем, что правило отклонения является, по сути дела, проявлением действия на воздушную массу в тропосфере силы Кориолиса, обусловленной вращением Земли вокруг своей оси. В связи с этим обратимся к рис. 3.7, на котором схематически изображено Северное полушарие. Земля вращается с запада на восток, как показано стрелкой; легко сообразить, что вектор $\vec{\omega}$ ее угловой скорости должен быть направлен вертикально вверх. Предположим, что масса воздуха в точке A движется со скоростью \vec{v} по меридиану по направлению к Северному полюсу. На эту массу будет действовать сила Кориолиса \vec{F}_K , направление которой определяется соотношением (3.2). Сила \vec{F}_K показана на рис. 3.7. Легко видеть,

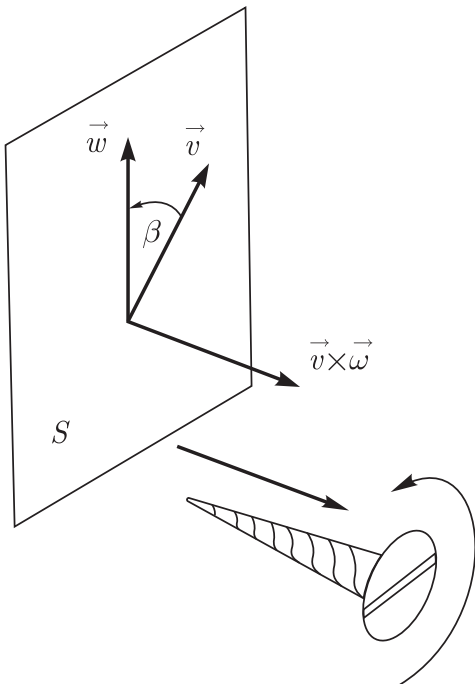


Рис. 3.6

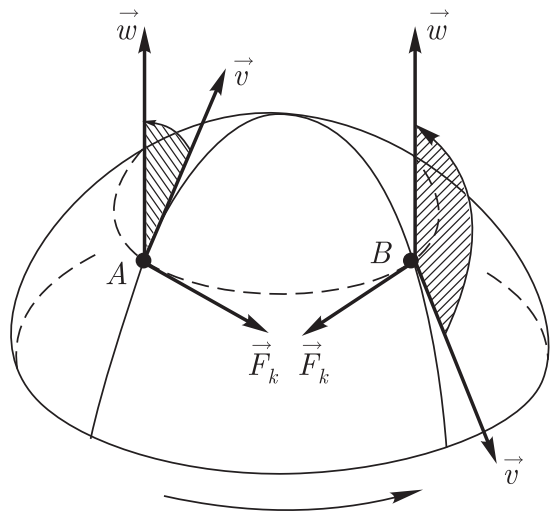


Рис. 3.7

что она стремится отклонить движущуюся массу воздуха *вправо*. Налицо соответствие с правилом отклонения. Это соответствие также обнаруживается, если рассмотреть массу воздуха в точке *B*, движущуюся по меридиану к экватору.

Учтя действие силы Кориолиса на водные массы рек, российский ученый *Карл Максимович Бэр* в 1857 г. сформулировал закон, согласно которому реки, текущие в меридиальном направлении (с севера на юг или с юга на север) подмывают в *Северном* полушарии *правый берег*, а в *Южном* — *левый*. Так как сила Кориолиса пропорциональна движущейся массе, *закон Бэра* заметно проявляется лишь в долинах крупных рек. Его хорошо подтверждает строение берегов Днепра, Дона, Волги, Оби, Иртыша, Енисея, Лены.

Таким образом, оба закона — правило отклонения и закон Бэра — имеют *общее происхождение*. Они оба — *проявление действия силы Кориолиса на вращающейся Земле*: либо на воздушные массы в тропосфере (правило отклонения), либо на водные речные массы (закон Бэра). Сила Кориолиса отклоняет воздушные и водные массы *вправо* в Северном полушарии; она же отклоняет воздушные и водные массы *влево* в Южном полушарии.

3.3.5. Пассаты, западные ветры и поверхностные течения океанов. Мировой океан находится в непрерывном движении. Основная причина — беспокойная атмосфера Земли. Воздушные потоки тропосферы вызывают волнения в морях и океанах. Эти волнения отнюдь не ограничиваются морскими ветровыми волнами. Как в приповерхностных, так и в глубинных «этажах» Мирового океана наблюдаются мощные перемещения водных масс, которые называют *морскими течениями*, хотя, наверное, правильнее было бы назвать их *океаническими течениями*.

Различают поверхностные и глубоководные морские течения. *Поверхностные течения* распространяются вдоль поверхности морей и океанов, проникая в глубину от сотен метров до одного-двух километров. *Глубоководные течения* наблюдаются на сравнительно больших глубинах; они связаны с подъемом и опусканием водных масс, а также с их движением вдоль поверхности дна океанов.

На рис. 3.8 представлена карта поверхностных морских течений. Сплошными стрелками показаны холодные течения, а штриховыми — теплые. Поверхностные морские течения — это весьма мощные водные потоки длиной в тысячи километров, шириной в сотни километров, глубиной, как уже отмечалось, до одного-двух километров.

Одно из наиболее известных и хорошо изученных морских течений — *Гольфстрим*. Оно имеет длину около 10 000 км; начинается

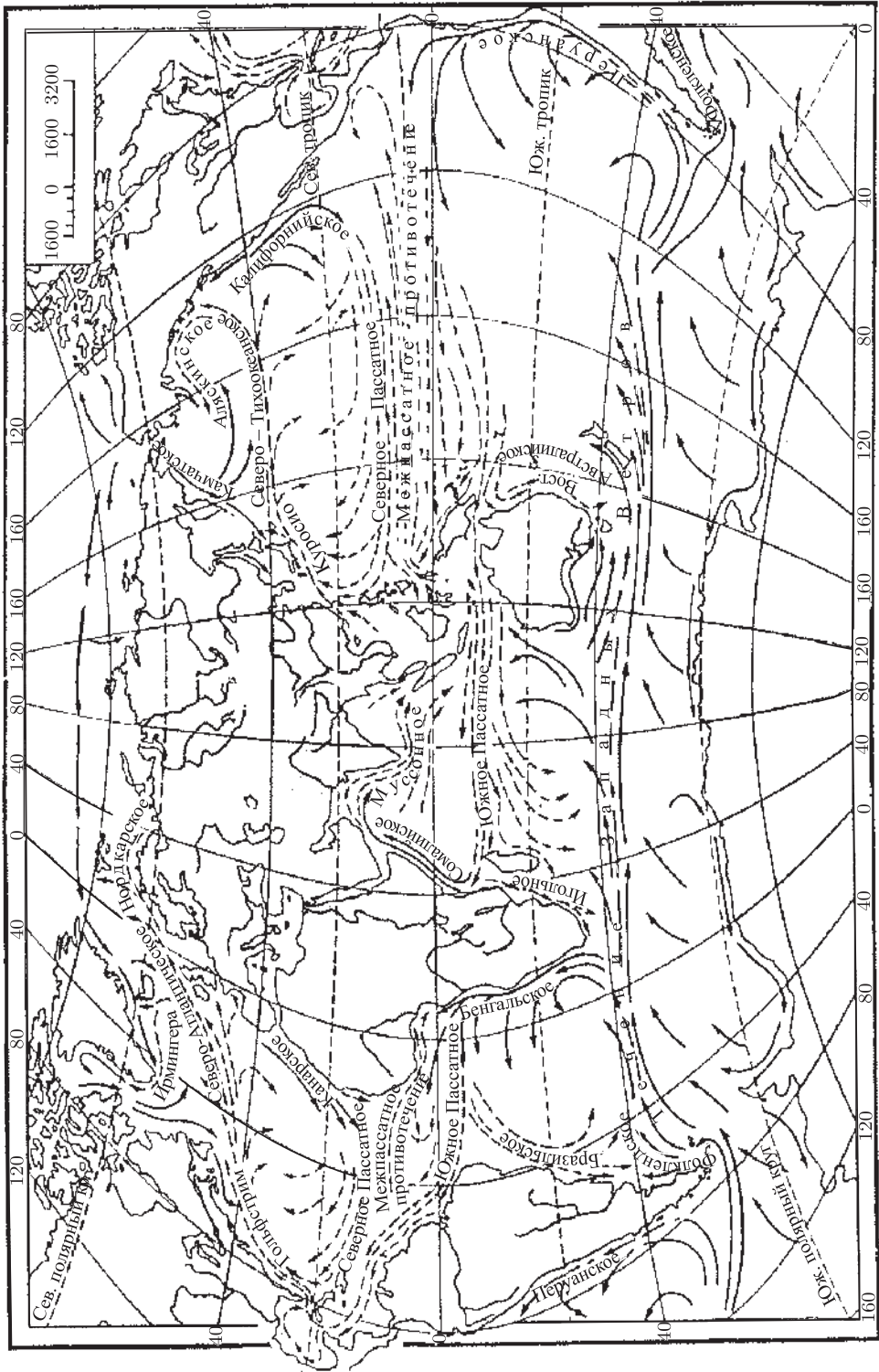


Рис. 3.8

вблизи полуострова Флорида, движется на северо-восток и выходит к островам Шпицберген. К востоку от 30° з. д. Гольфстрим называют также Северо-Атлантическим течением. У полуострова Флорида течение особенно быстрое (скорость до 10 м/ч), особенно теплое (температура воды у поверхности $25\text{--}28^{\circ}\text{C}$) и особенно полноводное (расход воды в 20 раз больше, чем всех рек Земли вместе взятых). Расход воды — это величина, измеряемая объемом воды, проходящим в единицу времени через поперечное сечение потока. У Гольфстрима он составляет во Флоридском проливе 25 миллионов тонн воды. Вблизи Исландии скорость Гольфстрима заметно меньше (4–5 км/ч) и температура ниже ($10\text{--}20^{\circ}\text{C}$).

Структура поверхностных морских течений земного шара определяется тремя основными факторами: *системой глобальных приповерхностных ветров* (см. рис. 3.5, в), *расположением материков* и *вращением Земли вокруг своей оси*. Все эти факторы принципиально важны. Особо отметим роль глобальных ветров. Именно они, передавая часть своей энергии водным массам, *порождают* поверхностные морские течения, приводят в движение огромные массы воды. Морские течения порождаются пассатами и западными ветрами. Сравнивая приведенную на рис. 3.8 карту морских течений с направлением постоянных ветров на рис. 3.5, в, нетрудно сообразить, что Гольфстрим и Северо-Атлантическое течения, а также течение Куроисио обязаны своим происхождением западным ветрам Северного полушария. Легко видеть, что Течение Западных Ветров вызывается западными ветрами Южного полушария. Северные Пассатные течения и Южные Пассатные течения говорят сами за себя. Вдоль северного побережья Евразии с востока на запад распространяется течение, вызванное полярными восточными ветрами Северного полушария; оно ответственно за дрейф льдов в Северном Ледовитом океане в направлении от Восточно-Сибирского моря к Гренландии.

Конечно, глобальным ветрам в некоторой степени мешают проявить себя материки. Они вынуждают морские течения поворачивать. Обратим внимание на то, что в Северном полушарии течения обнаруживают тенденцию поворачивать *вправо* (если смотреть по ходу течения), а в Южном полушарии — *влево*. Это результат влияния вращения Земли, т. е. проявление действия *силы Кориолиса*.

В результате совместного действия трех отмеченных факторов формируется несколько *больших циклов* поверхностных морских течений. В Северном полушарии они циркулируют *по часовой стрелке*. Это следующие три цикла (см. карту на рис. 3.8):

- в Атлантическом океане: *Гольфстрим, Северо-Атлантическое, Северное Пассатное*;
- в Тихом океане: *Курисио, Северо-Тихоокеанское, Калифорнийское, Северное Пассатное*;
- в Индийском океане: *Сомалийское, Муссонное, Южное Пассатное*.

В Южном полушарии морские течения циркулируют в направлении *против часовой стрелки*. Здесь также можно выделить три цикла:

- в Атлантическом океане: *Бразильское, Течение Западных Ветров, Бенгальское, Южное Пассатное*;
- в Тихом океане: *Восточное Австралийское, Течение Западных Ветров, Перуанское (Гумбольдта), Южное Пассатное*;
- в Индийском океане: *Игольное, Течение Западных Ветров, Южное Пассатное*.

§ 3.4. Циклоническая деятельность

Циклонической деятельностью называют постоянное возникновение, развитие и перемещение в тропосфере умеренных и высоких широт крупномасштабных атмосферных возмущений с пониженным и повышенным приповерхностным давлением — *циклонов и антициклонов*.

3.4.1. Циклон. Циклон — область *пониженного* приповерхностного атмосферного давления, принимающего наименьшее значение в *центре циклона (зоне депрессии)*. Размеры области, занятой циклоном, могут достигать в поперечнике двух-трех тысяч километров. Давление в зоне депрессии (его называют *глубиной циклона*) в начале развития циклона составляет около 1000 гПа (гПа — гектопаскаль; 1 гПа = 100 Па = 1 мбар), что всего лишь на 5–10 гПа ниже давления на периферии циклона. На первом этапе существования циклон углубляется — давление в зоне депрессии падает. Многие циклоны углубляются не более чем до 980–990 гПа, но в отдельных глубоких циклонах давление в центре на уровне моря снижается до 950 гПа и даже 940 гПа.

Воздушные массы в циклоне устремляются к его центру, поскольку там находится зона пониженного давления; вблизи земной поверхности возникают ветры, *дующие от периферии циклона к центру*. Но линии тока имеют вид не прямых линий, а *заворачивающихся*. В Северном полушарии они заворачиваются *против часовой стрелки*, а в Южном — *по часовой стрелке*.

Слово «циклон» происходит от греческого *kyklōs*, означающего «кружащийся», а также «кольцо змеи».

Достигнув зоны депрессии, воздушные потоки в циклоне *устремляются вверх* от поверхности Земли, поднимаясь в верхнюю тропосферу. Заметим, что ничего иного им и не остается: не могут же они все время накапливаться в зоне депрессии. Подъем воздушных масс приводит, естественно, к *образованию мощной облачности* и *интенсивным осадкам*. Для циклонов характерна пасмурная погода с сильными ветрами и обложными дождями. Известно, что падение атмосферного давления — верный признак того, что вскоре погода испортится.

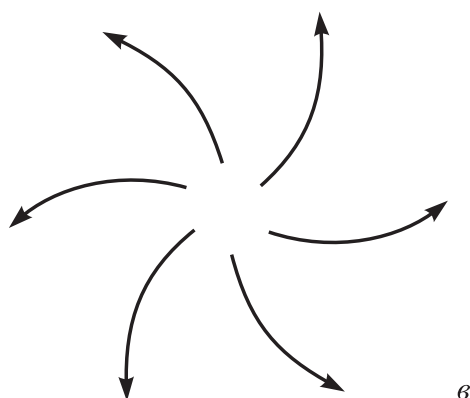
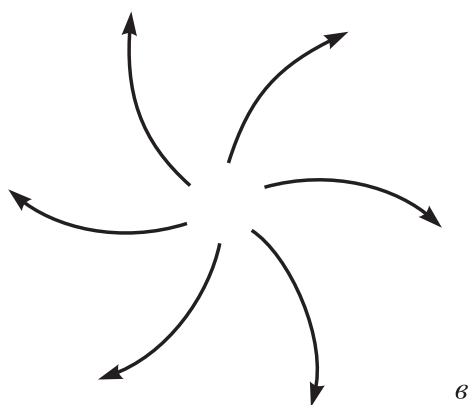
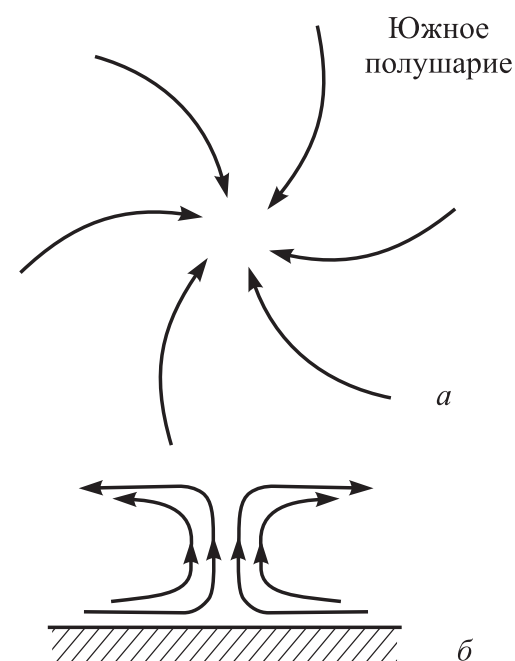
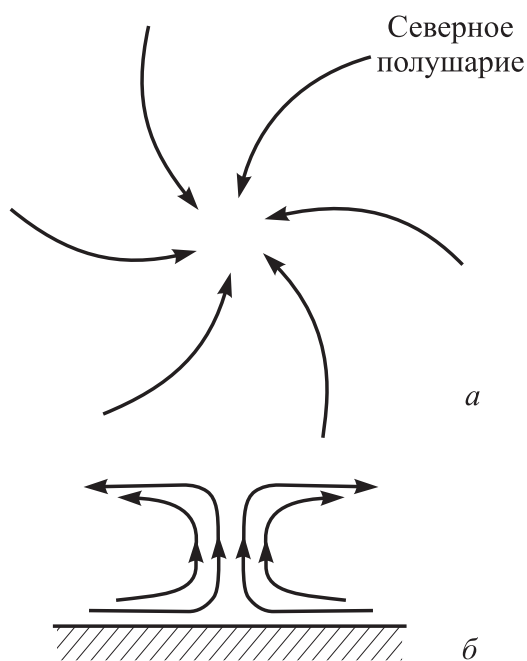


Рис. 3.9

Рис. 3.10

Рисунок 3.9 дает представление о том, как перемещаются воздушные массы в циклоне в *Северном полушарии*. Картину

циклона в *Южном полушарии* иллюстрирует рис. 3.10. Позиция *а* на обоих рисунках представляет направление ветров, приближающихся к центру циклона вблизи земной поверхности. Видно, что в Северном полушарии эти ветры закручиваются против часовой стрелки, а в Южном полушарии — по часовой стрелке. На позиции *б* дана картина ветров в вертикальном разрезе — воздушные массы поднимаются вверх. На позиции *в* представлено направление ветров, расходящихся от центра циклона в верхней тропосфере (направление высотных ветров). Видно, что в Северном полушарии высотные ветры расходятся от центра циклона, заворачиваясь по часовой стрелке, а в Южном полушарии они заворачиваются против часовой стрелки.

Каждый циклон — система недолговечная. Он существует в течение нескольких суток (как правило, не более недели), в течение которых глубина циклона постепенно уменьшается, и он затухает. За время существования циклона зона депрессии перемещается вдоль поверхности со средней скоростью около 10 м/с в направлении, близком к направлению приповерхностных глобальных ветров. В каждом полушарии на широтах между тропиками и полярными кругами это направление с запада на восток (направление *западных ветров*). Скорость ветра внутри циклона больше скорости перемещения самого циклона как целого. В глубоких циклонах, особенно в Южном полушарии, она может достигать штормовых значений 20–30 м/с, а отдельные порывы ветра могут иметь скорости до 50–60 м/с.

Читатель. Я нахожусь в замешательстве. Если приповерхностные ветры в циклоне в Северном полушарии закручиваются *против часовой стрелки*, то получается, что при своем движении к центру циклона воздушные массы *отклоняются влево*. Однако ранее отмечалось, что благодаря вращению Земли вокруг своей оси воздушные массы должны при своем движении отклоняться *вправо*. Отмечалось также, что причиной такого отклонения является сила Кориолиса. Соответственно, в Южном полушарии приповерхностные ветры в циклоне должны были, казалось бы, закручиваться не по часовой стрелке, а в обратном направлении, диктуемом силой Кориолиса. Возникает вопрос: почему движение приповерхностных ветров в циклонах не подчиняется *правилу отклонения*, о котором мы говорили в разд. 3.3?

Автор. Вы правильно заметили, что движение приповерхностных ветров в циклонах не подчиняется известному правилу отклонения и, более того, прямо противоречит ему. Напомню оговорку, сделанную в п. 3.3.3 при формулировании этого правила: «важно, чтобы область пониженного давления не была достаточно сильно локализована». Но в случае с циклоном она как раз

локализована — это зона депрессии, центр циклона. Перемещающиеся внутри циклона воздушные массы, конечно, находятся под действием силы Кориолиса, стремящейся отклонить их в Северном полушарии вправо. Однако более сильным оказывается различие давлений. *Стремясь попасть в зону пониженного давления в центре циклона*, воздушные массы двинутся заворачиваясь к ней, а потом отклоняются в Северном направлении *не вправо, а влево*, что и соответствует закручиванию в направлении против часовой стрелки.

Читатель. А почему они *закручиваются*? Что им мешает устремиться к центру циклона напрямик?

Автор. Напрямик не получается. Мешает вращение Земли вокруг оси.

Читатель. То самое вращение, которое порождает силу Кориолиса?

Автор. То самое. Просто в данном случае сила Кориолиса не играет решающей роли. Обратимся к рис. 3.11. Предположим, что на некоторой параллели к северу от экватора (1 на рисунке) возникла зона депрессии. Тут же появляются силы, *стремящиеся направить окружающие воздушные массы в эту зону*. На рис. 3.11,а заштрихованы две массы воздуха (севернее и южнее зоны депрессии); первая на параллели 2, вторая на параллели 3. И вот обе массы устремляются к зоне депрессии. Они бы двигались напрямик, *если бы земной шар не вращался вокруг своей оси*. Но он вращается; при этом окружная скорость на параллели 1 оказывается больше, чем на параллели 2, но меньше, чем на параллели 3. Двигаясь вместе с Землей, зона депрессии смещается за некоторое время на расстояние L к востоку (см. рис. 3.11,б). За это время стремящаяся к зоне депрессии северная масса *не успевает* сместиться к востоку на расстояние L и вынуждена *заворачивать к востоку*, тогда как южная масса, напротив, *опережает* зону депрессии в своем смещении к востоку и вынуждена *заворачивать к западу*. Вот и получается, что, стремясь к зоне депрессии, воздушные массы в Северном полушарии вынуждены циркулировать в направлении против часовой стрелки.

Читатель. Значит, тот факт, что в Северном полушарии воздушные массы в циклоне вблизи земной поверхности заворачиваются против часовой

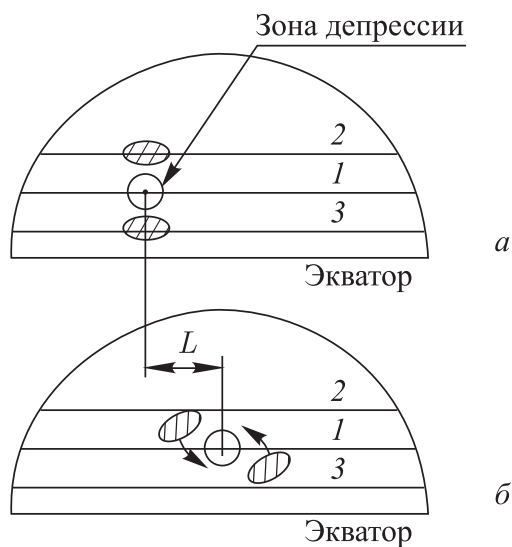


Рис. 3.11

стрелки, обусловлен не тем, что благодаря вращению Земли на эти массы действует сила Кориолиса, а тем, что благодаря тому же вращению Земли зона депрессии циклона движется на восток со скоростью, которая больше окружной скорости на более высоких параллелях, но меньше окружной скорости на более низких параллелях? Образно говоря, воздушные массы в циклоне были бы рады подчиниться требованиям силы Кориолиса, но им важнее попасть в зону депрессии.

Автор. Неплохо сказано. В связи с этим хотелось бы обратить внимание на встречающиеся в литературе некорректные утверждения о том, что «направление вращения циклонов объясняется закручивающим действием силы Кориолиса».

Читатель. А вот направление закручивания *высотных* ветров в циклонах как раз согласуется с правилом отклонения, связанным с силой Кориолиса.

Автор. И это совершенно понятно. Ведь в верхней тропосфере воздушные массы *расходятся от центра циклона в разные стороны*. На этих высотах давление *езде* несколько меньше, чем в центре. Там ничто не мешает проявиться силе Кориолиса.

3.4.2. Антициклон. *Антициклон* — область *повышенного* приповерхностного давления, принимающего наибольшее значение в *центре антициклона*. Давление в центре антициклона на уровне моря достигает 1025–1040 гПа, а в отдельных случаях (например, зимой в Азии) доходит до 1070 гПа. Как и циклон, антициклон представляет собой крупномасштабный вихрь; он может занимать область размерами в поперечнике до трех тысяч километров и более. Как и циклон, антициклон перемещается вдоль земной поверхности со скоростью около 10 м/с, придерживаясь направления глобальных приповерхностных ветров. Временами он оказывается в малоподвижном состоянии, зависая над какой-либо территорией более чем на неделю.

В соответствии с различием атмосферных давлений в центре и на периферии антициклона, *приповерхностные ветры растекаются от центра к периферии*, раскручиваясь в Северном полушарии в направлении *по часовой стрелке*, а в Южном полушарии *против часовой стрелки* — согласно известному *правилу отклонения* (напомним п. 3.3.3), т. е. под действием силы Кориолиса. *Высотные ветры*, напротив, *притекают от периферии к центру антициклона*. Они закручиваются в Северном полушарии в направлении *против часовой стрелки*, а в Южном — *по часовой стрелке*. Такое движение ветров не согласуется с правилом отклонения, что и следовало ожидать, если вспомнить диалог автора с читателем в п. 3.4.1. Притекающие к центру антициклона в верхней тропосфере воздушные массы

опускаются вниз, к земной поверхности, принося с собой, как правило, сухую малооблачную погоду. Всем известно: барометр падает (давление понижается) — жди плохой погоды с дождями, давление повышается — жди хорошей погоды. На рис. 3.12 представлена картина ветров для антициклона в Северном полушарии, а на рис. 3.13 — в Южном полушарии. На обоих рисунках: *а* — направление приповерхностных ветров, *б* — перемещение воздушных масс в вертикальном направлении, *в* — направление высотных ветров.

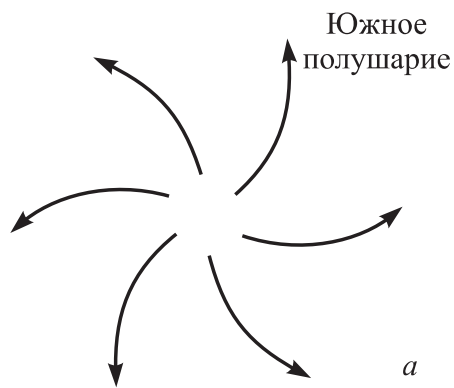
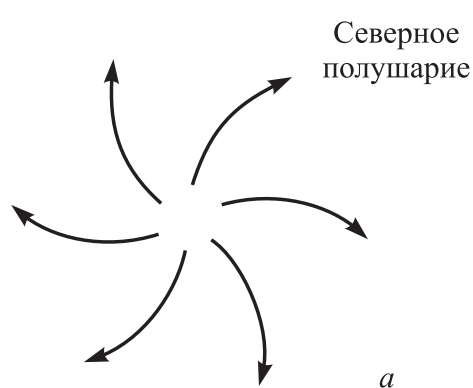


Рис. 3.12

Рис. 3.13

Среди особенно крупных антициклонов отметим зимний *Азиатский* антициклон над всей территорией Сибири и Китая, *Антарктический* над Антарктидой, *Арктический* антициклон над Северным Ледовитым океаном и Гренландией, зимний *Североамериканский* над США, Мексикой и половиной Канады.

Эти и ряд других больших антициклонов, а также циклонов будут показаны на картах (см. рис. 3.21).

3.4.3. Теплый и холодный атмосферные фронты.

Вследствие неодинакового нагрева воздуха разными участками земной поверхности формируются *теплые* и *холодные* воздушные массы. Перемещаясь вдоль поверхности, они могут приближаться друг к другу или удаляться. При сближении разнородных воздушных масс (например, сухой и холодной массы с влажной и теплой) образуется переходная область, иначе говоря, *фронтальная зона*. Ее можно представлять как поверхность, разделяющую две воздушные массы (так называемую *фронтальную поверхность*). Линию, по которой эта зона пересекается с земной поверхностью, называют *линией атмосферного фронта* или, проще, *атмосферным фронтом*.

Предположим, наступающий теплый воздух движется быстрее отступающего холодного. Масса теплого воздуха как бы наваливается (наезжает) на образуемый отступающим холодным воздухом клин, начинает *скользить вверх* по нему. Клин холодного воздуха отодвигается, и атмосферный фронт постепенно перемещается по земной поверхности в сторону холодного воздуха, принося с собой теплую погоду. Такой атмосферный фронт называют *теплым*.

На рис. 3.14 дан вертикальный разрез картины наступления теплой воздушной массы на клин холодной массы. Двойная линия — сечение фронтальной поверхности вертикальной плоскостью; точка *A* — положение теплого атмосферного фронта. Теплая масса воздуха движется на рисунке слева направо, натываясь на клин холодного воздуха, который отодвигается в том же направлении. Понятно, что точка *A* перемещается тоже слева направо. Заметим, что тангенс угла холодного клина (угла наклона фронтальной поверхности к земной) составляет всего лишь 0,005–0,01. На рис. 3.14 этот угол сильно преувеличен.

В случае теплого атмосферного фронта восходящее скольжение охватывает значительную массу теплого воздуха над фронтальной поверхностью, вследствие чего возникает мощная система облаков — перисто-слоистых, высоко-слоистых, слоисто-дождевых. Последние порождают обложные осадки. Сплошными линиями со стрелками на рис. 3.14 показано направление теплых воздушных потоков, а штриховыми — холодных.

Предположим теперь, что наступает холодный воздух, а теплый отступает. Масса холодного воздуха *поддвигается* под массу теплого воздуха и тем самым приподнимает ее. В этом

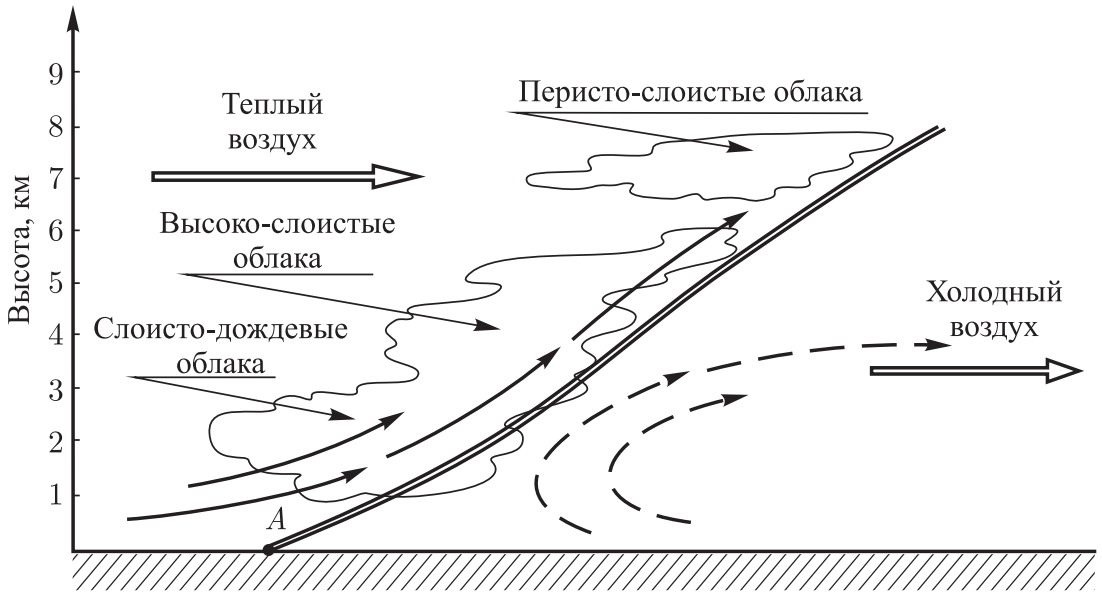


Рис. 3.14

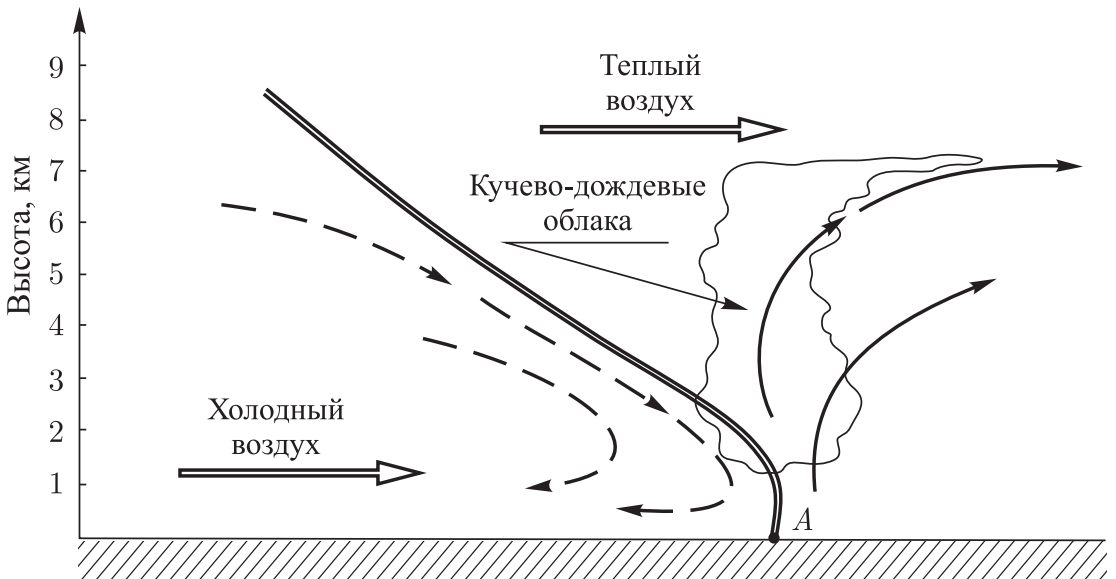


Рис. 3.15

случае мы имеем дело с *холодным атмосферным фронтом*. На рис. 3.15 дан вертикальный разрез картины движения холодных воздушных потоков (штриховые линии со стрелками) и теплых потоков (сплошные линии). Точка А — положение холодного атмосферного фронта; она перемещается по земной поверхности слева направо, в сторону теплого воздуха, принося с собой холодную погоду. Если в случае теплого фронта фронтальная поверхность образовала с земной поверхностью клин, то теперь вместо него наблюдается вал (до высоты ~ 2 км).

В случае холодного атмосферного фронта восходящее движение теплого воздуха ограничено более узкой зоной (чем при теплом фронте), сосредоточенной в основном непосредственно над линией фронта. Облака имеют здесь, как правило, характер кучево-дождевых с ливневыми осадками и грозами.

Атмосферные фронты постоянно возникают, перемещаются и затухают. Фронтальные поверхности могут подниматься вверх на несколько километров и даже достигать стратосферы. Линии фронтов могут иметь длину до нескольких тысяч километров.

3.4.4. Фронт окклюзии — место зарождения циклона.

Возникновение циклонов связано с образованием над участками земной поверхности зон депрессии, т. е. пониженного давления. В свою очередь, образование зоны депрессии во многих случаях обусловлено формированием так называемого *фронта окклюзии*. Этот фронт возникает при *смыкании (пересечении)* холодного и теплого атмосферных фронтов.

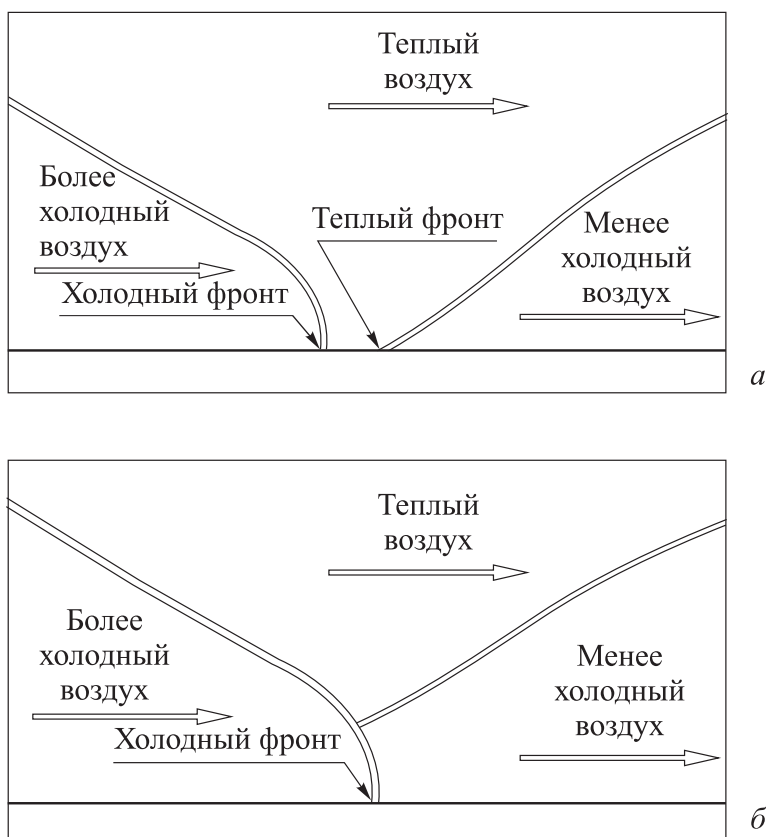


Рис. 3.16

Предположим, что холодный фронт приближается к теплову и происходит смыкание фронтов, обусловленное различием их скоростей. На рис. 3.16, *а* показаны в вертикальном разрезе

положения воздушных масс непосредственно перед смыканием фронтов, а на рис. 3.16, б — после смыкания, т. е. при возникновении фронта окклюзии. Видно, что в результате смыкания фронтов теплый воздух вытесняется вверх массами холодного воздуха. Существенно, что в месте смыкания холодного и тепло-го фронта понижается приповерхностное атмосферное давление и, как следствие, зарождается циклон.

На синоптических картах теплый и холодный фронты изображают линиями, показанными на рис. 3.17; стрелками обозначены направления перемещения фронтов, а штриховкой отмечена зона депрессии. Позиция *а* соответствует зарождающемуся циклону, а позиция *б* — развившемуся циклону.

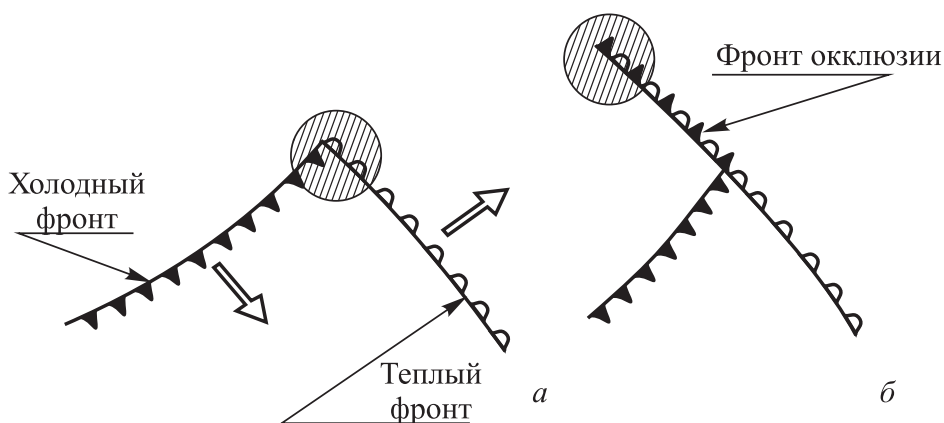


Рис. 3.17

Антициклоны возникают вне атмосферных фронтов. Опуская обсуждение механизма их возникновения, отметим, что как возникновение, так и развитие фронтов тесно связаны с возникновением и развитием циклонов. По сути дела, это *единый процесс*. В одном районе создается дефицит воздушной массы и давление понижается, а в соседнем появляется избыток воздушной массы и давление повышается.

Ежегодно на Земле рождаются, действуют и затухают многие сотни циклонов и антициклонов. Происходящие в них перемещения воздушных масс образуют в своей совокупности грандиозную систему циклонической деятельности земной атмосферы. Благодаря ей происходит постоянный *воздухообмен* между низкими и высокими широтами.

3.4.5. Рельеф местности и горизонтали на топографической карте. На время отвлечемся от обсуждения атмосферных процессов и напомним, как изображают рельеф местности с ее холмами и котловинами на топографических картах,

т. е. на плоскости. Рассмотрим систему декартовых координат и условимся связывать с плоскостью карты координатную плоскость xOy , а в качестве оси z будем рассматривать высоту h точки земной поверхности над уровнем моря. Величина h изменяется при переходе от одной точки плоскости xOy к другой, т. е. является функцией *двух* независимых переменных: $h(x, y)$. Такая функция может быть представлена геометрически в виде некоторой неплоской поверхности, «нависающей» над плоскостью xOy подобно тому, как функция одной переменной представляет собой некоторую линию, нависающую над осью x , — см. рис. 3.18, *а*. На этом рисунке представлен рельеф местности, включающий два холма, две котловины, а также гребень, ложбину и седловину. Седловина напоминает конское седло; если мысленно рассечь ее вертикальной плоскостью, параллельной плоскости xOz , то в сечении получится кривая с минимумом, а если рассечь плоскостью, параллельной плоскости yOz , то получится кривая с максимумом.

Как изобразить на *топографической карте* (т. е. в плоскости xOy) трехмерный объект, каким является поверхность, представляющая рельеф местности? Для этого поверхность мысленно рассекают плоскостями, параллельными плоскости xOy . Плоскости проводятся на различных высотах h . Получаются сечения в виде линий; их называют *горизонталями*. На рис. 3.18, *а* горизонтالي показаны такими, какими они выглядят на поверхности, представляющей рельеф местности. А на рис. 3.18, *б* даны *проекции* этих горизонталей на плоскость xOy , т. е. на плоскость карты; именно так выглядят горизонтали на топографической карте. Рисунок 3.18, *б* превратится в топографическую карту, если дополнить систему изображенных здесь горизонталей условными обозначениями рек, дорог, населенных пунктов, сельскохозяйственных угодий и т. д. Обратим внимание на то, что каждая горизонталь на карте *помечена числом*. Оно фиксирует высоту в метрах над уровнем моря, соответствующую данной горизонтали. Рассматривая на топографической карте систему горизонталей и учитывая их высоты, можно прочесть рельеф изображаемой на карте местности.

3.4.6. Барический рельеф и изобары на синоптической карте. Вернемся к обсуждению циклонической деятельности атмосферы. Напомним, что давление — *локальная* величина: следует говорить о давлении *в данной точке среды* (твёрдого тела, жидкости или газа). Это *степень сжатия среды* в данной точке (см. п. 1.2.2). В качестве среды рассматриваем сейчас

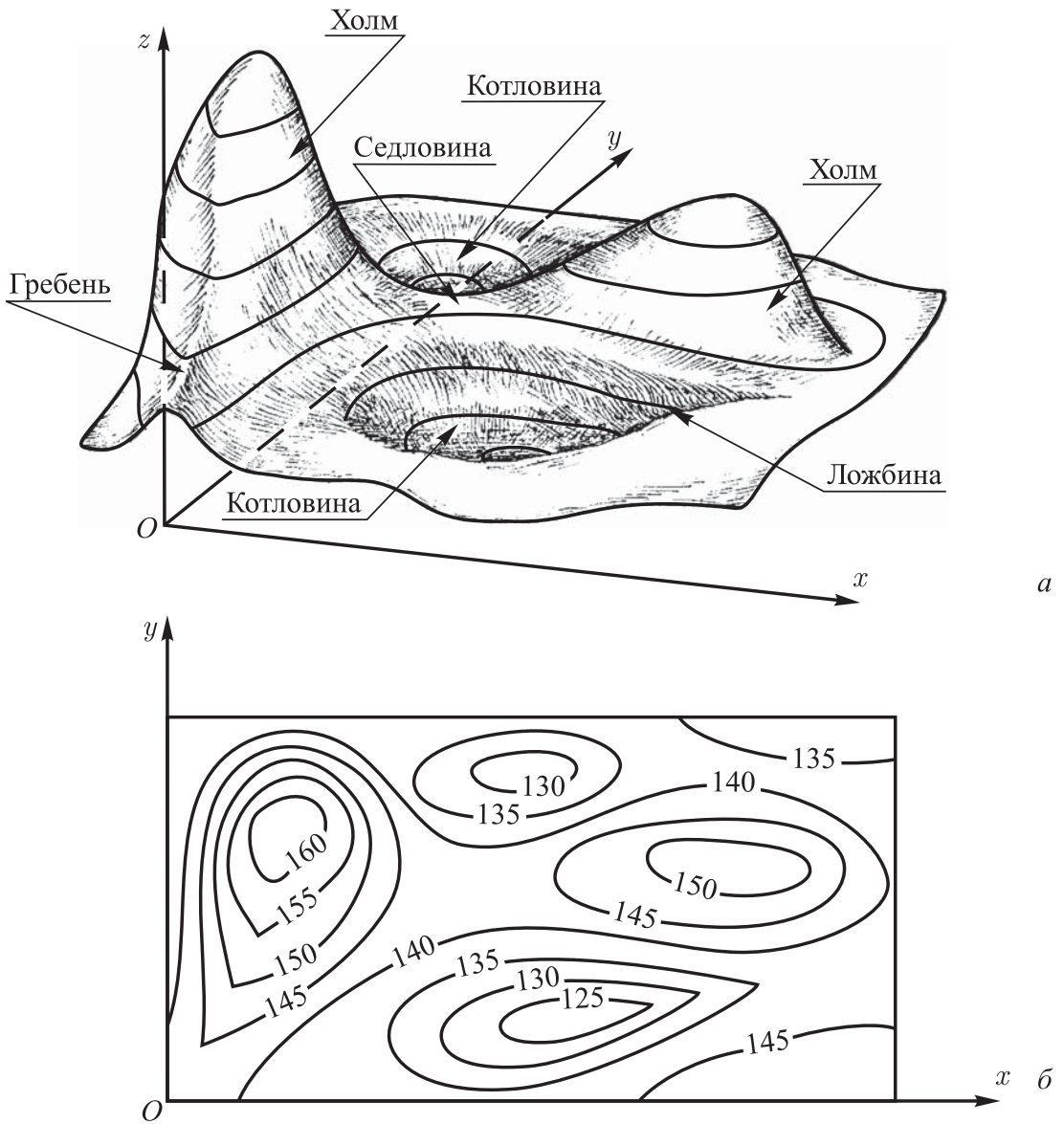


Рис. 3.18

атмосферный воздух. Каждая точка земной атмосферы характеризуется в выбранный момент времени определенным числом — значением давления, так что атмосфера представляет собой *скалярное поле* давлений. Его называют *барическим полем*. Это поле, конечно, не является стационарным. Никогда не прекращающиеся движения воздушных масс в атмосфере обуславливают изменения барического поля во времени.

Нас не будет интересовать здесь барическое поле во всем объеме земной атмосферы. Мы ограничимся рассмотрением барического поля (конкретно говоря, атмосферного давления) лишь в *приповерхностном* слое атмосферы. Для определенности будем иметь в виду атмосферное давление на уровне моря.

В общем случае барическое поле описывается зависимостью давления p в данный момент времени от *трех* независимых переменных — пространственных координат x, y, z . Иначе говоря, оно описывается некоторой функцией $p(x, y, z)$. Ограничившись рассмотрением атмосферного давления вблизи земной поверхности (на уровне моря), будем иметь дело с функцией не трех, а *двух* переменных; обозначим ее как $p(x, y)$. Эту функцию можно представить геометрически, подобно тому как представляют функцию $h(x, y)$, о которой шла речь в п. 3.4.5. Итак, описывающая приповерхностное атмосферное давление для разных точек (x, y) земной поверхности функция $p(x, y)$ представляет собой геометрически некоторую поверхность, нависающую над координатной плоскостью xOy ; она называется *барическим рельефом*.

В п. 3.4.5 обсуждался рельеф местности, определяемый некоторой функцией $h(x, y)$. Барический рельеф определяется некоторой функцией $p(x, y)$. Чтобы изобразить рельеф $h(x, y)$ на топографической карте, используют горизонтали — линии, получающиеся при пересечении рельефа $h(x, y)$ параллельными плоскостями, соответствующими разным значениям высоты h . Чтобы изобразить рельеф $p(x, y)$ на синоптической карте, используют *изобары* — линии пересечения рельефа $p(x, y)$ параллельными плоскостями, соответствующими разным значениям давления p . Горизонтали на топографической карте помечают числами, обозначающими высоту каждой горизонтали над уровнем моря. Изобарам на синоптической карте соответствуют числа, обозначающие давление для каждой изобары. Давление при изобарах выражают, как правило, в гектопаскалях (гПа) или в миллибарах (мбар).

При рассмотрении рельефа местности не интересуются изменениями приповерхностного атмосферного давления и не отражают их на топографических картах. При рассмотрении барического рельефа не интересуются изменениями высоты поверхности над уровнем моря и не отражают их на синоптических картах. Одним словом, рельеф местности и барический рельеф — это *разные функции одних и тех же пространственных координат*. Однако существует определенная *аналогия* между ними. Холмам и котловинам на рельефе местности можно поставить в соответствие антициклон и циклон на барическом рельефе. Сопоставление предполагает похожий вид функций $h(x, y)$ и $p(x, y)$ для холмов и антициклонов, а также для котловин и циклонов. Если на топографической карте холм — область, где местность повышается, то на синоптической карте антициклон — область, где повышается приповерхностное атмосферное давление.

Котловина — область, где местность понижается, циклон — область, где понижается атмосферное давление. Гребни, ложбины и седловины на синоптической карте аналогичны гребням, ложбинам и седловинам на топографической карте.

Итак, используя аналогию с рельефом местности, можно выделить пять элементов барического рельефа: *циклон*, *антициклон*, *ложбину*, *гребень*, *седловину*. Их принято называть *барическими системами*. Вид изобар на синоптической карте для разных типов барических систем приведен на рис. 3.19. Напомним, что давление для каждой изобары приводится в гектопаскалях (миллибарах).

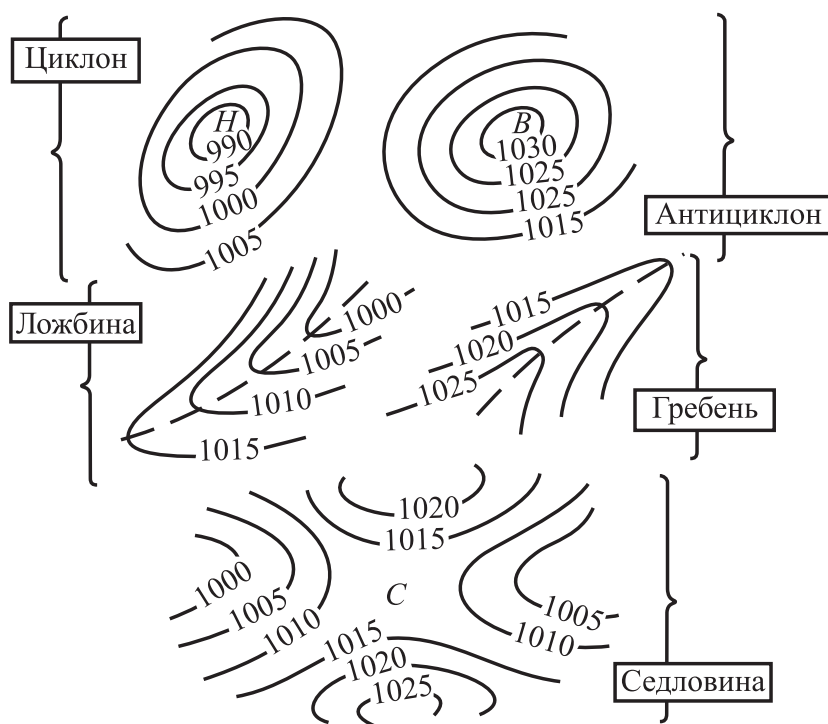


Рис. 3.19

Циклон и антициклон — барические системы с замкнутыми изобарами. Ложбина, гребень, седловина — барические системы с незамкнутыми изобарами. Ложбина — это полоса пониженного давления между двумя областями повышенного давления; обычно ложбина является вытянутой периферийной областью циклона. Центра у ложбины нет, но есть ось; она показана на рисунке штриховой линией. Гребень — полоса повышенного давления между двумя областями пониженного давления; часто гребень является вытянутой периферийной областью антициклона. Гребень имеет ось (см. штриховую линию). Седловина —

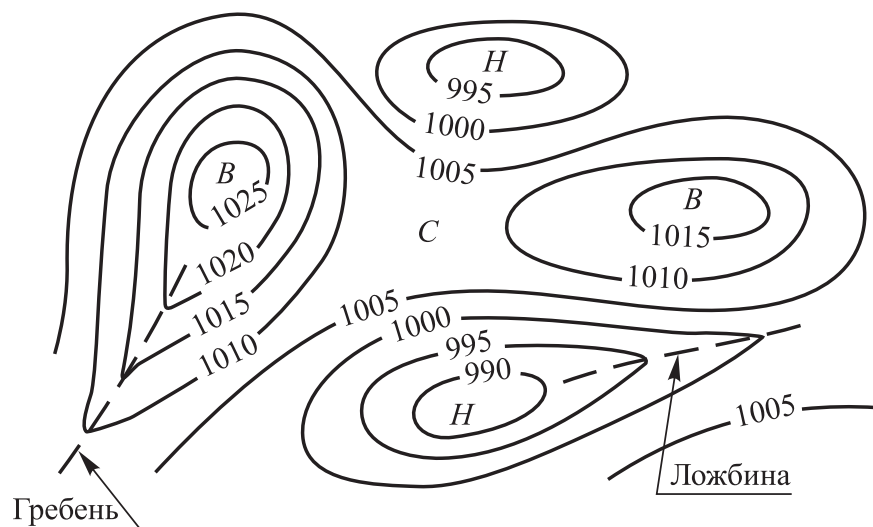


Рис. 3.20

область барического поля между двумя циклонами (или ложбинами) и двумя антициклонами (или гребнями), расположенными крест-накрест.

На рис. 3.20 показана для некоторого участка синоптической карты система изобар. Она весьма похожа на систему горизонталей на рис. 3.18,б. Это означает, что в данном случае барический рельеф оказывается аналогичным рельефу местности, представленному на рис. 3.18,а.

3.4.7. Синоптические карты для всей поверхности земного шара. Ранее отмечалось, что на топографическую карту наносят, кроме системы горизонталей, условные обозначения рек, дорог, населенных пунктов и т. д. На синоптическую карту наносят, кроме системы изобар, линии атмосферных фронтов и направления приповерхностных ветров. Но этим не исчерпывается принципиальное отличие синоптических карт от топографических. Система горизонталей на топографической карте практически *не изменяется со временем*. А вот система изобар на синоптической карте всегда относится к какому-то определенному моменту времени. *С течением времени она изменяется* — барическое поле нестационарно, поскольку воздушные массы находятся в постоянном движении.

На рис. 3.21 представлены две синоптические карты для всей поверхности земного шара. Одна получена в январе, а другая — в июле. На картах изображена система изобар и, кроме того, стрелками показаны преобладающие приповерхностные воздушные потоки. Отмечены наиболее крупные циклоны и антициклоны (в частности, антициклоны, упоминавшиеся в п. 3.4.2,

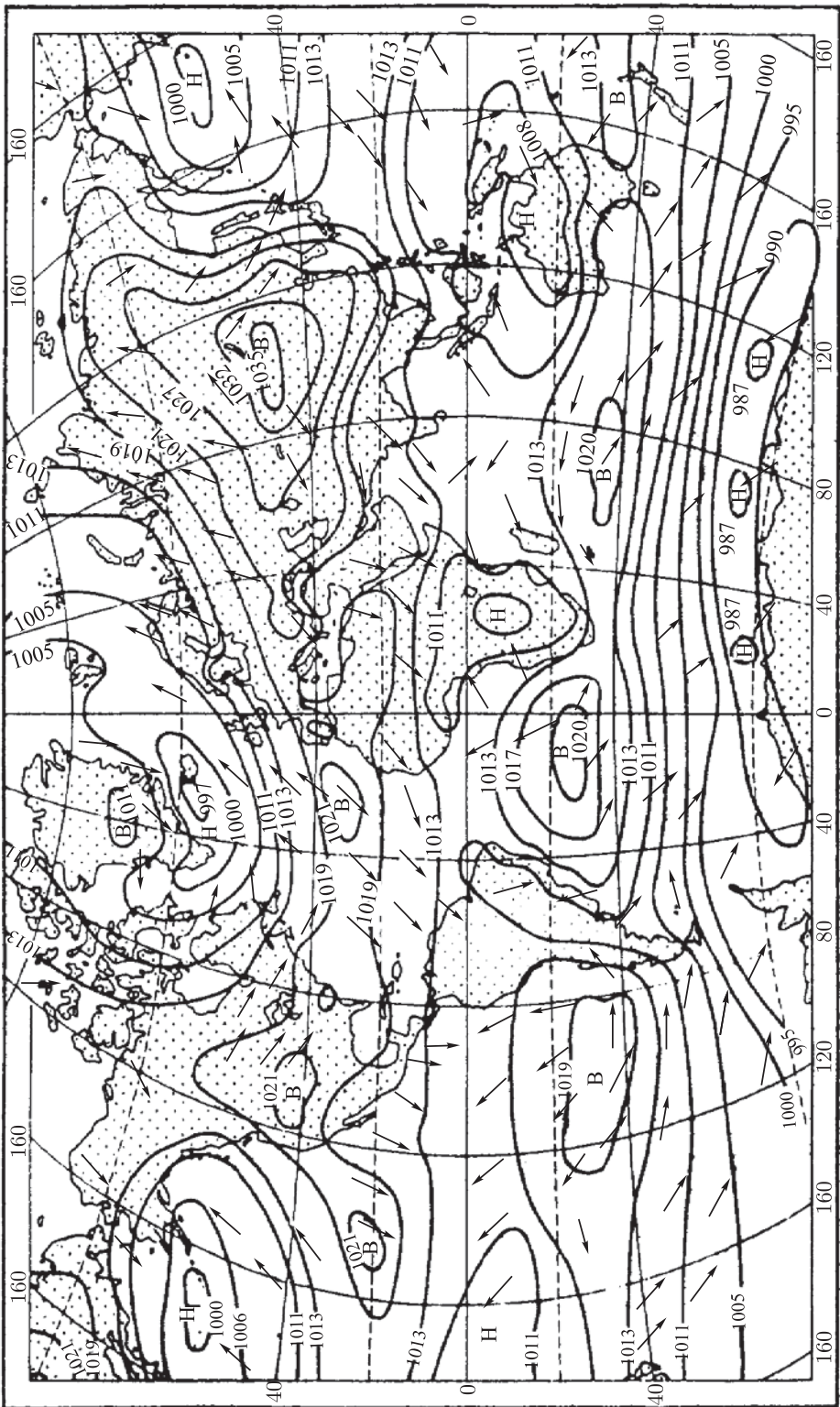
за исключением Антарктического и Арктического антициклонов, которые оказались за пределами данных карт). Обратим внимание, что январский циклон над островами Индонезии и северной части Австралии сменяется в июле антициклоном над всей территорией Австралии. Зимний (январский) Азиатский антициклон уступает летом место крупному циклону, центр которого находится в июле над Пакистаном.

В Южном полушарии как зимой, так и летом наблюдается цепочка антициклонов на широтах вблизи 30° ю. ш. (на конских широтах); эти широты соответствуют поясу повышенного приповерхностного давления, что согласуется с рис. 3.5, а. Южнее конских широт (вплоть до $\sim 60^\circ$ ю. ш.) приповерхностные ветры направлены в основном с северо-запада на юго-восток. Это *западные ветры*, показанные на рис. 3.5, в. Севернее конских широт (вплоть до экватора) ветры направлены в основном с юго-востока на северо-запад, т. е. представляют собой *юго-восточные пассаты*, показанные на рис. 3.5, в. Как видим, в Южном полушарии картина циклонической деятельности вполне согласуется с картиной общей циркуляции атмосферы. В Северном же полушарии подобное согласование наблюдается лишь над территориями Тихого и Атлантического океана, но отсутствует над территорией Евразийского континента. Циклоническая деятельность над сушей заметно искажает картину общей атмосферной циркуляции в Северном полушарии.

§ 3.5. Тропические циклоны (тайфуны и ураганы)

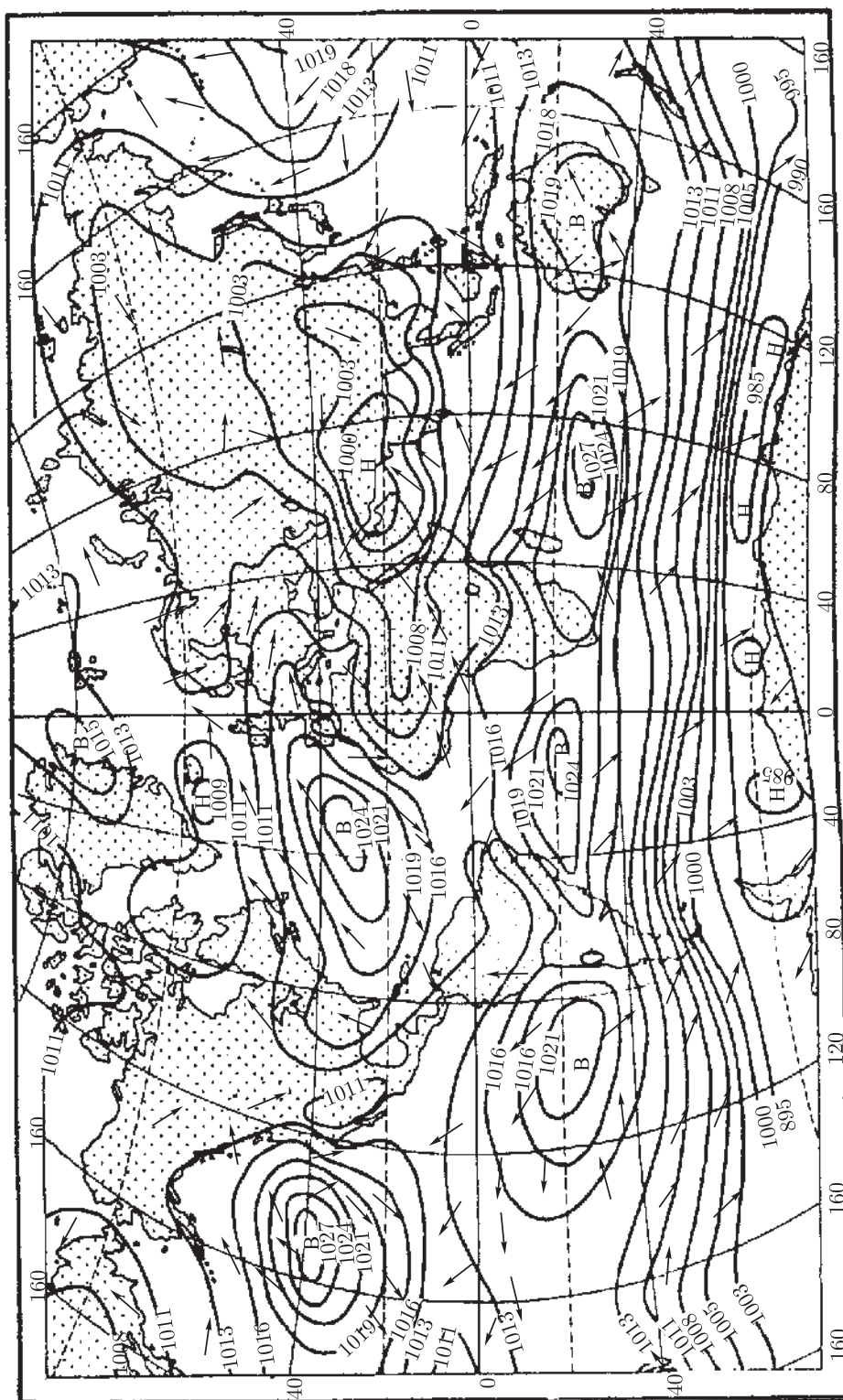
3.5.1. Тропический циклон — грозное явление природы. Жители Китая, Японии, Вьетнама, Филиппин, Индии, Австралии, Мадагаскара, Центральной Америки, южных районов США, островов Карибского моря знакомы с исключительно грозным природным явлением — *тропическими циклонами*. В Америке их называют *ураганами*, а на западном побережье Тихого океана *тайфунами*. Название «ураган» связано с именем бога бурь у древнего народа майя. «Тайфун» в переводе с китайского означает «очень большой ветер».

Великий тайфун 1281 г. уничтожил, по мнению историков, флот Хубилая, потомка Чингисхана, и тем самым предотвратил завоевание монголами Японии. Пожалуй, это был единственный в истории случай, когда тропический циклон сыграл положительную роль. А вообще тропические циклоны причиняли



a

Январь



Июль

Рис. 3.21

и причиняют только бедствия, разрушая города, затопляя огромные территории, унося тысячи человеческих жизней.

Отметим некоторые мощные тропические циклоны за последние пятьдесят лет. В сентябре 1959 г. на Японию обрушился тайфун Вера (тайфунам и ураганам принято давать женские и мужские имена). Погибли 5 тыс. человек, остались без крова полтора миллиона. Тайфун уничтожил либо выбросил на берег более 400 судов, в том числе 12 океанских большого тоннажа. В июне 1962 г. тропический циклон опустошил все побережье республики Бангладеш. Он унес 22 тыс. человеческих жизней. В октябре 1963 г. ураган Флора на несколько суток задержался над Кубой. Он опустошил восточную провинцию Кубы и унес более 3000 жизней. В ноябре 1970 г. на побережье Бангладеш обрушился особенно разрушительный тайфун. Погибло более 300 тыс. человек. Более свежий пример — обрушившийся на Новый Орлеан (США) в августе 2005 года ураган Катрина. Несмотря на все предупредительные меры, в результате урагана погибли более 1300 человек.

Разрушительные тропические циклоны регулярно посещают определенные районы на земном шаре. Их разрушительное воздействие обуславливают три фактора, три оружия тайфуна. Первое оружие — *исключительно сильный ветер*, его скорость превышает 30 м/с и может достигать примерно 100 м/с. При такой скорости воздух воспринимается как *твердая материя*, способная наносить мощные удары.

Как писал исследователь тайфунов *Пьер Андре Молэн*, «такие ветры вызывают ощущение, что рушатся все нормальные отношения между живым существом и окружающим его миром. Человек чувствует, что его предали — так же, как в те минуты, когда земля сотрясается у него под ногами. При тайфуне воздух, извечный источник жизни, ее постоянная поддержка и пища, внезапно становится врагом. Мирная кормилица превращается в безумную фурию. Как если бы мать, перестав укачивать ребенка, вдруг швыряет его на землю и топчет ногами... И действительно, пушечный выстрел — это, пожалуй, единственное подходящее сравнение для такого ветра».

Второе оружие тайфуна — *мощные дожди, продолжительные ливни*. Очевидцы отмечают, что в условиях привычного для нас климата трудно представить себе ливни, сопровождающие тайфуны и ураганы. Они сравнивают их с небом, которое низвергается на землю. Для сравнения заметим, что среднее *годовое* количество осадков в Европе и Северной Америке составляет около 1000 мм. А вот во время урагана 1906 г. на Ямайке

всего лишь за *четверо суток* выпало 2400 мм воды. Ливни, сопровождающие тайфуны, вызывают грандиозные наводнения, порождают мощные водные потоки, которые сносят мосты и дома, приводят к появлению гигантских оползней.

Третье оружие тайфуна — *штормовые приливы*. В центре тайфуна возникают морские волны высотой более 10 м (см. п. 3.5.3). Приближаясь к берегу, подобные волны сокрушают все, что окажется на их пути. Попадая в устье реки (эстуарий), такая волна нагоняет в речную долину огромные массы воды. Она становится подобной движущемуся внутри орудийного ствола снаряду.

Как видим, тропический циклон существенно отличается от обычного. При обычном циклоне (его называют *внетропическим циклоном*) портится погода, идут дожди, усиливается ветер — только и всего. Тогда как тропический циклон чреват огромными разрушениями, сопровождается многочисленными человеческими жертвами. А между тем физическая природа обоих циклонов — обычного и тропического — по сути *одна и та же*. Различие состоит в том, что приповерхностное атмосферное давление в центре тропического циклона на 70–100 гПа (50–75 мм рт. ст) *ниже давления в центре обычного циклона*. Нередко атмосферное давление в центре тропического циклона оказывается равным 900–920 гПа; оно может опускаться до 870–880 гПа. Снижение давления всего на одну десятую атмосферы *существенно изменяет картину циклонического вихря*.

Правда, со стороны это изменение не очень заметно. На рис. 3.22 приведена фотография тропического циклона, наблюдаемого из космоса. Мы видим характерную для всех циклонов в Северном полушарии (в том числе обычных циклонов) *раскручивающуюся по часовой стрелке спираль*, образованную несущимися с большой скоростью облаками. Отличие от обычных циклонов состоит в том, что, во-первых, в центре тропического циклона наблюдается четкое темное пятно диаметром до нескольких десятков километров — так называемый *глаз тайфуна* (у обычного тайфуна его нет), а во-вторых, диаметр тропических циклонов составляет несколько сотен километров, тогда как у обычных циклонов он заметно больше — достигает нескольких тысяч километров.

Читатель. Вот Вы заметили, что на фотографии изображена раскручивающаяся по часовой стрелке спираль из облаков. Но воздушные потоки в циклонах Северного полушария, как известно, скручиваются и притом по направлению против часовой стрелки. Я бы именно так трактовал то, что изображено на фотографии.

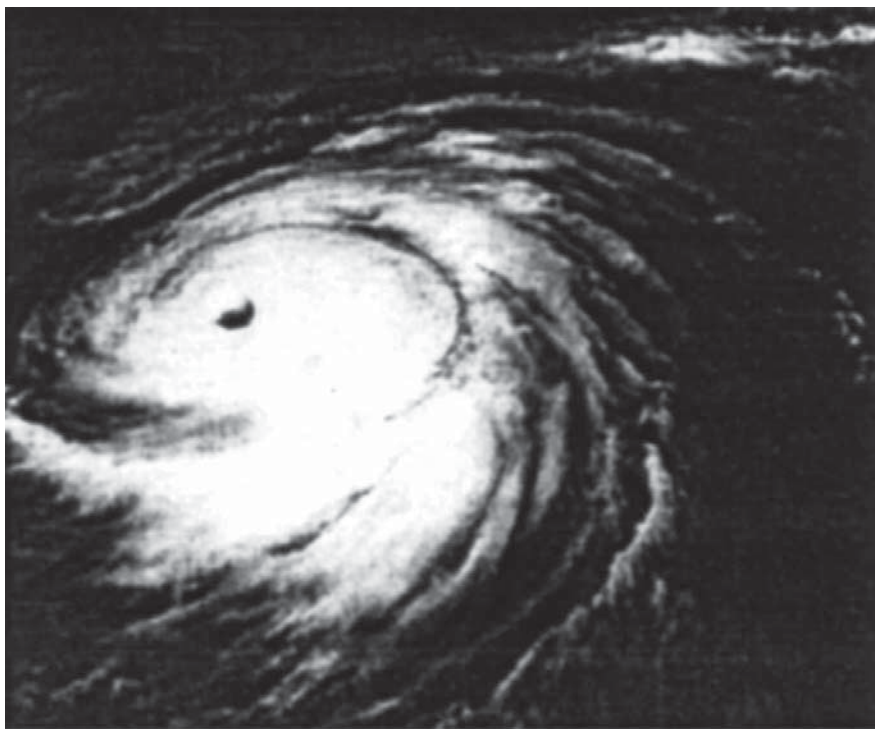


Рис. 3.22

Не раскручивание по часовой стрелке, а скручивание против часовой стрелки.

Автор. Действительно, в Северном полушарии циклоны закручиваются против часовой стрелки. Но это происходит *вблизи земной поверхности*. А в *верхней тропосфере* воздушные потоки *раскручиваются* и притом по часовой стрелке (вспомните рис. 3.9, в). Именно эти воздушные потоки (а отнюдь не приповерхностные) содержат богатую облачность, которая как раз и наблюдается из космоса.

3.5.2. Строение и физика тропического циклона.

Тропические циклоны зарождаются в низких широтах в результате *взаимодействия дующих там ветров (пассатов) с мощными конвективными потоками воздуха, которые возникают над сильно нагретой (до 26–28 °С) поверхностью океана*. Предположим, что где-то над теплым океаном на некоторой параллели к северу от экватора (параллель 2 на рис. 3.23, а) сильно нагретый влажный воздух устремляется вверх, поэтому приповерхностное атмосферное давление внутри данной области *резко падает* — образуется *довольно глубокая зона депрессии* (она показана в виде небольшого круга). Тут же возникают силы, *стремящиеся направить окружающие воздушные массы в зону депрессии*. На рис. 3.23, а заштрихованы две воздушные массы — одна на параллели 1 (севернее зоны депрессии),

а другая на параллели 3 (южнее зоны депрессии). И вот обе эти массы устремляются к зоне депрессии. Они бы вскоре заполнили зону, если бы не было вращения земного шара вокруг своей оси. Но оно происходит. При этом окружная скорость на параллели 1 оказывается больше, чем на параллели 2, но меньше, чем на параллели 3. Двигаясь вместе с земным шаром по своей параллели, зона депрессии за некоторое время смещается к востоку на расстояние L (см. рис. 3.23, б). За это время стремящаяся к зоне депрессии северная воздушная масса *не успевает* сместиться к востоку на расстояние L и поэтому начинает поворачивать вправо. Южная воздушная масса, напротив, *опережает* в своем смещении к востоку зону депрессии и поэтому начинает поворачивать влево. Итак, вследствие различия окружных скоростей на параллелях 1, 2, 3 обе рассматриваемые массы воздуха, устремившиеся к зоне депрессии, *промахнулись*. По-прежнему стремясь заполнить зону депрессии, они вынуждены теперь двигаться *вокруг* этой зоны, причем, как легко видеть, в направлении *против часовой стрелки* — см. рис. 3.23, в, г.

Отметим, что рис. 3.23 можно рассматривать как некоторое развитие рис. 3.11, относившегося к обычному циклону в Северном полушарии. Просто теперь зона депрессии глубже (понижение давления у поверхности более значительно), а потому стремящиеся к ней воздушные массы приобретают большую скорость, благодаря чему им так и не удается (в отличие от обычного циклона) заполнить зону депрессии.

Обратим внимание: возникшее вихревое движение воздуха вокруг центра зоны депрессии представляет собой *движение окружающих воздушных масс под действием сил, направленных к центру зоны*. Они обусловлены *различием атмосферного давления* в центре зоны и на ее периферии. Можно сказать, что воздушные массы, совершая вихревое движение, все время

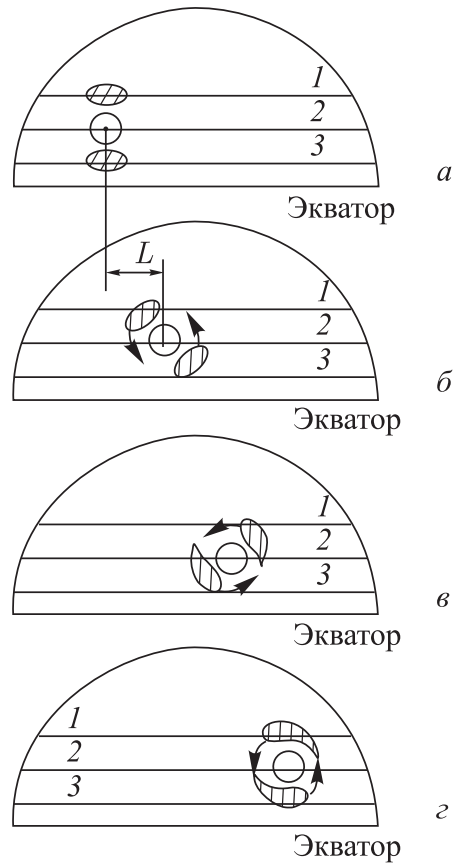


Рис. 3.23

«падают» в зону депрессии — и все время «промахиваются». Подобно, например, Луне, которая все время «падает» на Землю и промахивается, а потому вынуждена двигаться вокруг Земли по круговой орбите. Если бы скорость движения Луны по каким-то причинам стала уменьшаться, то Луна начала бы двигаться по скручивающейся спирали и в конце концов в самом деле упала бы на Землю. Точно так же, если бы скорость ветров, устремляющихся к зоне депрессии циклона, уменьшилась, то вихревые воздушные массы, двигаясь по скручивающейся спирали, заполнили бы зону депрессии. Именно это и происходит в случае обычных циклонов (когда скорость ветров не слишком велика).

Итак, огромные скорости воздушных масс в тропическом циклоне (достигающие 80–100 м/с) вынуждают эти массы не скручиваться к центру зоны, а циркулировать вокруг него по окружности. *Огромные массы воздуха, измеряемые триллионами тонн, кружатся вокруг центра тропического циклона, оставляя в покое относительно небольшую область в центре — тот самый глаз тайфуна.* Разумеется, это кружение не бесконечно (в отличие от кружения Луны вокруг Земли). Когда тропический циклон, использовав запасы кинетической энергии, постепенно затухает, он превращается сначала в обычный циклон, а затем и вовсе исчезает.

Рисунок 3.23 объясняет, *почему* в Северном полушарии воздушные массы циркулируют вблизи земной поверхности *против часовой стрелки*. Легко сообразить, что в Южном полушарии они должны циркулировать *по часовой стрелке*. Это соответствует знаменитому *правилу Бёйс–Баллота*, голландского физика XIX в., который, рассматривая общий случай ветра, вращающегося вокруг зоны низкого давления, писал: «Если в Северном полушарии вы встанете спиной к ветру, зона депрессии будет слева от вас, а в Южном полушарии — наоборот».

Стремясь заполнить зону депрессии, воздушные массы устраивают карусель вокруг ее центра. Можно сказать, что заполнению зоны депрессии препятствуют *центробежные силы инерции*, действующие на движущиеся частицы воздуха. Каждая частица, подобно камню в праще, стремится прочь от центра такой карусели. Эти центробежные силы инерции как бы отсасывают воздух и *еще более понижают давление в зоне депрессии*. Напомним, что основной причиной понижения давления (обусловившей возникновение зоны депрессии) являются *восходящие воздушные потоки*, т. е. *конвекция*. Она происходит благодаря нагреванию поверхности вод океана в тропическом поясе

и усиливается вследствие выделения тепла при конденсации водяного пара и образовании огромной массы облаков в процессе подъема воздушных масс. Понятно, что восходящие воздушные потоки необходимо принимать во внимание, рассматривая в целом картину тропического циклона. Одновременно с кружением масс воздуха вокруг центра депрессии происходит их подъем от земной поверхности к верхней тропосфере, так что фактически движение частиц воздуха происходит не по окружности, а по *восходящей винтовой линии* (спиральной кривой, располагающейся на поверхности круглого цилиндра).

Эта винтовая линия показана на рис. 3.24, схематически изображающем картину линий тока в тропическом циклоне Северного полушария. Область пространства, заполненная циклоническими вихрями, упрощенно изображена в виде кругового цилиндра высоты H и диаметра D , из которого вырезан цилиндр диаметром d (область глаза тайфуна). Пропорции на рисунке заведомо нарушены. Ведь в действительности $H = 10\text{--}15$ км (высота тропосферы), $D = 300\text{--}600$ км (поперечные размеры области тропического циклона), $d = 10\text{--}30$ км (диаметр глаза тайфуна). Нарушение пропорций продиктовано желанием подчеркнуть динамику происходящих процессов.

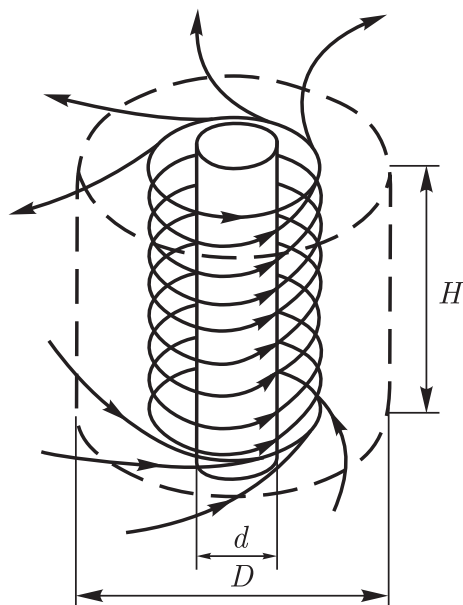


Рис. 3.24

Эти процессы выглядят следующим образом. Вблизи земной поверхности воздушные массы движутся по скручивающейся спирали, превращающейся в окружность (вернее окружности) вокруг центра депрессии. Затем начинается подъем воздушных масс по восходящей винтовой линии. Этот подъем сопровождается образованием большой облачности и обильными осадками. Поднявшись в верхнюю тропосферу, воздушные массы начинают раскручиваться по спирали, причем теперь уже не против, а по часовой стрелке (именно так и должны заворачиваться частицы воздуха в Северном полушарии под действием силы Кориолиса; еще раз напомним рис. 3.9, в). В верхней тропосфере воздушные массы вместе с облаками расходятся в стороны, формируя

спиральные перистые облака, хорошо заметные при наблюдении тропического циклона из космоса.

3.5.3. Внутри глаза тайфуна. Область спокойствия в центре тропического циклона Молэн назвал странным парадоксом. В своей книге «Охотники за тайфунами» он дает описание *внутренней области глаза тайфуна*. Молэн в августе 1962 г. пролетел на борту американской летающей сверхкрепости «Метеобойнг-50» через тайфун Руфь и воочию наблюдал глаз тайфуна, находясь внутри него на высоте трех километров. Приведем выдержки из книги Молэна.

«...По мере того как мы приближаемся к глазу, сила сотрясений непрерывно возрастает. Самолет вибрирует. От внезапных рывков вам кажется, что у вас срываются с места сердце и желудок и что кровь хлещет по всем внутренним органам. После каждого толчка радуешься тому, что самолет не развалился...

Последняя серия самых сильных толчков, и внезапно гул наших четырех моторов возникает из благопристойной тишины; плексигласовые окна светлеют, как в самый яркий и солнечный день. Мы оказываемся в глазе тайфуна, в его центре.

Нашим глазам предстает самое величественное, самое волнующее явление, какое только создавала когда-либо природа. Все, кто побывал в глазе тайфуна, возвращаются оттуда со смешанным чувством восхищения и ужаса, для описания которого не хватает слов.

Мы летим на высоте 3000 м в колодце диаметром 22 км, в котором плавают несколько перистых облаков, мирных, как игрушки. Стенки этого колодца составляет недвижная буря — удерживаемые таинственным приказом, невидимой границей кипящие облака, охваченные жесточайшими конвульсиями. Когда самолет кренится на виражах, наши глаза поднимаются к верхушке стены, к выходу из этого колодца в пятнадцать тысячах метров над нами. И перед нашими удивленными взорами разворачиваются эти кипящие пятнадцатикилометровые стены, эта гигантская бездна, это круглое отверстие, которое и заставило назвать все явление глазом тайфуна. Над этим кратером видно голубое небо, напоминающее о радости и отдыхе, и животворное солнце, бросающее свои лучи вертикально в пропасть.

Сияющие в своем неподвижном бушевании каскады бури вокруг нас удерживаются от падения чудовищным неизмеримым усилием, стенки колодца трепещут под лучами солнца, которое, кажется, растопляет их и одновременно удерживает, показывая весь ужас падения...

Гигантские противоестественные волны выходят из мрачных подвалов, где они росли и копили свои силы и, вырвавшись из-под мрачного потолка туч, появляются здесь, в сиянии солнечного света, такие огромные, что даже отсюда, с высоты в три тысячи метров, на них страшно смотреть. Они столь велики, что их

существование кажется невозможным — высота их достигает 25–30 м (восьмиэтажный дом), и по их заднему склону скатываются потоки пены в сотни метров длиной, словно адский плащ, демонстрирующий всю их мощь. Эти волны, несомненно, самое ужасное и самое смертоносное порождение тайфуна.

...Мы снова пронизываем стену и возвращаемся в мир белой ночи и бешеных толчков и скачков. Глаз тайфуна остался позади».

С точки зрения физика никакого парадокса в явлении, называемом «глазом тайфуна», конечно, нет. Поскольку это явление аналогично кружению Луны вокруг Земли или Земли вокруг Солнца. Там совершают свое бесконечное «падение» под действием силы тяжести небесные тела. А здесь в зону глубокой депрессии «падают» огромные массы воздуха. Конечно, такое падение нельзя назвать бесконечным, однако в течение по крайней мере нескольких суток оно продолжается.

Разумеется, есть своя специфика в падении, выражающемся в движении воздушных масс вокруг глаза тайфуна. Массы воздуха, кружащиеся вокруг области глаза тайфуна, не только не могут сами проникнуть в эту область, но и *не позволяют сделать это внешним воздушным массам, стремящимся к зоне депрессии*. Последние вовлекаются в обширную область мощного вращательного движения, разрастание которое ограничивается растрчиванием кинетической энергии частиц воздуха, превращающейся в тепловую энергию. Заметим, что температура в центре тропического циклона на 10–15 °С выше, чем на расстоянии 100–150 км от него.

Говоря о процессах, происходящих внутри глаза тайфуна, обратимся к рис. 3.25. В левой его половине показано положение глаза тайфуна (который изображен в виде круга) по отношению к точке наблюдения A для трех моментов времени: t_1 , t_2 , t_3 . Тайфун перемещается слева направо. Наблюдатель находится в Северном полушарии.

В момент t_1 глаз тайфуна находится слева от точки A . В этой точке дует ураганный приповерхностный ветер в направлении, обозначенном стрелкой I ; он поднимает сравнительно высокие волны.

В момент t_2 точка наблюдения A оказывается в центре глаза тайфуна. Ветер стих, зато волны достигают наибольшей высоты. Картина огромных пирамидальных волн, сшибающихся друг с другом под ясным небом в отсутствие ветра должна представляться особенно устрашающей.

Но вот тайфун сместился, и теперь (в момент t_3) его глаз находится уже справа от точки A . Снова дует ураганный ветер,

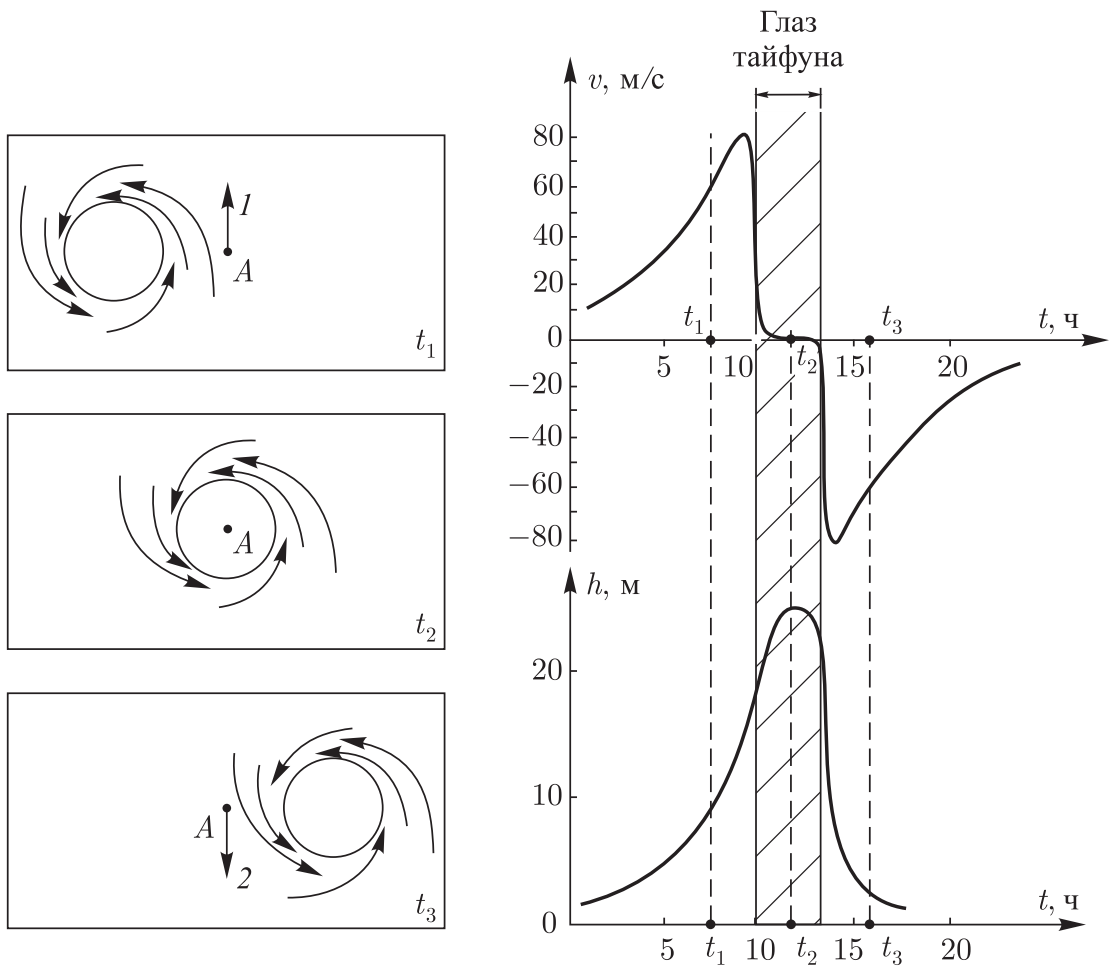


Рис. 3.25

но уже в обратном направлении (по стрелке 2). Встречный ветер быстро гасит огромные волны.

Сказанное демонстрирует правая половина рис. 3.25, где показано изменение со временем скорости приповерхностного ветра v и высоты волн h в точке A. Изменение знака скорости ветра связано со сменой первоначального направления ветра на противоположное. Представленные на рис. 3.25 зависимости $v(t)$ и $h(t)$ соответствуют некоторой реальной ситуации. Примерно в течение 10 ч ветер нарастает, затем почти сразу прекращается. В течение 3 ч огромные волны бушуют в отсутствие ветра, который столь же быстро возобновляется, но уже в обратном направлении. Он постепенно затихает в течение 10 ч.

Описанная картина перемещается вместе с тайфуном и, в частности, может «зацепить» побережье. В результате и разыгрывается разрушительный штормовой прилив.

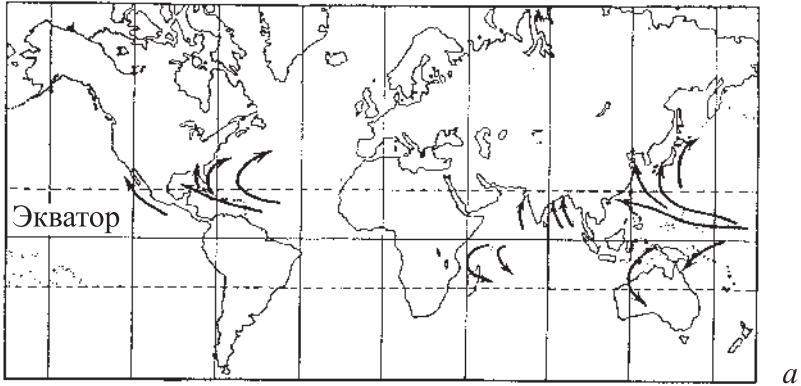
3.5.4. Зарождение и перемещения тропических циклонов. Ежегодно на земном шаре возникают 70–80 тропических циклонов. Примерно 3/4 этих циклонов зарождаются и перемещаются в Северном полушарии и 1/4 — в Южном.

Наибольшее число тропических циклонов приходится на конец лета и осень в данном полушарии; в зимнее время они обычно не зарождаются.

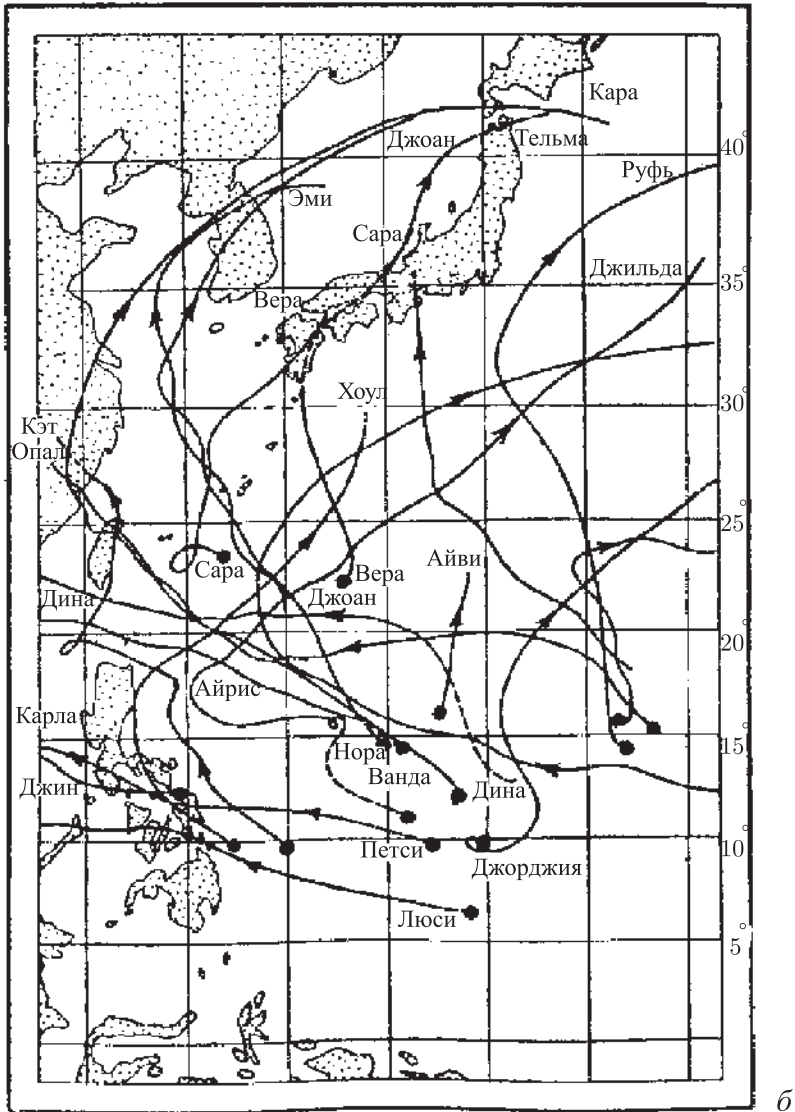
Тропические циклоны *зарождаются* либо в полосе от 5 до 25° с. ш., либо в полосе от 5 до 25° ю. ш. Между 5° с. ш. и 5° ю. ш. они не возникают и вообще не наблюдаются, поскольку здесь недостаточен перепад окружных скоростей при переходе с одних параллелей на другие (как было показано в п. 3.5.2, этот перепад принципиально важен для возникновения циркуляции воздушных масс вокруг глаза тайфуна). Севернее 25° с. ш. и южнее 25° ю. ш. тропические циклоны не зарождаются, поскольку там нагревание поверхности океана оказывается недостаточным для возникновения мощной конвекции воздуха.

Весь заполненный воздушными вихрями и облаками цилиндр, именуемый тайфуном или ураганом, *перемещается* над земной поверхностью со сравнительно невысокой скоростью, равной 10–20 км/ч (3–6 м/с). Это на порядок меньше скорости ветров, кружащихся внутри тайфуна. На рис. 3.26, а стрелками показаны характерные пути тропических циклонов в Северном и Южном полушариях. Глядя на эти стрелки, можно представить себе области земной поверхности, поражаемые тропическими циклонами. Просматривается общая тенденция: тайфуны и ураганы *не пересекают экватор*; зародившись севернее экватора, они перемещаются в более высокие широты, *отклоняясь по ходу перемещения вправо*; зародившись южнее экватора, они также перемещаются в более высокие широты, но *отклоняются при этом влево*. Такой характер перемещения можно объяснить действием силы Кориолиса (силой инерции, обусловленной вращением Земли вокруг своей оси — п. 3.3.4).

А в остальном пути тропических циклонов неисповедимы. В этом можно убедиться, глядя на рис. 3.26, б, где изображены траектории тайфунов в западной части Тихого океана за сезон 1962 г. Рядом с траекториями тайфунов указаны присвоенные им имена. Маленькими черными кружками показаны места зарождения тайфунов. Все они находятся между 5° с. ш. и 25° с. ш.



a



b

Рис. 3.26

3.5.5. Энергия тропического циклона. Понятно, что огромные массы воздуха, кружащиеся с большими скоростями вокруг глаза тайфуна, должны обладать поистине гигантской кинетической энергией.

Произведем простой расчет для оценки нижней границы кинетической энергии тайфуна. Будем рассматривать только часть объема тайфуна, ограниченную земной поверхностью, горизонтальной плоскостью на высоте $H = 10$ км и двумя цилиндрическими поверхностями радиуса $R_1 = 10$ км (глаз тайфуна) и радиуса $R_2 = 20$ км (внешняя граница тайфуна). Будем полагать, что все частицы воздуха в выделенном объеме тайфуна имеют скорость $v = 50$ м/с. Кинетическая энергия всей массы воздуха в данном объеме равна $E_k = \pi(R_2^2 - R_1^2)H\rho v^2/2$, где ρ — плотность воздуха, которую примем равной $1,2$ кг/м³ (плотность сухого воздуха). Легко подсчитать, что $E_k = 1,4 \times 10^{16}$ Дж. Это очень большая энергия. Для сравнения заметим, что она в 10000 раз больше энергии, которая выделилась при взрыве атомной бомбы на атолле Бикини в 1946 г. А в то же время энергия 10^{16} Дж заведомо меньше энергии тропического циклона — ведь его область в поперечнике достигает нескольких сотен километров и, кроме того, воздух внутри циклона отнюдь не сухой, а содержит водяные пары и обильную облачность. По современным оценкам, кинетическая энергия воздуха внутри тропического циклона составляет $10^{17} - 10^{18}$ Дж. «Можно только радоваться, — замечает Молэн, — что в своей ярости тайфун бушует над широкими и пустынными просторами океана, лишь изредка обрушиваясь на сушу, и что эта мощь рассеивается на многие километры в высоту, а не концентрируется на малых участках земной поверхности».

Если бы Земля не вращалась и циклонические воздушные массы не кружились в течение нескольких суток, а за какие-то минуты высвобождали всю накопившуюся вблизи экватора энергию, то что же тогда происходило бы время от времени с нашей планетой? Так что, пожалуй, надо поблагодарить тайфуны и ураганы за то, что они позволяют постепенно «выпускать пар» и тем самым уберегают планету от грандиозных катаклизмов. Надо согласиться с Молэном, который называет тайфун «предохранительным клапаном», «грубым и примитивным средством природы, предназначенным для того, чтобы сбрасывать давящий груз жары».

§ 3.6. Смерчи (громы, торнадо)

Смерч — атмосферный вихрь, возникающий в грозовом облаке и затем распространяющийся в виде темного рукава или хобота по направлению к поверхности суши или моря; в верхней части имеет воронкообразное расширение, сливающееся с облаком. Так говорят энциклопедии.

3.6.1. Внешний вид и основные характеристики смерчей.

Смерч выглядит устрашающе. Из очень темной, почти черной тучи опускается к земной поверхности сужающийся книзу хобот; он представляет собой вихрь (рис. 3.27). Вместе с тучей этот хобот-вихрь движется со скоростью поезда вдоль земной

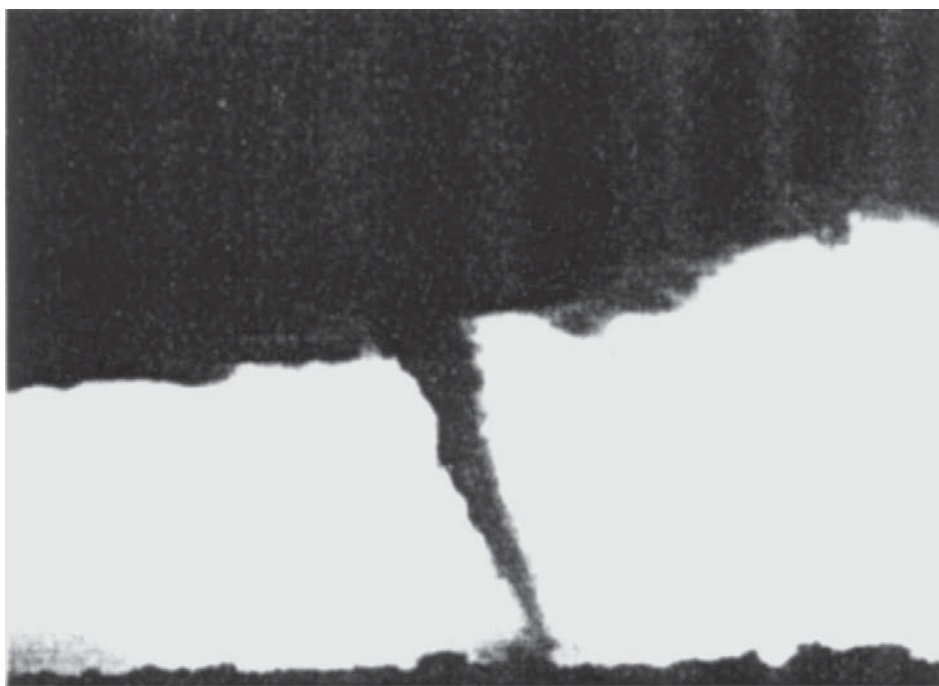


Рис. 3.27

поверхности, случайным образом меняя направление движения. Можно рассматривать смерч как *часть грозового облака, быстро вращающуюся вокруг вертикальной оси*. Впрочем, эта часть облака весьма специфична. Она не только быстро вращается, но и при этом, подобно *сверхмощной вытяжной трубе*, втягивает в себя и поднимает вверх воду, песок, камни, а также различные предметы, нередко тяжелые. Поэтому такой удивительной части грозового облака дают отдельное название — *смерч*. А все остальное облако, откуда опустился смерч, называют *материнским облаком*, подчеркивая тем самым происхождение смерча.

Термин «смерч» происходит от русского слова «сумрак» — ведь смерчи рождаются из грозовых облаков мрачного вида, создающих при своем появлении сумерки. Если смерч возникает над морем, его называют *водяным смерчем* (или просто *смерчем*). Смерчи над сушей называют *тромбами* (от французского *tromb*, означающего «труба»). В Северной Америке тромбы принято называть *торнадо* (от испанского *tornados*, означающего «вращающийся»).

В метеорологии для смерчей используют название *маломасштабные вихри*. Тем самым подчеркивается локальный характер смерчей, их отличие от вихрей среднего масштаба — тропических циклонов, диаметр которых составляет 300–500 км, и вихрей крупного масштаба — внетропических циклонов и антициклонов диаметром 1000–3000 км. Диаметр вихря, образуемого водяным смерчем, составляет 30–200 м, а образуемого тромбом — 100 м–1 км.

Внешний вид смерчей может быть различным. Часто смерч напоминает свисающий их материнского облака хобот. Но можно видеть конус, широкою вверху и узкую у поверхности воронку, которая может принимать форму бокала. Смерч бывает похож на простую колонну, которая может слегка расширяться вверху и внизу и даже превращаться в подобие песочных часов.

Смерч характеризуется двумя скоростями — скоростью его перемещения вдоль земной поверхности и скоростью вращения частиц воздуха, участвующих в вихревом движении. Первая соответствует скорости перемещения материнского облака. Она изменяется от нуля (когда смерч на какое-то время зависает неподвижно) до 150 км/ч (40 м/с). В среднем она составляет 20–50 км/ч (5–15 м/с). Вторая скорость (скорость вихревого движения) значительно больше — от 50 м/с до 200 м/с.

Смерчи очень недолговечны. Водяные смерчи существуют обычно несколько минут. Тромбы (торнадо) могут существовать до нескольких десятков минут и даже нескольких часов.

Смерчи, как правило, имеют хорошо наблюдаемую боковую *стенку*. За ней (внутри смерча) давление *значительно ниже*, чем снаружи. Оно опускается до 800 гПа и даже до 600 гПа. Логичен вопрос: как измеряют давление внутри смерча? Сразу заметим, что бесполезно пытаться поместить туда измерительный прибор. И дело не в том, что практически невозможно угадать ту точку земной поверхности, над которой пройдет неожиданно опустившийся из грозового облака смерч. Даже если бы это удалось, ураганные вихри внутри смерча тут же уничтожили бы измерительный прибор. Смерч наблюдают и изучают *его*

последствия, т. е. характер и степень произведенных им разрушений. И уже на этом основании делают более или менее достоверные выводы о динамике вихрей внутри смерча.

3.6.2. Наблюдения смерчей и их последствий. Смерчи наблюдаются во многих странах — в США, Австралии, Новой Зеландии, Японии, Индии, Аргентине, а также в Южной Африке и Европе. Они появляются во время грозы или перед грозой в жаркие весенние или летние дни. В течение года на земном шаре возникает около 1500–2000 смерчей. Примерно половина из них приходится на территорию США.

В США существует так называемая *аллея торнадо* — полоса наиболее частых смерчей, проходящая через штаты Техас, Оклахома, Канзас, Миссури. Она начинается от побережья Мексиканского залива и проходит к северу и северо-востоку между Скалистыми и Аппалачскими горными хребтами. Влажный и теплый летний муссон с залива встречается здесь с прохладными воздушными массами, дующими от Скалистых и Аппалачских гор.

При прохождении достаточно мощного смерча возникает полоса серьезных разрушений на местности шириной до 100–200 м. На своем пути смерч вырывает с корнями деревья, разрушает дома, мосты, металлические опоры линий электропередачи. Он поднимает на десятки и сотни метров тяжелые объекты (людей, животных, автомобили, крыши домов) и отбрасывает их в сторону или переносит на некоторое расстояние, которое тем больше, чем легче объект. Песок, камни и относительно мелкие предметы втягиваются смерчем внутрь облака и выпадают затем оттуда, после того как смерч истощит свою энергию. Смерч может полностью высосать пруд или небольшое озеро, оголить на время дно реки.

Все это указывает на то, что *область внутри смерча является зоной глубокой депрессии и характеризуется мощными вихревыми движениями, направленными по винтовой линии от земной поверхности к материнскому облаку*. То, что область внутри смерча имеет значительно более низкое давление по сравнению с давлением вне этой области, подтверждается характером разрушений домов, задетых смерчем. Они *взрываются изнутри*. В момент прохождения смерча давление воздуха внутри дома внезапно оказывается существенно больше, чем снаружи (т. е. давление внутри смерча). Возникновение резкого перепада давлений разрывает дом (иначе говоря, взрывает его изнутри). Но одного лишь низкого давления в смерче недостаточно, чтобы он мог действовать подобно мощной вытяжной трубе.

Сам по себе перепад давлений не смог бы поднять воду по трубе смерча выше 10 м (напомним известный опыт Торричелли). Для подъема воды (и не только ее) на высоту материнского облака необходимо *мощное восходящее вихревое движение* воздушной массы внутри трубы смерча.

Как можно судить об огромной скорости вихря внутри смерча? В настоящее время предпринимаются попытки локационных измерений этих скоростей. Они подтверждают значения скорости порядка 100 м/с. Но еще до этих исследований было установлено, что скорости могут быть в полтора-два раза больше. Эти данные получили специалисты по сопротивлению материалов, изучавшие изгибы и разрушения различных предметов, «обработанных» смерчем.

Вот, например, куриное яйцо пробито сухим бобом так, что скорлупа вокруг пробоины осталась невредимой, как при прохождении револьверной пули. Часто наблюдались случаи, когда мелкая галька проходила через оконные стекла, не нанося повреждений кроме пробоин. Зафиксированы многочисленные факты пробивания летящими досками деревянных стен домов, досок и даже железных листов. Соломинки втыкались как иглы в подушку в различные деревянные предметы (доску, дерево, щепку). Все подобные случаи указывают на то, что скорость ветров в смерчах может быть более 200 м/с.

Следует обратить внимание на то, что область произведенных смерчем разрушений нередко оказывается *четко отграниченной*. Известен случай, когда налетевший смерч поднял в воздух корову, а женщина, доившая ее, так и осталась сидеть на месте и возле нее стояло ведро с молоком. Подобных удивительных случаев наблюдалось немало. Из двух находящихся рядом объектов один уносится смерчем, а другой остается совершенно невредимым. Это означает, что вихри в смерче весьма четко локализованы. Вне стенки смерча, снаружи, они отсутствуют. Таковы обычные смерчи, их называют *гладкими смерчами*. Заметно реже появляются *расплывчатые смерчи*, обладающие нерезкими, расплывчатыми очертаниями. Ограничимся лишь упоминанием о них.

Но оставим разрушения, производимые смерчами, и познакомимся с наблюдениями самих смерчей, сделанными очевидцами. Сохранилось описание смерча, появившегося на окраине Москвы в июне 1904 г.:

«Огромная грозовая туча надвинулась, и наступили сумерки. На нижней поверхности тучи беспорядочно двигались небольшие светлые облака. Постепенно в этих беспорядочных движениях

стало проявляться вращение значительной массы облака вокруг общего центра. С земли поднялась пыль и вместе с травой и листьями, крутясь, устремилась вверх, к этому центру. Вдруг из тучи свесилась серая остроконечная воронка, которая быстро увеличилась в размерах и отвисла к земле. Еще немного, и окончание воронки соединилось с концом столба пыли, поднимавшегося с земли навстречу воронке. Образовалась колонна смерча, протянувшаяся от тучи до земли. В воздух полетели обломки строений и сломанные деревья. Начался сильный дождь».

Заслуживают внимания свидетельства редких случайных наблюдателей, над головой которых прошел, не касаясь земли, хобот смерча. В штате Канзас в США в 1930 г. невольно оказался таким наблюдателем один из фермеров. Вот как он писал позднее:

«Конец воронки повис прямо над моей головой. Из конца воронки шел гудящий звук. Я взглянул вверх и к своему удивлению увидел само сердце смерча. В его середине была полость диаметром 30–70 м, которая шла кверху на расстояние около километра. Стены полости были образованы вращающимися облаками, а сама она была освещена блеском молний, перескакивающих с одной части стены на другую. Полость казалась пустой...»

А вот свидетельство другого наблюдателя, случайно оказавшегося под воронкой смерча (штат Техас, 1951 г.):

«Воронка прошла в шести метрах над моей головой. Ширина внутренней полости была около 150 м, толщина стенки — всего 3 м. Стенка быстро вращалась. Вращение было видно до самого верха и, очевидно, уходило в тучу. Когда смерч прошел надо мной и, опустившись, коснулся дома соседа, он в одно мгновение смахнул его».

Обратим внимание: внутри смерча могут сверкать *молнии*. Они бывают многочисленными и отличаются разнообразием, могут иметь вид изогнутых светящихся поверхностей. Иногда они окружают смерч. Иногда вся его поверхность светится желтоватым сиянием. Неоднократно в смерчах наблюдались *шаровые молнии*.

Установлено, что смерчи в одном и том же полушарии вращаются в одних случаях против часовой стрелки, а в других — по часовой стрелке. Отсюда следует, что возникновение вихревого движения в смерчах не связано с вращением Земли вокруг своей оси (в отличие от циркуляций воздушных масс в тропических и внетропических циклонах). Это вполне естественно — ведь смерч представляет собой локальный вихрь.

Наконец, отметим, что появление смерчей часто сопровождается выпадением не только дождя, но и *града*, притом *очень*

крупного. Неоднократно наблюдались градины, имеющие в поперечнике до 30 см. Нетрудно подсчитать, что подобная градина должна иметь массу до 15 кг. Был случай, когда внутри одной гигантской градины оказалась черепаха размерами $5 \times 15 \times 20$ см.

3.6.3. Развитие смерча и его строение. На предварительной стадии развития смерча начинается вращение воздушно-водяной массы в нижней части материнского облака. Вращение происходит вокруг некоторой вертикальной оси, проходящей че-



Рис. 3.28

рез центральную часть облака. Оно приводит к тому, что вследствие центробежного эффекта уменьшается плотность в приосевой области и падает давление. Давление оказывается ниже приповерхностного атмосферного давления, и поэтому возникает воздушный поток от поверхности к облаку, имеющий характер *восходящих вихрей*, кружащихся в том же направлении, что и нижняя часть облака. Вихри поднимают в воздух много пыли, песка, травы, мелких камней. Это можно видеть на рис. 3.28. Подчеркнем: *вращение нижней части материнского облака является первопричиной последующих движений воздушных масс*, в результате которых сформируется сначала воронка

смерча, а затем и хобот, контактирующий с земной поверхностью (сушей или морем).

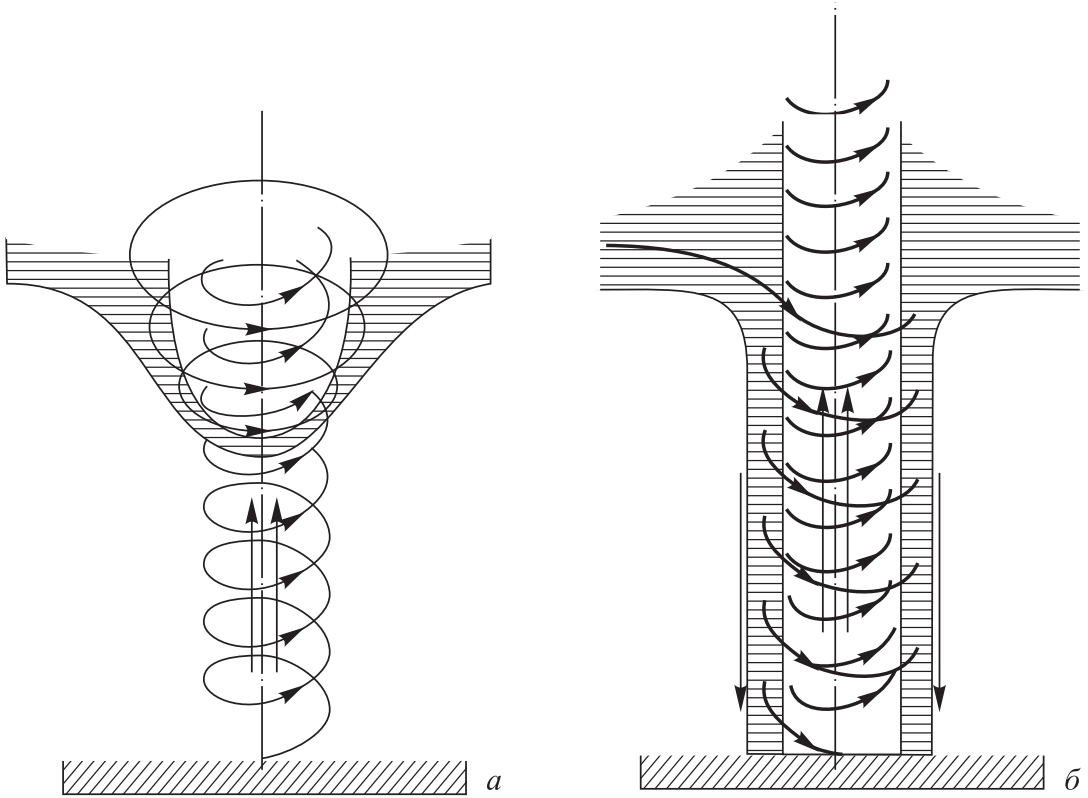


Рис. 3.29

Рассмотрим два этапа в развитии смерча. На первом этапе формируется вращающаяся вокруг вертикальной оси воронка, провисающая из материнского облака (рис. 3.29, *а*). Провисание обусловлено постепенным накоплением в нижней части облака водяных капель. Плотность воздушно-водяной среды может составлять 5 кг/м^3 и более, что в 4 и более раз превышает плотность сухого воздуха. Почему эта воздушно-водяная масса не падает на землю? Потому что этому препятствует *сила электростатического притяжения*, поскольку верхняя часть грозового облака заряжена *положительно*, а нижняя *отрицательно*. Итак, на первом этапе развития смерча возникает вращающаяся вокруг вертикальной оси воздушно-водяная воронка, к которой поднимаются от поверхности земли воздушные вихри, вращающиеся в таком же направлении.

По мере новых поступлений из глубины облака масса вращающейся воронки возрастает, и сила тяжести, преодолевая силу электростатического взаимодействия, начинает вытягивать воронку вниз и формировать хобот смерча. Наступает момент,

когда электростатическое взаимодействие оказывается недостаточным, и тогда вся воздушно-водяная масса вытянувшейся воронки, продолжая вращаться, обрушивается на землю — начинается второй этап в развитии смерча. Его можно назвать *этапом сформировавшегося смерча*. Он представлен на рис. 3.29, б, где хобот изображен в виде колонны, соединившей нижнюю часть материнского облака с поверхностью. Пропорции на рисунке не соблюдены.

Рисунок 3.29, б демонстрирует строение смерча. Смерч состоит из *внешней области* (ее называют *стенкой* или *периферийной областью*) и *внутренней области* (ее называют *приосевой областью* или *ядром смерча*). Внутренняя область заполнена *восходящим воздушным вихрем*, захватывающим с земной поверхности воду, пыль, песок и различные предметы. Этот вихрь может пронизывать материнское облако, поднимаясь до 10 км и выше. Стенка смерча представляет собой пространственно локализованный *нисходящий воздушно-водяной вихрь*. Диаметр смерча от 30 м до 1 км, при этом толщина стенки составляет 3–5 м.

Итак, с точки зрения физика, смерч представляет собой *двойной вихрь* — внутренний восходящий (менее плотный) и обнимающий его внешний нисходящий (более плотный). С точки зрения метеоролога смерч — *своеобразная форма существования осадков*. Ее можно назвать *скрученным дождем*. Этот скрученный дождь является дополнением к обычному дождю, идущему из грозового облака.

Заметим, что часто наблюдаемое при появлении смерча выпадение крупного града имеет простое объяснение. Как уже отмечалось, восходящий воздушный вихрь может подниматься к вершине материнского облака. Там водяные пары превращаются в льдинки, которые *могут удерживаться в вышине достаточно долго, поддерживаемые восходящим вихрем*, который, собственно говоря, и породил их в процессе конденсации. Находясь относительно долго у вершины облака, льдинки *наращивают массу*, превращаясь в *крупные градины*. Рано или поздно эти градины опустятся в нижнюю часть облака и упадут на землю.

Нетрудно оценить плотность ρ воздушно-водяной стенки смерча. На рис. 3.30 выделен небольшой объем стенки, равный Sd , где d — толщина стенки, S — площадь боковой поверхности выделенного объема. Итак, мысленно выделим фрагмент стенки смерча массы $m = Sd\rho$. Фрагмент — «кусочек» вихря — движется по окружности радиуса r со скоростью v , т.е. имеет

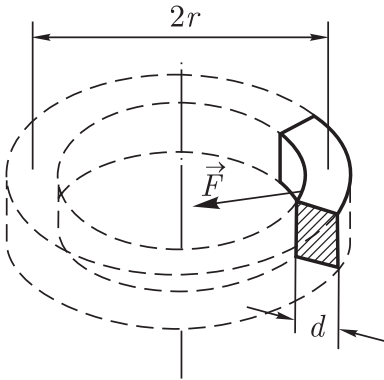


Рис. 3.30

центростремительное ускорение $a = v^2/r$. Это ускорение обусловлено силой \vec{F} , направленной к оси вращения и равной по модулю $(p_1 - p_2)S$, где p_1 — давление атмосферного воздуха вне смерча, p_2 — давление внутри смерча. Согласно второму закону Ньютона, $F = ma$, т. е.

$$(p_1 - p_2)S = Sd\rho v^2/r.$$

Таким образом,

$$\rho = \frac{(p_1 - p_2)r}{dv^2}. \quad (3.3)$$

Полагая $(p_1 - p_2) = 0,2 \cdot 10^5$ Па, $d = 3$ м, $r = 20$ м, $v = 150$ м/с, находим из (3.3), что плотность воздушно-водяной стенки смерча равна в рассматриваемом случае 6 кг/м³.

Ранее отмечалось, что смерч недолговечен. Когда истощается его энергия, возникает *перетяжка* (смыкание стенок смерча) в каком-нибудь месте хобота. Часть смерча, оказавшаяся ниже перетяжки, просто падает на поверхность земли. Часть смерча над перетяжкой втягивается обратно в материнское облако.

3.6.4. Диалог с читателем: вопросы, оставшиеся за кадром. Читатель. Мне вполне понятно, как развивается смерч и что он представляет собой; однако я не понимаю, как он *зарождается*. Или, точнее говоря, *почему* он зарождается. В качестве первопричины указывалось вращение нижней части материнского облака. Но почему это облако начинает вращаться вокруг вертикальной оси? Если вращение земного шара не играет роли в данном случае, то каков тот физический механизм, который заставляет облако вращаться?

Автор. Надо признать, что исчерпывающее объяснение физики зарождения смерчей пока отсутствует. Современная наука глубоко проникла в тайны смерча. Однако постижению физики смерчей мешают, во-первых, невозможность проводить измерения различных физических величин *непосредственно внутри смерча* и, во-вторых, тот факт, что движение воздушных масс в смерче *существенно турбулентно* и потому с трудом поддается аналитическому рассмотрению.

Читатель. Но, наверное, существуют соображения, почему в том или ином месте атмосферы зарождается во время грозы смерч?

Автор. Разумеется, существуют. Однако такое атмосферное явление, как смерч, оказалось весьма сложным. Мы просто не в состоянии рассмотреть здесь многие его стороны.

Читатель. В п. 3.6.2 говорилось, что аллея торнадо в США обязана своим возникновением встрече теплых влажных воздушных масс, идущих летом со стороны Мексиканского залива, с прохладными воздушными массами от Скалистых и Аппалачских гор.

Автор. В соответствии с газодинамическими моделями смерча его возникновение связано с *неустойчивостью* атмосферы в области холодного фронта (когда холодная воздушная масса поддвигается под теплую воздушную массу и приподнимает последнюю). В области фронта образуются мощные *турбулентные вихри* разного масштаба и разной ориентации. Благодаря трению между восходящими и нисходящими потоками воздуха, обладающими разной плотностью, может возникнуть из хаоса турбулентных вихрей в материнском облаке циркуляция воздуха вокруг вертикальной оси.

Читатель. Но может и не возникнуть?

Автор. Конечно. Далеко не всякое грозовое облако порождает смерч. Следует рассматривать возникновение смерча как *случайный процесс* — когда упорядоченная воздушная циркуляция *случайно рождается из хаоса турбулентных вихрей*.

Читатель. Порядок рождается из хаоса? Похоже на чудо.

Автор. Это отнюдь не чудотворный, а *естественный* процесс. Его называют *самоорганизацией систем*. Из хаоса первозданной космической пыли водородного облака случайно сформировалась Солнечная система, из хаоса органических молекул случайно сформировались на Земле первые живые организмы. Вся биологическая эволюция происходила благодаря естественному отбору случайно возникших вариантов. Обобщая, можно сказать, что *информация рождается из шума*. Шум — это хаос на языке теории информации.

Однако мы отвлеклись от вопросов, связанных с физикой смерча. Возвращаясь к моделированию смерча, хочу заметить, что чисто газодинамические модели заведомо неполноценны, поскольку не принимают во внимание электрических сил, действующих в грозовых облаках.

Читатель. Недаром внутри смерчей часто сверкают молнии!

Автор. Да, об этом нельзя забывать. Надо учитывать, что частицы воздуха в грозовом облаке несут *электрические заряды*, а в самом облаке возникает достаточно мощное *электрическое поле*. Не входя в детали, заметим, что движение заряженных частиц в турбулентных вихрях должно генерировать переменные *магнитные поля*, которые, согласно закону электромагнитной индукции, порождают вихревые *электрические поля*. Понятно, что последовательная теория смерча должна учитывать не только механические и тепловые явления, но также и явления электромагнитные. Уместно заметить, что в годы активного Солнца, когда магнитосфера Земли испытывает сильные возмущения, количество торнадо в США возрастает до 1300, тогда как в обычные годы наблюдается в среднем 800 торнадо в год.

Читатель. Влияние электрических сил на формирование воронки смерча отмечалось в п. 3.6.3.

Автор. Смерч возникает и формируется под действием различных сил — *гравитационных, центробежных, электрических, сил внутреннего трения и сил, обусловленных перепадом давления.*

Читатель. Как я вижу, многие вопросы физики смерчей остались у нас, как говорится, за кадром.

Автор. Рассмотрение их даже в самых общих чертах выходит за рамки данной книги.

3.6.5. Вертикальные вихри. По своему виду *вертикальные вихри* напоминают смерчи, поэтому их иногда объединяют в одну группу. Но они принципиально отличны от последних. Смерч — часть грозового облака и с ним связан. Вертикальный вихрь возникает в сильно нагретом у земли воздухе и не имеет никакого отношения к облакам. Он может возникнуть при совершенно безоблачной погоде. Смерч — это двойной вихрь (восходящий в приосевой области и нисходящий в стенке). Вертикальный вихрь стенки вообще не имеет, он представляет собой восходящий по спирали вертикально вверх воздушный поток, возникающий над сильно нагретым участком земной поверхности вследствие *мощной конвекции.*

Обратим внимание на то, что нагретый воздух поднимается вверх не по прямой линии, а по винтовой, т. е. *закручиваясь.* Закручивание вызывают горизонтальные воздушные потоки, устремляющиеся к зоне депрессии, которая образуется в результате конвекции. Кроме того, могут присутствовать как дополнительный фактор горизонтальные ветры, дующие вблизи зоны депрессии. Внутреннее трение между горизонтальными воздушными потоками и восходящим конвективным потоком как раз и приводит к закручиванию этого потока. Скорости горизонтальных потоков с одной и противоположной стороны зоны депрессии всегда несколько различаются и могут обуславливать закручивание конвективного потока как в одном, так и в другом направлении.

Вертикальные вихри гораздо меньше и слабее смерчей (диаметр вихря несколько метров, высота несколько десятков метров, скорость вращения в вихре 10–20 м/с). Но они довольно разнообразны. Широко распространены, особенно в жарких пустынях, *пылевые вихри.* В теплый день можно наблюдать сразу несколько вихрей, похожих на мачты, которые могут быстро перемещаться вдоль поверхности. Подожгите большую кучу сухой соломы — и вы будете наблюдать *огненно-дымовой вихрь.* Над водой возникают наполненные водяной пылью и брызгами *водяные вихри.* Встречаются и состоящие из чистого воздуха и поэтому невидимые (но хорошо ощущаемые) *воздушные вихри.*

Глава 4

ФАЗОВЫЕ ПЕРЕХОДЫ В АТМОСФЕРЕ

§ 4.1. Агрегатные состояния вещества и переходы между ними

Почти все вещества в зависимости от температуры и давления могут находиться в трех агрегатных состояниях — *газообразном, жидком и твердом*. Вещество может переходить из одного агрегатного состояния в другое. Эти смены состояния называют *фазовыми переходами*.

Для веществ в газообразном состоянии используют два названия: *газ* и *пар*. Дело в том, что до XIX в. считалось, что одни вещества при достаточно сильном сжатии *можно* перевести из газообразного состояния в жидкое, а другие *нельзя*. Первым дали название *пары* (когда они находятся в газообразном состоянии), а вторым — название *газы* или *постоянные газы*. Однако в 1877 г. были сжижены постоянные газы кислород и азот, а в 1898 г. — водород. Оказалось, что всякое вещество можно перевести из газообразного состояния в жидкое при условии, что его температура будет ниже некоторого значения; эту температуру назвали *критической температурой*. Для различных веществ она различна. Например, для диоксида углерода CO_2 она равна 304 К (31 °С), для кислорода 155 К (–118 °С), для азота 126 К (–147 °С), для водорода 33 К (–240 °С). Для оксида водорода H_2O критическая температура 647 К (374 °С), для ртути 1460 К (1187 °С).

Если температура вещества выше его критической температуры, то это вещество ни при каком давлении не переходит из газообразного состояния в жидкое, а тем более в твердое. Если, например, температура оксида водорода выше 374 °С, то никаким сжатием нельзя получить из него воду или лед. Если ртуть нагреть выше 1187 °С, то она окажется в газообразном состоянии, из которого никаким сжатием не удастся перевести ее в жидкое состояние.

В настоящее время принято называть *па́ром* вещество в газообразном состоянии, *находящееся при температуре ниже критической для данного вещества*, и *газом* — при температуре *выше критической*. Принципиальной разницы между паром и газом, таким образом, нет. Критическая температура азота, кислорода, водорода ниже $-100\text{ }^{\circ}\text{C}$, т.е. существенно ниже обычно используемых температур; поэтому азот, кислород, водород принято именовать газами. Каждый из них может стать паром (а также жидкостью и даже твердым телом) при достаточно низких температурах. А вот у оксида водорода H_2O критическая температура равна $374\text{ }^{\circ}\text{C}$; она много больше обычных температур, поэтому принято говорить не о *водяном газе*, а о *водяном паре*.

Фазовый переход того или иного вещества из жидкого состояния в газообразное называют *парообразованием* или *испарением* (особым случаем парообразования является *кипение*); обратный переход называют *конденсацией в жидкое состояние* или проще — *конденсацией*. Фазовый переход вещества из твердого состояния в жидкое называют *плавлением*, обратный переход — *отвердеванием*. Если вещество превращается из жидкости в твердое тело, обладающее кристаллической атомной

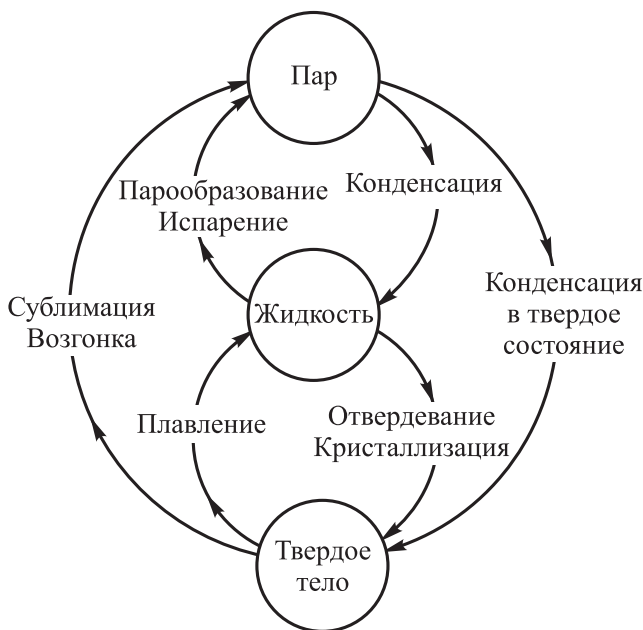


Рис. 4.1

решеткой, т.е. являющееся *кристаллом*, то в этом случае процесс отвердевания называют также *кристаллизацией*. Фазовый переход вещества из твердого состояния сразу

в газообразное называют *сублимацией* или *возгонкой*; обратный переход называют *конденсацией в твердое состояние*. Схема всех перечисленных фазовых переходов показана на рис. 4.1. Аналогичная схема приводилась ранее на рис. 1.1 для фазовых переходов оксида водорода.

Рассматриваемые фазовые переходы сопровождаются либо *поглощением*, либо *выделением* энергии. Предположим, что требуется превратить некоторую массу жидкости в пар той же температуры, что и у жидкости. Для этого надо затратить определенную энергию, зависящую не только от выбора жидкости, но и от ее температуры. Эта энергия пойдет на увеличение внутренней энергии вещества. *Энергию, требующуюся для превращения единичной массы жидкости в пар той же температуры, называют удельной теплотой парообразования данной жидкости*. Ее единица измерения — Дж/кг. Парообразование (испарение) *может происходить при любой температуре ниже критической*. Лишь в случае кипения требуется определенная для каждого вещества температура (*точка кипения*), которая зависит от внешнего давления.

При повышении температуры удельная теплота парообразования уменьшается и в конечном счете обращается в нуль, когда достигается критическая температура. Приведем таблицу для значений удельной теплоты парообразования воды при разных температурах.

Удельная теплота парообразования воды Q_v

$T, ^\circ\text{C}$	$Q_v, \text{МДж/кг}$	$T, ^\circ\text{C}$	$Q_v, \text{МДж/кг}$
0	2,50	150	2,12
10	2,48	200	1,96
20	2,45	300	1,38
50	2,38	350	0,88
100	2,26	374	0,00

При конденсации единичной массы пара в жидкость той же температуры происходит высвобождение энергии, равной удельной теплоте парообразования.

Из сказанного можно сделать вывод: чтобы испарить некоторую массу жидкости, необходимо сообщить ей соответствующую энергию, а для конденсации пара надо, соответственно, позаботиться об отводе соответствующего количества энергии. На практике все это происходит без специального вмешательства

извне. Необходимая для парообразования энергия заимствуется из окружающей среды. Ведь в процессе парообразования жидкость покидают в первую очередь молекулы с большей энергией, жидкость начинает охлаждаться, что стимулирует теплопередачу со стороны окружения. Если же эта теплопередача не успевает произойти достаточно быстро (что как раз и наблюдается в *адиабатных процессах*), то испарение будет сопровождаться понижением температуры вещества. Соответственно, при конденсации пара в жидкость высвободившаяся энергия приводит к повышению температуры.

Уменьшение внутренней энергии воды и понижение ее температуры при испарении, равно как и возрастание внутренней энергии и повышение температуры при конденсации водяных паров, играют весьма важную роль в атмосферных процессах. Испарение с поверхности морей и океанов в теплую погоду сопровождается заметным понижением температуры (говорят о поглощении большого количества теплоты). Конденсация пара в процессах образования облаков и выпадения осадков сопровождается повышением температуры (говорят о выделении большого количества теплоты).

Высвобождение энергии при конденсации и ее поглощение при парообразовании весьма просто объясняется с точки зрения молекулярно-кинетических представлений. Дадим еще одно объяснение, воспользовавшись *принципом Ле-Шателье* (сформулирован в 1884 г. французским ученым *Анри Луи Ле-Шателье*). Согласно этому принципу, *внешнее воздействие, выводящее систему из состояния термодинамического равновесия, стимулирует в ней процессы, стремящиеся ослабить результаты этого воздействия*. Допустим, результатом некоторого воздействия явилось усиление испарения жидкости. В соответствии с принципом Ле-Шателье происходит поглощение теплоты; температура жидкости понижается, что, естественно, тормозит процесс усиления испарения. А вот если бы при испарении теплота не поглощалась, а наоборот, выделялась, то процесс испарения, начавшись, должен был усиливаться неограниченно, что, конечно, бессмысленно с физической точки зрения. Заметим, что когда для стимулирования таяния мокрого снега дворники посыпают его солью, они, не сознавая того, используют принцип Ле-Шателье. Соль повышает степень насыщения воды солью — и начинается подтаивание, которое, естественно, способствует снижению солёности воды.

Коль скоро мы коснулись таяния снега, то поговорим о таких фазовых переходах, как плавление и отвердевание (кристаллизация). При плавлении единичной массы твердого тела происходит поглощение энергии, называемой *удельной теплотой плавления*. При отвердевании единичной массы жидкости происходит такое же высвобождение энергии. Обратим внимание на то, что, в отличие от испарения и конденсации, плавление вещества, являющегося в твердом состоянии кристаллом, равно как и отвердевание такого вещества, оказавшегося в жидком состоянии, *происходит при строго определенной температуре*, называемой *температурой плавления* (она же *температура кристаллизации*). Эта температура различна для разных веществ и зависит от внешнего давления.

Для оксида водорода H_2O температура плавления равна $0\text{ }^\circ\text{C}$ при нормальном внешнем давлении (оно равно 1 атм, т.е. 760 мм рт. ст.). Удельная теплота плавления составляет 0,33 МДж/кг. Отметим, что это заметно меньше, чем удельная теплота парообразования для температур до $300\text{ }^\circ\text{C}$.

Мы говорили о фазовых переходах между жидким и твердым состояниями для веществ, которые в твердом состоянии являются кристаллами. *Аморфные тела* постепенно переходят из одного состояния в другое и не имеют определенной температуры плавления. К таким телам относятся, например, стекла, смолы, пластмассы.

Переходы между разными агрегатными состояниями вещества относят к категории *фазовых переходов 1-го рода*. При таких переходах скачкообразно изменяется плотность вещества и происходит либо поглощение, либо выделение теплоты. Существенно, что при фазовых переходах 1-го рода новое состояние *не возникает сразу во всем рассматриваемом объеме вещества*. Сначала образуются зародыши, которые постепенно растут и распространяются на весь объем. Мы уже встречались с этим, когда отмечали роль аэрозольных частиц как ядер конденсации при образовании облаков и туманов (см. п. 1.1.5). Водяной пар в отсутствие ядер конденсации и вода в отсутствие центров кристаллизации могут находиться в переохлажденном состоянии. Можно, например, длительное время наблюдать воду при температурах $10\text{--}20\text{ }^\circ\text{C}$ ниже нуля, если вода особенно чистая.

Существуют также фазовые переходы, при которых не происходит ни поглощения, ни выделения теплоты. Их называют *фазовыми переходами 2-го рода*. В таких переходах превращение охватывает сразу весь объем тела (переходы происходят между состояниями твердого тела). Это может быть, например, изменение симметрии кристаллической решетки твердого тела, превращение

парамагнетика в ферромагнетик, переход металлов и сплавов в сверхпроводящее состояние.

Мы ограничимся рассмотрением только фазовых переходов 1-го рода.

§ 4.2. Первопричина фазовых переходов в атмосфере

Важную роль играют в атмосферных процессах фазовые переходы *водяной пар — вода* (испарение воды и конденсация пара) и *водяной пар — лед* (сублимация льда и конденсация пара в твердое состояние). Первопричиной этих фазовых переходов являются *нарушения равновесия* в системах пар–вода и пар–лед.

4.2.1. Насыщенный водяной пар. В природных условиях можем встретить систему водяной пар — вода, наблюдая, например, поверхность воды пруда или глядя на туман или облако. Обе системы схематично представлены на рис. 4.2. Здесь условно выделен некоторый объем; внутри него одна часть оксида водорода находится в жидком состоянии, т.е. в виде воды (она заштрихована), а другая пребывает в газообразном состоянии, т.е. в виде водяного пара (она не заштрихована). В случае *а* на рис. 4.2 имеем дело с водяным паром в воздухе над плоской поверхностью воды; случай *б* — капли воды, взвешенные в воздухе, содержащем некоторое количество водяного пара. Конечно, кроме пара, в воздухе есть азот, кислород и ряд других газов, но в данной ситуации их можно не принимать во внимание. Их следовало бы учитывать (точнее говоря, следовало бы учитывать атмосферное давление), если бы в переходе вода → пар участвовал процесс кипения воды.

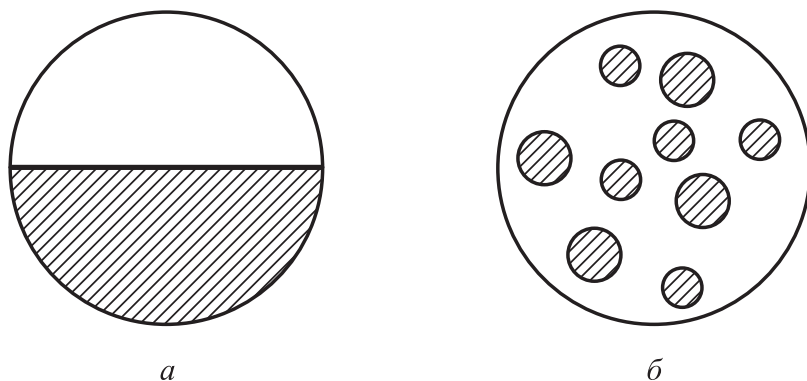


Рис. 4.2

Итак, отправимся мысленно на берег пруда. В отсутствие ветра водная гладь кажется совершенно спокойной. Но в действительности перед нами совершается великое множество микрособытий, недоступных нашему взору. Наиболее быстрые молекулы H_2O , преодолев притяжение со стороны других молекул, вылетают из водной массы и образуют пар над поверхностью воды. Это и есть *испарение воды*. Молекулы водяного пара сталкиваются с молекулами воздуха, и часть молекул H_2O возвращается обратно в жидкость. Это *конденсация пара*. При данной температуре устанавливается своеобразное *равновесие* в системе пар–вода, когда число молекул H_2O , покидающих за единицу времени жидкость, равно в среднем числу молекул H_2O , возвращающихся за то же время обратно. Такое равновесие называют *динамическим*. При наличии равновесия процессы испарения и конденсации оказываются взаимно скомпенсированными. Водяной пар, находящийся в этом случае над поверхностью воды, называют *насыщенным паром*. Можно сказать, что насыщенный пар — это *пар, который находится в равновесии с водой*, над которой он образовался. При данной температуре насыщенный пар имеет определенное парциальное давление, иначе говоря, определенную упругость. Ее называют *упругостью насыщенного пара* или, проще, *упругостью насыщения*. Этим термином мы будем широко пользоваться; поэтому еще раз отметим: упругость насыщения есть парциальное давление насыщенного пара.

Если по какой-то причине упругость пара станет меньше упругости насыщения (например, если вдоль поверхности воды подует сухой ветер), то *равновесие в системе пар–вода нарушится*. Процесс испарения начнет преобладать над процессом конденсации. В результате упругость пара начнет расти. Это будет продолжаться, пока снова не установится динамическое равновесие между испарением и конденсацией; иначе говоря, пока пар снова не станет насыщенным.

Если упругость пара станет больше упругости насыщения (например, если над водой подует влажный ветер), то начнет преобладать процесс конденсации над процессом испарения. Упругость пара начнет уменьшаться, пока не установится динамическое равновесие и пар не станет насыщенным.

Водяной пар, упругость которого *меньше* упругости насыщения при данной температуре, называют *ненасыщенным* или *перегретым*. Пар, упругость которого больше упругости насыщения при данной температуре, называют *пересыщенным*.

Воздух, содержащий ненасыщенный (перегретый) пар, характеризуют физической величиной, называемой *относительной*

влажностью воздуха. Если p — упругость пара при некоторой температуре T , а $p_{\text{н}}(T)$ — упругость насыщения при этой температуре, то относительная влажность воздуха при рассматриваемой температуре

$$f(T) = \frac{p}{p_{\text{н}}(T)} \cdot 100\%. \quad (4.1)$$

Напомним, что относительная влажность воздуха может быть определена иначе — не через упругость (парциальное давление) пара, содержащегося в воздухе, а через абсолютную влажность воздуха, представляющую собой массу водяного пара в единице объема воздуха, т. е. плотность пара. Именно так мы определили относительную влажность в п. 1.1.3. Она выражалась через отношение наблюдаемой при данной температуре плотности пара к плотности пара, который был бы насыщенным при рассматриваемой температуре — см. (1.3).

По-видимому, по причине схожести соотношений (4.1) и (1.3) иногда путают понятия «упругость пара» и «плотность пара». Следует помнить, что упругость пара p — это его парциальное давление (единица измерения $\text{Н/м}^2 = \text{Па}$), а плотность пара ρ — это масса пара в единице объема (единица измерения кг/м^3). Связь между p и ρ можно получить, воспользовавшись соотношением (1.21) для идеального газа, где $n = \rho/m$ ($m = 3 \cdot 10^{-26}$ кг — масса молекулы H_2O). Учитывая, что $k = 1,38 \cdot 10^{-23}$ Дж/К, представим упомянутое соотношение в виде

$$\rho = 217p/T, \quad (4.2)$$

где ρ измеряется в единицах г/м^3 , а p — в единицах гПа .

4.2.2. Зависимость упругости насыщения от температуры (кривая испарения). Точка росы. *Упругость насыщения монотонно возрастает с увеличением температуры.* Причем возрастает не линейно, как того требует закон Шарля, а существенно быстрее, поскольку у насыщенного пара с ростом температуры возрастает не только кинетическая энергия молекул, но и их концентрация (за счет испарения).

Отметим, что упругость насыщения над поверхностью льда немного ниже, чем при той же температуре над поверхностью воды. Это объясняется тем, что силы сцепления между молекулами H_2O во льду больше, чем в воде. Возможно, читатель удивится тому, что мы говорим об одинаковых температурах поверхности льда и воды. Дело в том, что чистая вода может находиться в переохлажденном состоянии при отрицательных температурах даже до -30 °С.

Ниже приведена таблица для зависимости упругости насыщения над чистой водой и льдом.

Упругость насыщения над водой и льдом

Температура, °С	Упругость насыщения, гПа	
	над водой	надо льдом
–40		0,11
–30	0,55	0,35
–20	1,28	1,03
–10	2,86	2,60
0	6,11	6,11
10	12,3	
20	23,4	
30	42,4	
40	73,8	

На рис. 4.3, *а* представлен график зависимости упругости насыщения p_n от температуры T в интервале от 0 °С до 40 °С. График температурной зависимости упругости насыщения над водой приведен также на рис. 4.3, *б* (сплошная кривая), где рассматриваются температуры от –40 °С до 0 °С. Там же штриховой линией показана температурная зависимость упругости насыщения надо льдом.

Кривую на рис. 4.3, *а* называют (вместе со сплошной кривой на рис. 4.3, *б*) *кривой равновесия воды и пара*, а также *кривой испарения*. На $(p-T)$ -плоскости она изображает границу между жидкой и газообразной фазами оксида водорода: в области слева и сверху от кривой равновесия находится вода, а справа и снизу — водяной пар. Если, используя соотношение (4.2), связывающее упругость и плотность пара, перейти от зависимости $p_n(T)$ к $\rho_n(T)$, то кривая испарения на рис. 4.3 превратится в уже знакомую нам кривую на рис. 1.2.

Выделим мысленно некоторый относительно малый объем воздуха; он характеризуется температурой, давлением, относительной влажностью, парциальным давлением (упругостью) пара. С помощью термометра измерим температуру воздуха (а значит, и водяного пара, содержащегося в нем); допустим, она равна 35 °С. Измерив с помощью конденсационного гигрометра (см. ниже) *точку росы*, которая оказалась равной 24 °С, и используя кривую испарения, изображенную на рис. 4.3, *а*, можем

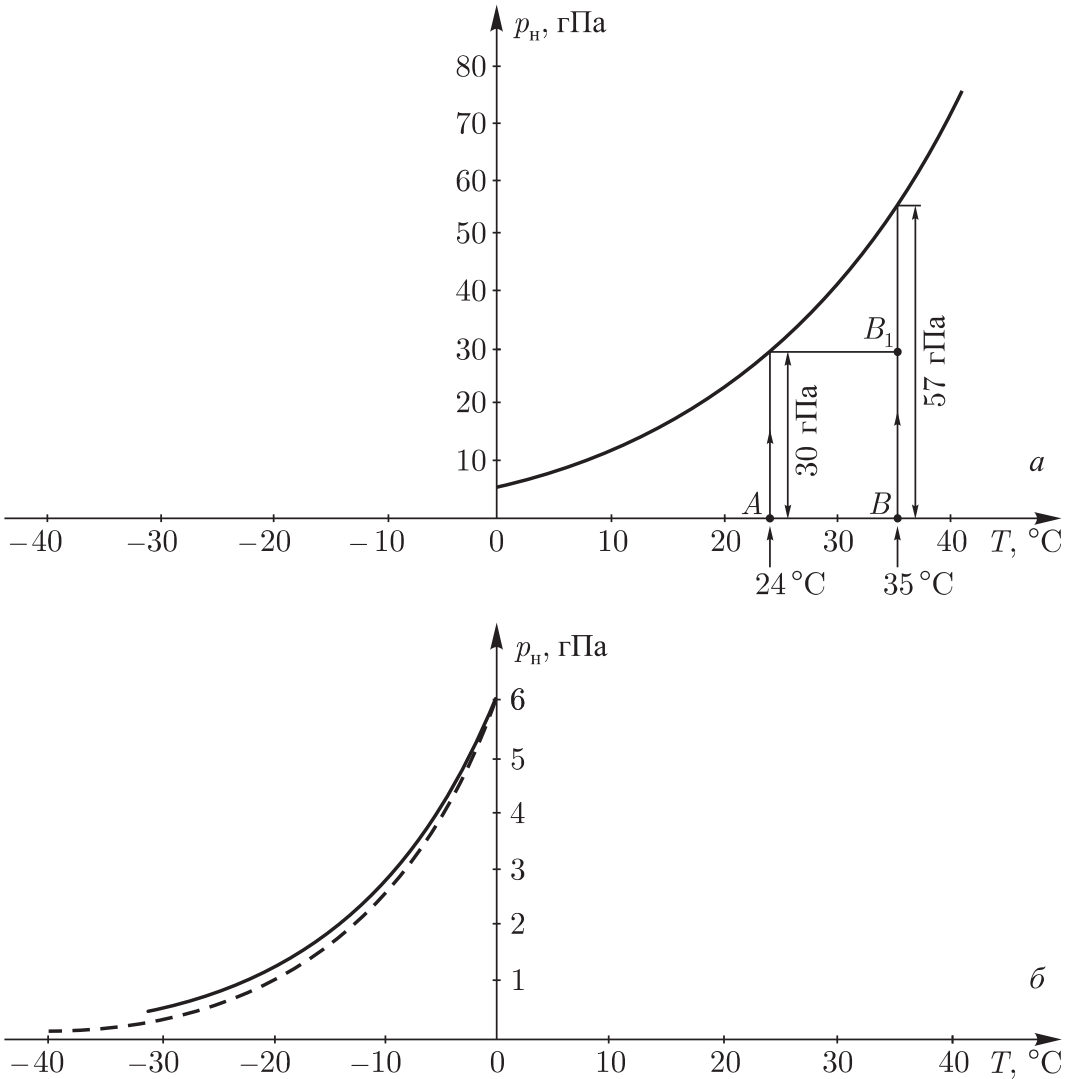


Рис. 4.3

определить относительную влажность воздуха при 35°C и упругость пара, содержащегося в рассматриваемом объеме воздуха.

Напомним, что *точка росы* — это температура, до которой должен охладиться воздух при неизменном давлении, чтобы содержащийся в нем пар достиг насыщения и начал конденсироваться. В нашем случае точка росы равна 24°C . Проведем на рис. 4.3, а перпендикуляр к оси T из точки A , находим упругость насыщения при 24°C ; она оказалась равной 30 гПа . Значит, пар, достигший насыщения при температуре 24°C , имеет парциальное давление (упругость) 30 гПа . А это как раз и есть упругость пара, содержащегося в выделенном объеме воздуха (ведь при изобарическом охлаждении воздуха парциальное давление пара, как и давление воздуха, осталось неизменным). Мы определили упругость пара, а заодно

выяснили, что его исходное состояние есть точка B_1 на плоскости $p-T$ (см. рис. 4.3, а). Чтобы теперь найти относительную влажность воздуха при 35°C , нужно разделить упругость пара 30 гПа на упругость насыщения при температуре 35°C . Последнюю находим, восстановив перпендикуляр к оси T из точки B ; легко видеть, что $p_n(35^\circ\text{C}) = 57$ гПа. Таким образом, искомая относительная влажность равна $(30/57) \cdot 100\% = 52,6\%$.

На рис. 4.4 схематически изображен конденсационный гигрометр. Он представляет собой металлическую коробку 1, в которую наливают легко испаряющуюся жидкость 2, например эфир.

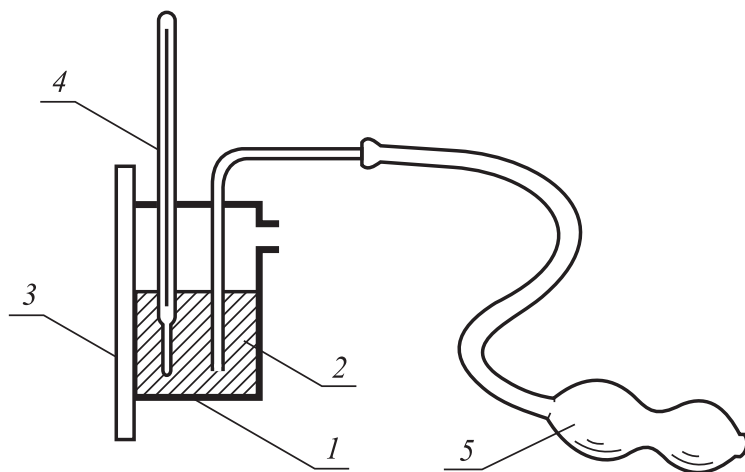


Рис. 4.4

При испарении эфира стенки коробка гигрометра охлаждаются, и по достижении точки росы появляются капельки на полированной поверхности 3 (она запотевает). Температуру, при которой достигается точка росы, измеряют термометром 4. Для усиления процесса испарения эфира через него продувают воздух с помощью резиновой груши 5.

4.2.3. Две принципиальные возможности нарушения равновесия в системе пар–вода. Как мы выяснили в п. 4.2.1, такие фазовые переходы, как испарение и конденсация, происходят при нарушении равновесия в системе пар–вода, т. е. когда водяной пар отклоняется от состояния насыщения в соответствующую сторону. Испарение происходит, когда пар становится ненасыщенным (перегретым), а конденсация — когда он становится пересыщенным.

В равновесной системе пар–вода упругость пара равна упругости насыщения при данной температуре. Легко сообразить, что существуют две принципиальные возможности нарушения равновесия в этой системе.

Первая предполагает *изменение упругости пара при неизменной упругости насыщения, т.е. при неизменной температуре*. Если при этом упругость пара стала *ниже* упругости насыщения, возникает некомпенсированное испарение, а если упругость пара стала *выше* упругости насыщения, наступает некомпенсированная конденсация.

Вторая принципиальная возможность предполагает *изменение температуры системы и, следовательно, упругости насыщения при неизменной упругости пара*. Если при этом температура повысилась (а значит, упругость насыщения стала больше упругости пара), возникает некомпенсированное испарение, а если температура понизилась (упругость насыщения стала меньше упругости пара) — некомпенсированная конденсация.

Разумеется, возможен и смешанный вариант — когда *и упругость пара, и упругость насыщения изменяются*. Если они изменяются одинаковым образом, равновесие системы пар–вода сохраняется. Оно нарушается, когда упругость пара и упругость насыщения изменяются *различным образом* (особенно если одна растет, а другая уменьшается). Испарение можно резко усилить, если одновременно понижать упругость пара (например, с помощью сухого ветра над водной поверхностью) и увеличивать упругость насыщения, повышая температуру. Конденсацию можно особенно усилить, если одновременно повышать упругость пара (например, с помощью влажного ветра над водой) и уменьшать упругость насыщения, понижая температуру.

Понятно, что такие же соображения можно привести, рассматривая возможности нарушения равновесия в системе пар–лед.

4.2.4. Зависимость упругости насыщения от кривизны водной поверхности и концентрации солей в воде. До сих пор мы предполагали, что водяной пар находится над плоской поверхностью воды (или льда) — см. рис. 4.2, а. Что изменится, если водяной пар будет контактировать с *выпуклой* водной поверхностью, например, когда вода находится внутри шарообразных капель, взвешенных в воздухе, содержащем водяной пар (см. рис. 4.2, б)?

В случае *выпуклой* поверхности жидкости испарение происходит интенсивнее, чем в случае плоской, поскольку выпуклость поверхности облегчает молекулам вылет из жидкости. Это означает, что при одной и той же температуре *упругость насыщения над выпуклой поверхностью воды больше, нежели над плоской поверхностью*. Она будет тем больше, чем меньше радиус

кривизны поверхности, например, чем меньше радиус r водяных капель. Приведем без вывода простое соотношение:

$$p_{\text{н}}(T, r) = p_{\text{н}}(T) \exp(a/rT). \quad (4.3)$$

Здесь $p_{\text{н}}(T, r)$ и $p_{\text{н}}(T)$ — упругость насыщения при температуре T для пара над каплями воды радиуса r и над плоской водной поверхностью соответственно; $a = 1,42 \cdot 10^{-7}$ м · К. Температура T выражается в Кельвинах.

Если, например, $r = 10^{-7}$ см, то, согласно (4.3), $p_{\text{н}}(T, r) = 1,6p_{\text{н}}(T)$. Если $r = 10^{-8}$ см, то $p_{\text{н}}(T, r) = 3,9p_{\text{н}}(T)$. Как видим, при $r > 10^{-6}$ см можно считать, что $p_{\text{н}}(T, r) \approx p_{\text{н}}(T)$. Кривизна поверхности сказывается лишь в случае очень мелких капель.

Известно, что капли очень малого радиуса легко испаряются. Если маленькие капли находятся в воздухе вблизи больших капель, то происходит их испарение, сопровождающееся конденсацией образовавшегося пара на больших каплях. Получается, что *большие капли как бы поглощают маленькие*.

Если бы рассматривалась не выпуклая, а *вогнутая* водная поверхность, то упругость насыщения была бы *меньше* по сравнению со случаем плоской поверхности (поскольку вогнутость поверхности затрудняет вылет молекул из жидкости). Недаром при сырой погоде прежде всего отсыревают пористые материалы, смачиваемые водой.

Упругость насыщения в случае, когда в воде растворены соли, меньше упругости насыщения над пресной водой. Измерения показывают, что над морской водой насыщение водяного пара достигается при упругости пара, которая примерно на 2% ниже, чем над пресной водой. Заметим, что капли в облаках действительно содержат соли, так как они образуются, в частности, на солевых ядрах конденсации.

4.2.5. Кипение как особый процесс парообразования.

На рис. 4.2 были условно изображены две системы пар–вода: *а* — пар в воздухе над плоской поверхностью воды и *б* — капли воды, взвешенные в воздухе, содержащем пар. Напрашивается еще вариант — система, изображенная на рис. 4.5, *а*: пузырьки воздуха с паром внутри водной массы. Именно в этом случае пар находится над *вогнутой* поверхностью воды. Встречаемся ли мы в природе с таким случаем?

Мы встречаемся с ним всякий раз, когда наблюдаем *кипение воды*. В этом случае следует рассматривать не систему на рис. 4.5, *а*, а систему на рис. 4.5, *б*: внутри воды находятся пузырьки воздуха с паром, а над водой находится

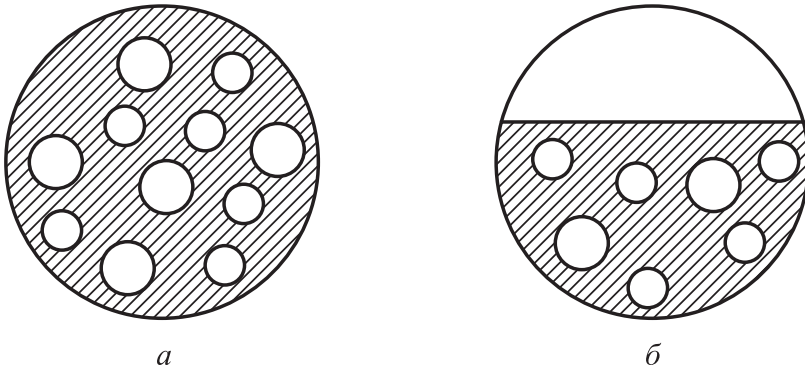


Рис. 4.5

воздух, характеризующийся атмосферным давлением p_a . Рассматривая эту систему, вспомним, как происходит кипение воды. При нагревании начинает выделяться растворенный в воде воздух и внутри водной массы образуются воздушные пузырьки, постепенно увеличивающиеся в количестве и размерах с ростом температуры. Внутри каждого пузырька происходит испарение, и там возникает насыщенный пар. По мере роста температуры не только увеличиваются размеры пузырька, но и возрастает давление насыщенного пара внутри него. Кипение связано с выходом пузырьков с паром за пределы поверхности, разделяющей воду и находящийся над ней воздух. Пузырьки смогут «вырваться из водяного плена», если давление пара внутри них увеличится до атмосферного p_a (гидростатическое давление не будем учитывать ввиду его относительной малости). Следовательно, кипение будет происходить при такой температуре (назовем ее *температурой кипения* $T_{\text{кип}}$, при которой давление насыщенного пара p_n в пузырьках станет равным атмосферному давлению p_a). Итак, кипение представляет собой особый случай парообразования — когда *испарение происходит во всем объеме воды внутри пузырьков воздуха*. В отличие от обычного испарения, кипение происходит не при любой температуре, а только при той, которая обеспечивает высвобождение пузырьков и определяется атмосферным давлением воздуха над водой.

Упругость насыщения p_n и температура системы T связаны соотношением, представляемым графически *кривой испарения* — см. рис. 4.3, а. Заменяв T на температуру кипения $T_{\text{кип}}$ и приравняв упругость насыщенного пара p_n атмосферному давлению p_a , мы тем самым превратим упомянутое соотношение в формулу, *связывающую температуру кипения и атмосферное давление*. Графически эта связь будет изображаться уже известной нам

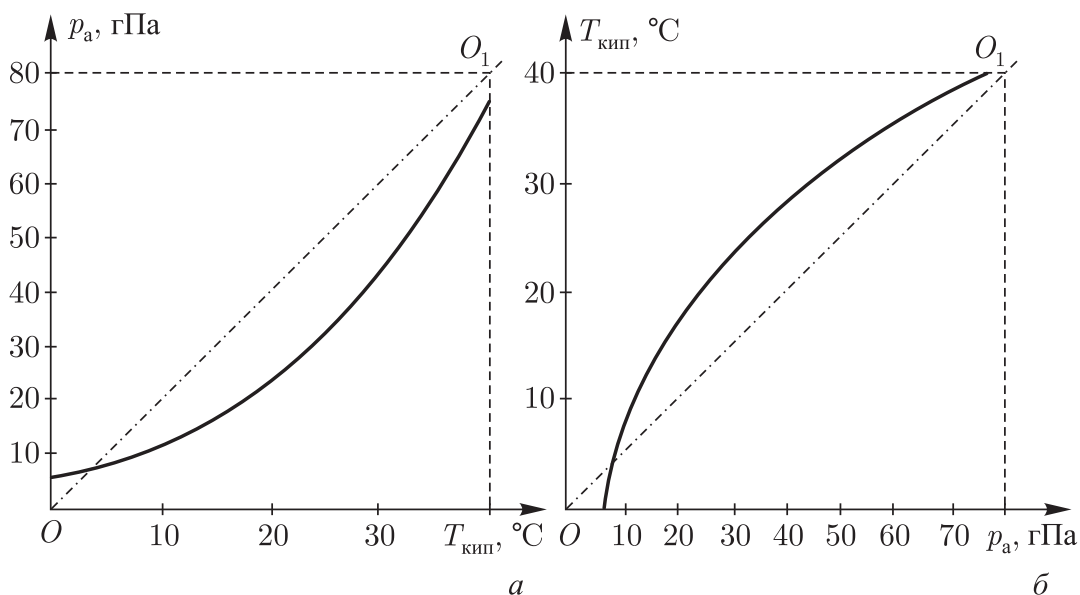


Рис. 4.6

кривой испарения при условии, что теперь по оси абсцисс отложены значения $T_{\text{кип}}$, а по оси ординат — значения p_a (рис. 4.6, а). Так как не атмосферное давление зависит от температуры кипения, а наоборот, мысленно повернем рис. 4.6, а вокруг оси OO_1 , так чтобы координатные оси поменялись местами. В результате получим *кривую кипения*, выражающую графически зависимость температуры кипения $T_{\text{кип}}$ от атмосферного давления p_a — рис. 4.6, б.

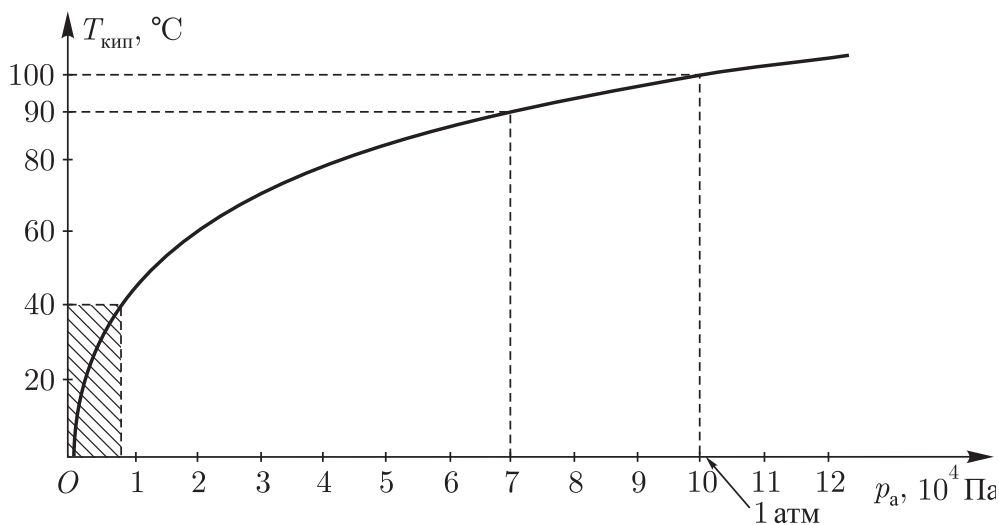


Рис. 4.7

На рис. 4.7 представлена кривая кипения воды для более широкого интервала значений p_a . Кривая кипения на рис. 4.6, б составляет лишь небольшую часть кривой на рис. 4.7 (она

находится в пределах заштрихованной области). Как и следовало ожидать, при атмосферном давлении, равном 1 атм, температура кипения воды равна 100 °С. Если, например, подняться в горах на высоту, при которой давление атмосферы составляет 0,7 атм (т. е. около 3 км над уровнем моря), то вода закипит при 90 °С. Чем ниже атмосферное давление, тем меньше упругость насыщения, позволяющая пузырькам высвободиться из воды, и поэтому тем меньше температура кипения. Совсем нетрудно заставить воду закипеть, например, при 20 °С, если поместить ее в закрытый сосуд и откачать из сосуда воздух, снизив его давление до 23 гПа, составляющего 2,3 % от нормального атмосферного давления.

§ 4.3. Туман

Бледнеет ночь... Туманов пелена
В лощинах и лугах становится белее,
Звучнее лес, безжизненной луна
И серебро росы на стеклах холоднее.

И. А. Бунин

4.3.1. Характеристика тумана. *Туман* — это скопление мелких капель воды (или ледяных кристаллов), возникающее при определенных условиях в атмосфере в непосредственной близости от поверхности суши или воды. Туман стелется над самой поверхностью, образуя слой толщиной от нескольких метров до десятков, иногда сотен метров. Он снижает горизонтальную видимость, ограничивает ее расстояниями от километра (слабый туман) до нескольких метров (очень сильный туман).

Диаметр капель воды в тумане принимает значения примерно от 0,5 мкм до 100 мкм. В обычном тумане диаметр капель порядка 10 мкм. Если в тумане преобладают очень мелкие капли (менее 1 мкм), его называют *дымкой*. Если же капли тумана относительно велики (диаметр 100–200 мкм), то это так называемая *морось*. Количество капель в 1 см³ тумана примерно от 100 до 1000.

Важной характеристикой тумана является его *водность* — общая масса всех водяных капель в единице объема. Водность тумана обычно не превышает 0,1 г/м³. В особо плотных туманах она может достигать 1 г/м³. Эти числа могут показаться очень малыми. Ведь собрав воедино все капельки из тумана, занимающего объем 1000 м³ и имеющего водность 0,1 г/м³, мы получим всего полстакана воды (100 г).

Поэтому кажется удивительным, как быстро намокает вся одежда у того, кому пришлось окунуться в промозглую сырость тумана.

Однако не следует особенно удивляться. В действительности воды в тумане не так уж мало. Рассмотрим слой тумана толщиной 10 м, повисший над полем площадью 5 км². Объем такого слоя равен $5 \cdot 10^7$ м³. При водности тумана 0,1 г/м³ в рассматриваемом слое содержится $5 \cdot 10^3$ кг воды. Вполне достаточно для орошения данного поля. Заметим, что туманы и росы — существенный источник влаги, необходимой растениям. Это всегда хорошо понимали земледельцы.

4.3.2. Разнообразие туманов. Из огромного разнообразия туманов выделим пять конкретных примеров, опишем их, а затем объясним физику возникновения.

Первый пример. Предположим, что имеется хорошо прогреваемый солнцем водоем (пруд, озеро, мелководная бухта). За ночь воздух над поверхностью воды охлаждается в большей степени, чем сама вода; его температура оказывается заметно меньше. Над водой возникает утренний туман. Он весьма нестойек. Взойдет солнце, и он быстро исчезнет. Желая подчеркнуть быстротечность молодости и юных мечтаний, А. С. Пушкин недаром упоминает утренний туман:

Любви, надежды, тихой славы
Недолго нежил нас обман,
Исчезли юные забавы,
Как сон, как утренний туман...

Второй пример. Холодный воздух переносится ветром в горизонтальном направлении и оказывается над теплой водой. И тут же над водой начинает образовываться туман. Такой туман можно наблюдать, например, в Арктике, когда массы холодного воздуха над льдами перемещаются на открытую воду.

Третий пример. Теплый воздух переносится ветром и оказывается над холодной поверхностью. При этом он охлаждается, и в результате возникает туман. Такой туман образуется, например, когда воздушные массы, получившие тепло от реки, перемещаются к покрытому снегом берегу. Таковы зимние туманы, характерные для Санкт-Петербурга. Возможен и другой случай: масса воздуха, прогревшись над берегом, перемещается в сторону моря и там отдает тепло холодной морской воде. Эти туманы образуются летними вечерами на море вблизи берега. Вспомним у А. С. Пушкина:

Погасло дневное светило,
На море синее вечерний пал туман...

Четвертый пример. Находящиеся над нагретой водой теплые массы воздуха поднимаются по склону горы и попадают в область относительно холодного воздуха. И уже там, наверху, в процессе охлаждения поднявшегося над холодным воздухом теплого воздуха образуется туман. Этот туман спускается по склону горы вниз, к воде. Именно такую ситуацию описал И. А. Бунин в стихотворении «Сумерки»:

Всё точно в полусне. Над серою водой
Сползает с гор туман, холодный и густой,
Под ним гудит прибой, зловеще разрастаясь,
А темных голых скал прибрежная стена,
В дымящийся туман погружена,
Лениво курится, во мгле теряясь.

Пятый пример. После захода солнца нагретая за день земля остывает быстрее, чем воздух. Приповерхностные массы воздуха оказываются теплее; они начинают отдавать тепло земле и, как следствие, охлаждаются. Возникает вечерний туман, о котором упоминал М. Ю. Лермонтов:

И скрылся день; клубясь, туманы
Одели темные поляны
Широкой белой пеленой...

Обратим внимание на подмеченное поэтом свойство тумана клубиться. Но туман чаще не клубится, а «ползет». Вспомним у С. А. Есенина:

Пряный вечер. Гаснут зори.
По траве ползет туман.

Представленные картины тумана обычно наблюдают в *природных условиях* — в полях, на лугах, на лесных полянах, среди холмов, на берегах рек и морей. Городские же туманы, как правило, более плотные и на первый взгляд неподвижны. Отметим для примера известные лондонские туманы, именуемые смогом (см. п. 1.1.5). Английский поэт Эмиль Верхарн в довольно мрачных тонах описывает туман, сгустившийся в большом городе над загрязненной рекой:

Сплошными белыми пластами
Туман залег между домов...
Туман сырой, туман холодный,
Туман, как белый войлок, плотный,
Окутал низкие челны...

4.3.3. Возникновение тумана. Туманы испарения и туманы охлаждения. Возникновение тумана можно рассматривать как явление *выделения росы*. Но выделение ее происходит в данном случае не на поверхности земли, не на поверхностях листьев или травинки, а в объеме воздуха. При определенных условиях часть водяного пара, находящегося в воздухе, конденсируется, в результате чего и возникают водяные капли тумана. Обратим внимание на то, что лишь очень небольшая часть массы водяного пара превращается в воду, содержащуюся в каплях тумана.

Зависимость парциального давления (упругости) p_n насыщенного пара от температуры T представлена графически *кривой испарения* на рис. 4.3, а. Видно, что при обычных температурах (близких к $20\text{ }^\circ\text{C}$) упругость насыщенного пара равна ~ 20 гПа. Используя (4.3), получаем, что при $20\text{ }^\circ\text{C}$ (293 K) насыщенный пар с упругостью 20 гПа имеет плотность 15 г/м^3 . В то же время водность тумана, как уже отмечалось, обычно не превышает $0,1\text{ г/м}^3$. Значит, в капли тумана конденсируется не более 1% массы водяного пара.

При каких условиях возникает туман? Таких условий два. Первое почти всегда выполняется. Оно требует, чтобы в воздухе содержались *ядра конденсации* — центры, на которых будет происходить конденсация пара. Роль таких ядер выполняют *аэрозольные частицы* в виде капель растворов солей и кислот, твердых частиц, растворимых в воде, а также нерастворимых, но смачиваемых водой (частиц почвы, горной породы, дыма). В городском воздухе, вследствие его относительно сильной загрязненности, концентрация ядер конденсации в 10–100 раз больше, чем в воздухе сельских, морских, горных районов. Именно поэтому городские туманы отличаются более высокой водностью и устойчивостью.

Второе условие возникновения тумана выполняется далеко не всегда. Оно требует, чтобы водяной пар был не просто насыщенным, а *пересыщенным*, т. е. чтобы его упругость оказалась больше упругости насыщенного пара при рассматриваемой температуре. Укажем два крайних случая, когда пар становится пересыщенным.

Первый случай поясняет рис. 4.8, а, на котором повторяется кривая испарения, изображенная на рис. 4.3, а. Будем полагать упругость пара неизменной (обозначим ее p_1). Исходную температуру воздуха, а значит, и содержащегося в нем пара, обозначим T_1 ; таким образом, исходное состояние пара представляется точкой A на плоскости (p - T). Предположим, что температура воздуха изобарически понижается. По достижении температуры T_2 (точки росы) пар насыщается; при дальнейшем охлаждении он становится пересыщенным. При температуре T_3 упругость пара оказывается выше упругости p_2 насыщенного пара при этой температуре, что и указывает на пересыщение пара и, следовательно, на возникновение тумана. Образующийся в рассматриваемом случае туман называют *туманом охлаждения*. Это туман, возникающий при изобарическом охлаждении.

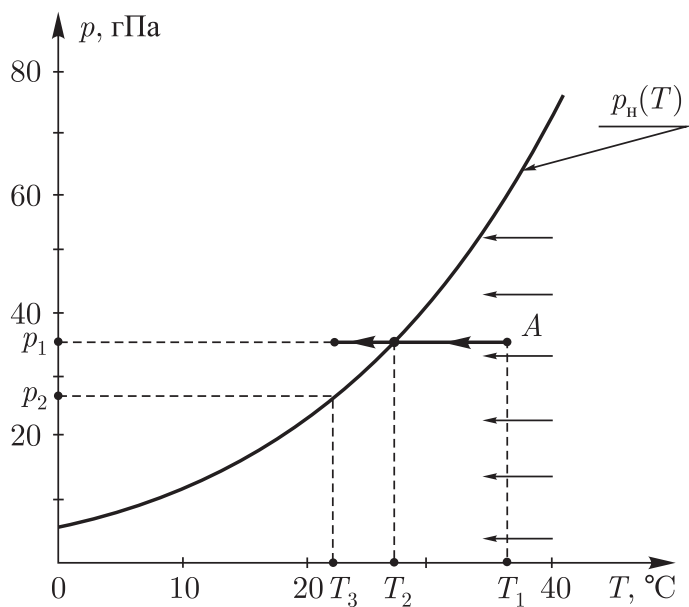
Второй случай поясняет рис. 4.8, б. В этом случае полагаем неизменной температуру воздуха (а значит, и пара); обозначим ее T_1 . В исходном состоянии парциальное давление (упругость) пара обозначим p_1 ; следовательно, исходное состояние пара представляется точкой B на плоскости (p - T). Предположим, что упругость пара изотермически повышается, что связано с усилением процесса испарения. По достижении упругости p_2 изотерма пара пересекает кривую испарения; значит, при парциальном давлении p_2 температура T_1 оказывается точкой росы. При дальнейшем росте давления пар становится пересыщенным; его упругость оказывается больше упругости насыщенного пара при температуре T_1 — и возникает туман, который называют *туманом испарения*. Это туман, появляющийся при изотермическом повышении парциального давления пара.

Разделив различные виды туманов на две группы — туманы охлаждения и туманы испарения, — вернемся к отмеченным ранее пяти примерам.

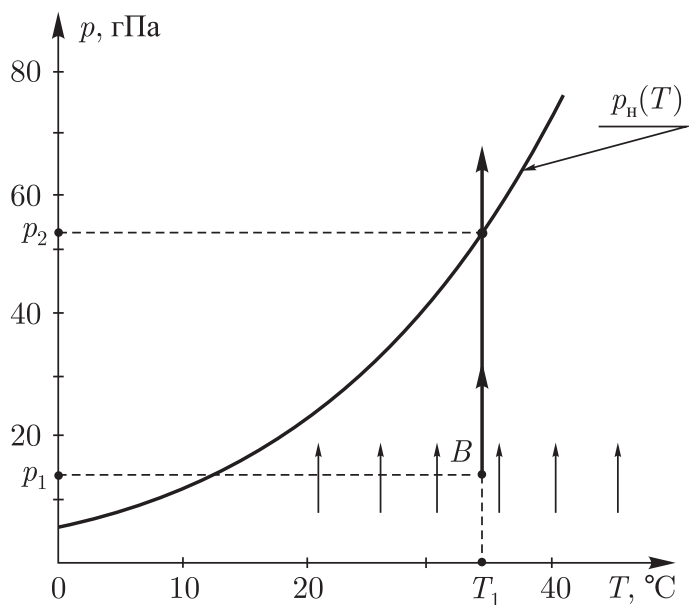
Первый пример. Прилегающий к воде остывший за ночь утренний воздух имеет более низкую температуру, чем поверхность воды. Поэтому с теплой водной поверхности испаряется в холодный воздух дополнительное количество пара. В результате возникает туман испарения.

Второй пример. В этом случае происходит испарение дополнительного количества пара в находящийся над льдом холодный воздух с относительно теплой поверхности открытой воды. Как и в первом примере, мы имеем дело с туманом испарения.

Третий пример. В этом примере были отмечены два случая. Теплый воздух, нагретый в первом случае (зимой) над речной



а



б

Рис. 4.8

водой, а во втором случае (летом) над берегом моря, обогащается влагой, а затем охлаждается над заснеженным речным берегом или над поверхностью моря. В обоих случаях возникает туман охлаждения.

Четвертый пример. Теплые массы воздуха, обогатившиеся влагой, поднимаются вверх и сильно охлаждаются. Возникает туман охлаждения, который опускается по склону горы обратно к морю.

Пятый пример. Вследствие перехода теплоты от нагретого слоя приповерхностного воздуха к быстро остывшей земной поверхности происходит охлаждение воздуха и возникает типичный туман охлаждения.

Физический механизм образования тумана был описан выше лишь в самых общих чертах. В действительности он значительно сложнее. Во-первых, на возникновение и характер тумана влияет аэрозольный состав воздуха. Во-вторых, разделение на туманы испарения и туманы охлаждения достаточно условно — это два крайних случая. Обычно процесс образования тумана *включает в себя как охлаждение воздуха, так и испарение в него дополнительного количества пара.*

Взять хотя бы обсуждавшийся ранее утренний туман над мелководной бухтой или прудом. Мы отнесли его к туманам испарения, поскольку в данном случае с поверхности относительно теплой воды испаряется в остывший воздух дополнительная масса пара. Однако нельзя забывать, что, прежде чем остыть, прилегающий к воде слой воздуха был теплым и потому был обогащен влагой. Так что туман начал образовываться уже во время остывания воздуха и может рассматриваться как туман охлаждения.

Достаточно сложен процесс возникновения и роста водяных капель, взаимодействия их друг с другом. Любопытно, что в процессе формирования тумана относительная влажность воздуха понижается. Это связано с несколькими причинами: некоторым уменьшением абсолютной влажности за счет частичной конденсации пара, повышением упругости насыщенного пара над выпуклой водной поверхностью (поверхностью капли), повышением упругости насыщенного пара при увеличении температуры (обусловленным высвобождением теплоты парообразования при конденсации пара). Поэтому процесс формирования тумана, начавшись, развивается вовсе не лавинообразно. Он может довольно быстро прекратиться. Недаром, как уже отмечалось, в водяные капли тумана конденсируется не более 1% массы водяного пара.

Процесс образования тумана чувствителен к степени пересыщения и к концентрации ядер конденсации. Обе величины могут изменяться во времени и от одной точки пространства к другой. Это приводит к соответствующим изменениям во времени и пространстве водности тумана. В результате туман *приобретает подвижность* — он может ползти, волноваться, клубиться.

4.3.4. Цвет туманов. Какого цвета туман? Легкая туманная дымка над морем имеет голубоватый цвет. Вспомним у М. Ю. Лермонтова:

Белеет парус одинокий
В тумане моря голубом...

Туману действительно свойствен синеватый цвет. Правда, плотные туманы не голубые, а белые, или, точнее, белесые. Городские жители практически никогда не видят голубых туманов. Густые городские туманы могут походить на «белый войлок плотный». Они нередко имеют желтоватый оттенок, выглядят серыми, грязноватыми.

Луна или Солнце, наблюдаемые сквозь неплотный туман, кажутся красноватыми. Напомним прекрасные пушкинские строки:

Туман над озером дымился,
И красный месяц в облаках
Тихонько по небу катился...

Городские огни в тумане также выглядят красноватыми. У Ч. Диккенса в «Приключениях Оливера Твиста» есть, например, такая сцена: «Ночь была очень темная, погода стояла плохая. Над рекой навис туман, сгущая красные отблески огней, которые горели на маленьких судах...»

Цвет тумана определяется световыми волнами, которые, *рассеиваясь на каплях воды*, попадают в глаз наблюдателя. Капли диаметром много больше микрометра практически одинаково рассеивают свет во всем интервале длин волн, воспринимаемых глазом. Этим объясняется молочно-белый и белесоватый цвет плотных туманов. Мелкие же капельки, диаметр которых меньше 1 мкм, рассеивают преимущественно *более короткие* световые волны. Поэтому не слишком плотные туманы, а тем более туманная дымка окрашены в голубоватые и синеватые тона. Поэтому также Луна, Солнце, городские огни, просвечивающие сквозь туман, выглядят красноватыми — ведь от них к нам в глаз попадают световые волны, не испытавшие рассеяния на каплях тумана, а потому сдвинутые в красную область спектра длин волн (см. опыт Тиндаля в п. 6.1.1).

Итак, казалось бы, все понятно. Сам туман белый или синеватый, а наблюдаемые сквозь него источники света красноватые. Но в природе встречаются довольно неожиданные ситуации. Французский художник Клод Моне изобразил на своей картине «Чайки» мелькающих в тумане над Темзой чаек на фоне здания лондонского Парламента. Туман на картине содержит красноватые, даже багровые тона. В свое время это вызывало удивление у зрителей, считавших, что туман не может быть красным.

Однако художник оказался прав: он рисовал вечерний туман, а такой туман и в самом деле может быть окрашен в красные тона. Это происходит вследствие рассеяния крупными каплями тумана красных лучей, приходящих от заходящего солнца.

Как отмечалось, городские туманы нередко имеют желтоватые оттенки, выглядят серыми, грязными. Это можно объяснить сильной загрязненностью городского воздуха, присутствием в нем пыли и частичек сажи. Надо иметь в виду также, что химические соединения, отравляющие воздух городов, растворяясь в каплях тумана, могут окрашивать их в различные тона, в том числе желтоватые.

§ 4.4. Образование облаков и выпадение осадков

Там щедрым отблеском зари освещены,
Густые облака, сбегая с вышины,
Нависли пышными янтарными клубами...

В. Г. Бенедиктов

4.4.1. Такая изменчивая картина облачного неба. В толковом словаре В. И. Даля дано короткое и в то же время вполне точное определение облака: «Облако — туман в высоте». Как и туманы, облака представляют собой взвесь в атмосферном воздухе мелких и мельчайших водяных капель. Наряду с каплями воды в облаках могут находиться также маленькие кристаллы льда.

При всем сходстве с туманом облако все-таки существенно отличается от него. Это ясно уже потому, что существуют десять форм тропосферных облаков, различающихся внешним видом и происхождением (см. п. 1.3.6). Строго говоря, на туман похожи лишь слоистые облака (см. рис. 1.14, *a*). Что же касается облаков других форм, то они весьма отличаются от туманов не только по внешнему виду, но и по характеру процессов, связанных с их формированием.

Формы облаков могут быть очень впечатляющими. Великолепные картины облачного неба мы наблюдаем довольно часто. Ими можно любоваться также, глядя на полотна многих художников-пейзажистов. В качестве примера отметим прекрасные пейзажи французского живописца Клода Лоррена с фантастическими громадами кучевых облаков, выразительно освещенных солнечными лучами. Другие примеры — облака над равнинами на полотнах голландского пейзажиста Якоба Рейсдала и облака над морем русского художника-мариниста И. К. Айвазовского.

Впрочем, при всей выразительности живопись не в состоянии показать одно из наиболее важных свойств облаков — их *непостоянство, непрерывные изменения*, происходящие с ними. На картине облака изображены в какой-то момент времени. Конечно, нетрудно представить, что в действительности они не неподвижны, что ветер гонит их. Этого, однако, мало. Облака не просто проплывают над землей — они на наших глазах непрерывно изменяются, возникают и тают. Все время неуловимо изменяются их форма и оттенки.

Небольшое облако может буквально на глазах родиться, покрасоваться некоторое время и исчезнуть. Вот как описывает это И. А. Бунин:

Высоко в просторе неба,
Все сияя белизною,
Вышло облачко на полдень
Над равниной водяною.
Из болот оно восстало,
Из холодного тумана —
И замлело, засияло
В синей стали океана...
Вышло облачко высоко,
Стало тонкое, сквозное,
Улыбнулось одиноко —
И угасло в ярком зное.

Прекрасное стихотворение посвятил облаку английский поэт Перси Биши Шелли. В нем есть такие строки:

Я землей рождено, я водой вспоено,
Вращено средь небесной равнины,
Отдыхаю в горах, исчезаю в морях,
Я меняюсь, но нет мне кончины.

Действительно, облака весьма *изменчивы*. Их изменчивость говорит о том, что внутри облака *постоянно происходят превращения*. Возникнув на ядрах конденсации, водяные капли растут, блуждают внутри облака, выносятся за его пределы, выпадая в виде осадков или испаряясь. В облаке капли тоже испаряются, но они могут, кроме того, слипаться с другими каплями (коагулировать) или, напротив, разбиваться на более мелкие капли. Развивающееся облако пронизано восходящими воздушными потоками, рождающими все новые и новые капли воды, которые этими же потоками подхватываются и уносятся

вверх. Увлекаемые восходящими потоками воздуха водяные капли кристаллизуются, превращаясь в льдинки. А льдинки опускаются вниз, сублимируя (превращаясь в пар) и плавясь (становясь каплями воды).

Время жизни жидких и твердых частиц облака может оказаться во много раз меньше времени жизни облака в целом. Цикл жизни облака завершается его испарением; выпадение осадков, естественно, способствует разрушению облака. Время жизни кучевообразных облаков измеряется десятками минут, а слоистообразных облаков — сутками. Длительность существования облака объясняется, во-первых, малыми скоростями падения облачных частиц (капли радиусом 1–10 мкм падают со скоростью порядка 0,1–1 см/с) и, во-вторых, наличием восходящих воздушных потоков, которые поддерживают частицы и, кроме того, наряду с турбулентными движениями обуславливают приток водяного пара и способствуют зарождению новых частиц.

4.4.2. Причины образования облаков. Как и туманы, облака возникают в результате конденсации водяного пара в жидкое и твердое состояния. Подобно туманам, облака образуются или вследствие *увеличения абсолютной влажности* воздуха, или в результате *понижения температуры* воздуха. На практике в образовании облаков участвуют оба указанных фактора.

Понижение температуры воздуха обусловлено, во-первых, *подъемом* (восходящим движением) воздушных масс и, во-вторых, *адвекцией* воздушных масс — их перемещением в горизонтальном направлении, благодаря которому теплый воздух, переместившись, может оказаться над холодной земной поверхностью.

Ограничимся обсуждением образования облаков, вызванного понижением температуры воздуха при восходящем движении. Очевидно, что такой процесс существенно отличается от образования тумана — ведь туман практически не поднимается вверх, он остается непосредственно у земной поверхности.

Что заставляет воздух подниматься вверх? Рассмотрим четыре причины, обуславливающие восходящее движение воздушных масс. *Первая причина — конвекция воздуха в атмосфере.* В жаркий день солнечные лучи сильно прогревают земную поверхность, она передает тепло приземным массам воздуха — и начинается их *конвективный подъем* (напомним п. 3.2.1). Так возникают *облака конвективного происхождения*. Кучевые и кучево-дождевые облака имеют чаще всего именно такое происхождение.

Процесс образования облака начинается с того, что некоторая воздушная масса поднимается вверх. По мере подъема будет происходить *расширение воздуха*. Это расширение можно считать *адиабатным*, так как воздух поднимается относительно быстро, и поэтому при достаточно большом его объеме (а в образовании облака участвует действительно большой объем воздуха) теплообмен между рассматриваемым воздухом и окружающей средой просто не успевает произойти за время подъема. При адиабатном расширении воздух, *не получая теплоты извне*, совершает работу только за счет собственной внутренней энергии, а потому *охлаждается*. Итак, поднимающийся вверх воздух будет охлаждаться.

Когда начальная температура T_0 поднимающегося воздуха понизится до точки росы T_p , соответствующей упругости содержащегося в нем пара, станет возможным процесс конденсации этого пара. При наличии в атмосфере ядер конденсации (а они практически всегда присутствуют) этот процесс действительно начинается. Высота H , по достижении которой поднимающимся воздухом начинается конденсация пара, определяет *нижнюю границу* формирующегося облака (рис. 4.9, *а*). Ее называют *уровнем конденсации*. В метеорологии применяют приближенную формулу для высоты H (так называемую *формулу Ферреля*):

$$H = 120(T_0 - T_p), \quad (4.4)$$

где H измеряется в метрах.

Продолжающий поступать снизу воздух пересекает уровень конденсации, и процесс конденсации пара происходит уже выше этого уровня — облако начинает развиваться в высоту (рис. 4.9, *б*). Вертикальное развитие облака прекратится тогда, когда воздух, охладившись, перестанет подниматься. При этом сформируется нечетко выраженная *верхняя граница* облака (рис. 4.9, *в*). Ее называют *уровнем свободной конвекции*. Он располагается несколько выше уровня, на котором температура поднимающегося воздуха становится равной температуре окружающего воздуха.

Вторая причина подъема воздушных масс обусловлена рельефом местности. Ветер, дующий вдоль земной поверхности, может встретить на своем пути горы или иные природные возвышения. Преодолевая их, воздушные массы вынуждены подниматься вверх. Образующиеся в данном случае облака называют *облаками орографического происхождения* (от греческого

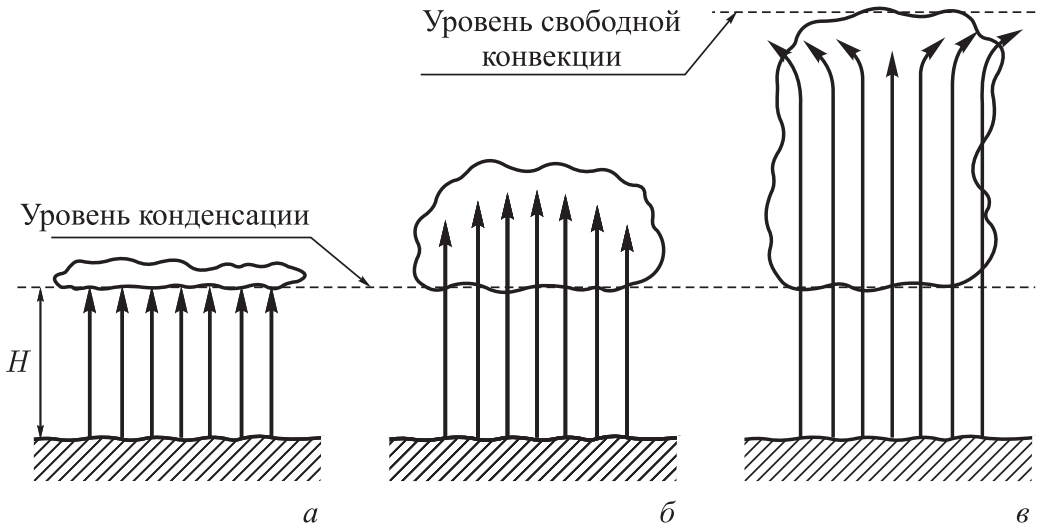


Рис. 4.9

слова *oros*, означающего «гора»). Понятно, что такие облака не получают существенного развития в высоту (она ограничена высотой преодолеваемого воздухом возвышения); в этом случае возникают слоистые и слоисто-дождевые облака.

Третья причина подъема воздушных масс — возникновение теплых и холодных атмосферных фронтов (п. 3.4.3). Образование облака происходит особенно интенсивно над теплым фронтом — когда теплая воздушная масса, надвигаясь на холодную массу воздуха, вынуждена скользить вверх по клину отступающего холодного воздуха (см. рис. 3.14). Фронтальная поверхность (поверхность холодного клина) очень пологая — тангенс угла ее наклона к горизонтальной поверхности составляет всего 0,005–0,01. Поэтому восходящее движение теплого воздуха мало отличается от горизонтального движения; как следствие, облачность, возникающая над холодным клином, слабо развивается в высоту, но имеет значительную горизонтальную протяженность. Такие облака называют *облаками восходящего скольжения*. В нижнем и среднем ярусах это слоисто-дождевые и высоко-слоистые облака, а в верхнем ярусе — перисто-слоистые и перистые (понятно, что облака верхнего яруса образуются уже далеко за линией атмосферного фронта). Горизонтальная протяженность облаков восходящего скольжения может измеряться сотнями километров.

Образование облаков происходит также и над холодным атмосферным фронтом — когда наступающая холодная воздушная масса поддвигается под массу теплого воздуха и тем самым поднимает ее (см. рис. 3.15). В этом случае наряду с облаками восходящего скольжения могут возникать также кучевые облака.

Четвертая причина подъема воздушных масс — циклоны (п. 3.4.1). Воздушные массы, двигаясь вдоль поверхности земли, закручиваются к центру депрессии в циклоне. Накапливаясь там, они создают перепад давления по вертикали и устремляются вверх (см. рис. 3.10). Интенсивный подъем воздуха вплоть до границы тропосферы приводит к мощному облакообразованию — возникают *облака циклонического происхождения*. Это могут быть слоисто-дождевые, высоко-слоистые, кучево-дождевые облака. Из всех таких облаков выпадают осадки, создавая дождливую погоду, характерную для циклона.

4.4.3. Физика образования кучевого облака. Остановимся немного подробнее на физике процессов, приводящих к образованию кучевого облака конвективного происхождения. Для объяснения процессов обратимся к рис. 4.10. На нем представлены (сугубо качественно) три зависимости температуры воздуха от высоты. Зависимость 1 относится к воздуху, окружающему облако (он не участвует в образовании облака). Падение температуры этого воздуха с высотой отражает естественный ход температурной кривой в пределах тропосферы (напомним п. 1.3.4). Зависимость 2 относится к поднимающемуся (и, следовательно, адиабатно расширяющемуся) сухому воздуху. При адиабатном расширении воздух охлаждается, поэтому температурная кривая 2 опускается более круто, чем кривая 1.

Но в действительности вверх поднимается не сухой, а влажный воздух. В результате его охлаждения содержащийся в нем водяной пар будет конденсироваться начиная с высоты H , фиксирующей нижнюю границу облака. При конденсации пара *выделяется теплота парообразования* и притом значительная (см. разд. 4.1). Это приводит к тому, что температура поднимающегося влажного воздуха будет понижаться с высотой медленнее, чем даже температура неподвижного воздуха; она представлена температурной кривой 3 на рис. 4.10.

Данное обстоятельство весьма важно. Благодаря выделению теплоты парообразования при конденсации пара температура поднимающегося воздуха понижается, оставаясь в то же время выше температуры окружающего облако неподвижного воздуха. Тот факт, что *охлаждающийся воздух остается более нагретым, чем окружающая среда*, способствует *продолжению подъема*. В результате и происходит существенное развитие облака в вертикальном направлении.

Конечно, такое развитие не может продолжаться неограниченно. По мере того как происходит конденсация паров, воздух

становится все менее влажным. Поэтому зависимость z уже не реализуется — температура начинает падать с высотой в соответствии со штриховой кривой. На некоторой высоте H_1 температура поднимающегося воздуха сравнивается с температурой неподвижного воздуха. По инерции воздушная масса будет еще некоторое время подниматься и достигнет высоты H_2 , соответствующей верхней границе облака (уровню свободной конвекции).

В результате вертикальное развитие облака прекратится. Охладившиеся массы воздуха, отдавшего облаку свою влагу, начинают растекаться в стороны и опускаться вниз вокруг кучевого облака, создавая характерную для таких облаков форму (рис. 4.11).

4.4.4. Микрофизика облаков. Различают микрофизику и макрофизику облаков. *Макрофизика* изучает перемещения воздушных масс, приводящие к образованию, росту и испарению облака в целом. *Микрофизика* рассматривает микроструктуру облака, исследует процессы образования, слияния, испарения отдельных облачных частиц. В частности, микрофизика изучает условия формирования тех или иных осадков.

Как уже отмечалось, облака могут состоять из капель воды (*водяные*, или *капельные* облака), ледяных кристаллов (*ледяные*, или *кристаллические* облака), а также одновременно из капель и кристаллов (*смешанные* облака). Обратим внимание на то, что капельные облака существуют не только при плюсовой температуре, но и при температурах ниже нуля (до $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$) — это переохлажденные водяные облака. Например, при температуре воздуха в облаке $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ относительная влажность чисто капельного состава составляет 50% (т. е. чисто капель-

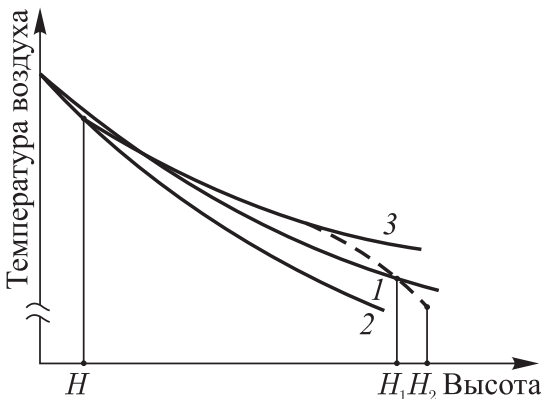


Рис. 4.10

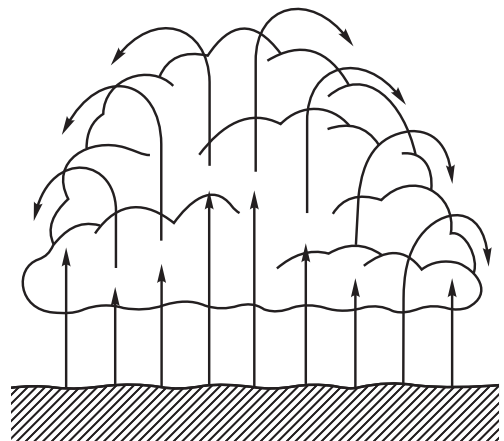


Рис. 4.11

ный состав наблюдают в 50% случаев), чисто кристаллического состава — 20%, смешанного состава — 30%. Рис. 4.12 позволяет определить относительную повторяемость того или иного состава при разных температурах. Область, заштрихованная горизонтально, — это область капельных облаков, вертикально — кристаллических облаков, незаштрихованная — смешанных облаков.

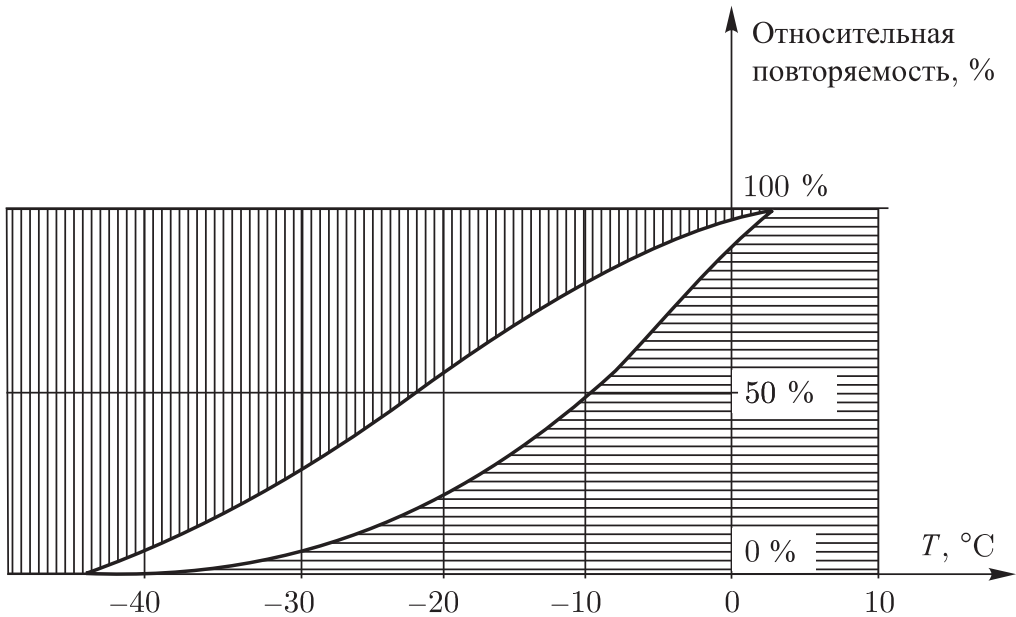


Рис. 4.12

Ограничимся рассмотрением только водяных капель в облаке (будем полагать, что температура воздуха в нем выше 0°C). Капли в облаке имеют диаметр от долей микрометра до нескольких миллиметров. Как бы ни мала была капля, она все же существенно тяжелее воздуха. Возникает естественный вопрос: каким образом водяные капли (и облако в целом) *удерживаются в воздухе*? Одновременно возникает и другой вопрос: при каких условиях водяные капли *перестают удерживаться* в воздухе и падают на землю в виде дождя?

Начнем с наиболее мелких капель, диаметр которых составляет доли микрометра. Таким каплям не дают падать вниз беспорядочные удары со стороны молекул воздуха, находящихся в хаотическом тепловом движении. Эти удары вынуждают каплю отскакивать в самых различных направлениях; в итоге она движется по причудливо изломанной траектории. Такое движение называют *броуновским* — по имени английского ботаника Роберта Броуна, открывшего его в 1827 г.

Броун наблюдал в микроскоп движение цветочной пыльцы размерами ~ 1 мкм, взвешенной в воде. Интенсивность броуновского движения не изменяется со временем, но возрастает с увеличением температуры среды и уменьшением размера наблюдаемых частиц независимо от их химической природы.

Чем массивнее капли воды, тем труднее молекулам воздуха отбросить ее и, следовательно, тем меньше роль броуновского движения и тем больше влияние земного притяжения. Когда диаметр капли становится заметно больше микрометра, ее движение перестает быть броуновским; капля начинает падать под действием *силы тяжести*. И тогда вступает в игру новый фактор, препятствующий падению капли, — *сопротивление воздушной среды*.

Представим себе, что в какой-то момент времени в некоторой точке облака образовалась водяная капля радиуса r (пусть, например, $r = 10$ мкм). В этот момент на каплю действует только сила тяжести P (архимедовой силой в воздухе можно пренебречь). Если ρ_0 — плотность воды, g — ускорение свободного падения, то

$$P = \frac{4}{3} \pi r^3 \rho_0 g. \quad (4.5)$$

Под действием силы тяжести капля начинает падать вниз, ее скорость начинает расти. Одновременно возникает и начинает расти действующая на каплю *сила сопротивления* воздуха F . Она направлена противоположно силе тяжести и пропорциональна скорости капли v (формула Стокса):

$$F = 6\pi\eta r v, \quad (4.6)$$

где η — коэффициент внутреннего трения, или *вязкость* среды (в данном случае воздуха). По мере возрастания силы сопротивления F уменьшается разность $P - F$, поэтому скорость падающей капли нарастает все медленнее. Когда сила сопротивления воздуха сравняется по модулю с силой тяжести, *дальнейшее увеличение скорости капли прекратится*, и капля продолжит падение с постоянной скоростью. Установившаяся скорость $v_{\text{уст}}$ равномерного движения капли определяется из условия $P - F = 0$. Подставляя сюда (4.5) и (4.6), находим

$$v_{\text{уст}} = \frac{2}{9} \rho_0 g r^2 / \eta. \quad (4.7)$$

Обратим внимание на то, что скорость $v_{\text{уст}}$ не зависит от высоты, на которой образовалась капля; падающую каплю можно сравнить с падающим парашютистом.

В отличие от парашютиста, равномерно падающая капля, ввиду ее малости, может быть остановлена и даже подброшена вверх *восходящим потоком воздуха*, если вертикальная составляющая скорости потока больше скорости капли.

Задача. В облаке существует восходящий вертикальный воздушный поток, имеющий скорость $v_0 = 0,1$ м/с. Будет ли падать вниз капля воды радиуса 10 мкм? Тот же вопрос относится к капле радиуса 50 мкм. Вязкость воздуха принять равной $1,8 \cdot 10^{-5}$ кг/(м·с).

Используя формулу (4.7), находим скорости равномерного падения рассматриваемых капель. Для капли радиуса $r = 10$ мкм получаем: $v_{уст} = 1,2 \cdot 10^{-2}$ м/с, а для капли $r = 50$ мкм получаем: $v_{уст} = 0,3$ м/с. Сравнивая эти значения с v_0 , заключаем, что первая капля должна удерживаться в облаке, а вторая должна падать вниз.

Заметим, что, хотя вторая капля из рассмотренной задачи должна падать, это еще не означает, что она обязательно достигнет поверхности земли. В процессе падения капля *может испариться*. Это надо учитывать как еще один фактор, препятствующий опусканию облака на землю. Образовавшийся в результате испарения пар поднимется вверх и снова сконденсируется.

Как видим, совсем не просто ответить на вопрос, почему облако не падает на землю. Надо учитывать многое: *тепловое движение молекул воздуха, сопротивление воздуха, испарение капель*. Надо принимать во внимание и другие факторы. Так, с увеличением радиуса капли сила сопротивления воздуха начинает играть все более существенную роль из-за того, что относительно большие капли (радиуса $r > 100$ мкм) при своем падении вызывают *турбулентные движения* в воздушной среде. Надо учитывать также, что в процессе падения размеры капли не сохраняются: наряду с испарением происходит дополнительная конденсация пара на поверхности капли, увеличивающая ее радиус. Возможно также слияние данной капли с другими. Конденсация пара и коагуляция (слияние) капель — два процесса, приводящие к росту падающих капель и способствующие падению капель на поверхность земли. Впрочем, как ни удивительно, увеличение капли не обязательно обеспечивает достижение ею земли. Как показывают наблюдения, капли радиусом больше 2–3 мм не встречаются; при существенном увеличении размеров капля сплющивается в падении и разбивается на более мелкие капли, а те могут испариться или подняться вверх в воздушном потоке.

4.4.5. Физика выпадения осадков из облаков. По сути дела, разговор о выпадении осадков из облаков был начат в предыдущем пункте — при обсуждении микрофизики облаков.

Прежде всего отметим, что в зависимости от структуры облаков и механизма их развития различают обложные, моросящие и ливневые осадки. *Обложные осадки* характеризуются монотонностью и умеренной интенсивностью выпадения. Длительность непрерывного выпадения составляет обычно несколько часов, но может увеличиваться до 1–2 сут. Обложные осадки выпадают обычно из слоисто-дождевых или высоко-слоистых облаков (в виде дождя, снега или дождя со снегом). *Моросящие осадки* характеризуются малой интенсивностью, но примерно такой же длительностью, что и обложные осадки. Выпадают из слоистых облаков в виде мороси или снежных зерен радиусом менее 1 мм. *Ливневые осадки* отличаются интенсивностью, малой длительностью (от нескольких минут до часа) и внезапностью начала и окончания выпадения. Нередко сопровождаются грозой. Выпадают из кучево-дождевых облаков в виде ливневого дождя, снегопада, снежной крупы, иногда града.

Теперь обсудим в общих чертах физику процессов, происходящих при выпадении осадков из облаков. Осадки выпадают, если по каким-либо причинам происходит *укрупнение* хотя бы некоторой части составляющих облако капель и ледяных кристаллов (кристалликов). Когда эти облачные частицы становятся настолько тяжелыми, что сопротивление воздуха и его восходящие движения уже не могут удерживать частицы во взвешенном состоянии, они выпадают из облака в виде осадков.

Обратим внимание на то, что путем только конденсации пара не может произойти укрупнение облачных частиц до нужных размеров. В результате конденсации образуются относительно мелкие капли. Чтобы образовались достаточно крупные капли, процесс конденсации пара должен был бы продолжаться чрезмерно долго. Выпадающие из облака дождевые капли возникают другими путями.

Они могут быть результатом *взаимного слияния капель*. Если разные капли несут разноименные электрические заряды, то вероятность их слияния повышается. Немалое значение имеет также различие размеров капель. При разных размерах они падают в облаке с разной скоростью, что способствует их столкновению. Очень малые капли могут воссоединяться с относительно крупными также своеобразным путем, отмечавшимся в п. 4.2.4: малая капля легко испаряется, а образовавшийся

пар конденсируется на крупной капле. Столкновениям капель способствует также турбулентность воздуха.

Однако обильные осадки все же не могут возникнуть только путем конденсации пара и слияния капель. Для их выпадения важно, чтобы облако было *смешанным*, т. е. чтобы в нем *были перемешаны ледяные кристаллы и переохлажденные капли воды*. Именно таковы высоко-слоистые, слоисто-дождевые и кучево-дождевые облака (разумеется, не в целом, а в некоторой части объема облака). Степень насыщения водяного пара для находящихся в соседстве кристаллов и переохлажденных капель оказывается различной. Если над каплями пар является насыщенным, то над кристаллами он будет пересыщенным (напомним, что при одной и той же температуре воздуха упругость насыщения надо льдом меньше, чем над водой — см. рис. 4.3, б). В этом случае кристаллы будут расти за счет конденсации в твердое состояние водяного пара, испаряющегося с водяных капель. Образно говоря, будет происходить *перегонка водяного пара с капель на кристаллы*.

Укрупнившиеся кристаллы начинают падать из верхней части облака, где они обычно находятся. По пути они продолжают укрупняться путем конденсации на них пара (процесс, обратный сублимации), а также за счет *примораживания* к себе сталкивающихся с ними капель. В нижней части облака появляются, таким образом, относительно крупные кристаллы льда. Если температура там выше нуля, кристаллы тают, превращаясь в капли, которые и выпадают из облака в виде дождя. Если же температура под облаками ниже нуля до самой поверхности земли, осадки выпадают в виде снега или крупы.

Заметим, что осадки могут выпадать из чисто ледяных облаков и вследствие конденсационного укрупнения кристаллов. Но эти облака высоки (они находятся в верхнем ярусе), поэтому кристаллы сублимируют, не достигая земной поверхности. У некоторых видов перистых облаков наблюдаются своеобразные «метлы» и «хвосты». Это не что иное, как полосы «ледяного дождя», идущего в вышине и прекращающегося, не достигнув земной поверхности.

4.4.6. Активные воздействия на облака и туманы.

Атмосферные процессы связаны, как правило, с огромными затратами энергии. Например, энергия образования только одного относительно мощного кучевого облака сравнима

с энергией, вырабатываемой за время развития облака несколькими крупнейшими гидроэлектростанциями. Как отмечалось в п. 3.5.5, кинетическая энергия воздушных масс в тропическом циклоне имеет порядок 10^{17} – 10^{18} Дж, что в сотни тысяч раз больше энергии, выделившейся при взрыве атомной бомбы на атолле Бикини в 1946 г.

Понятно, что у людей нет возможности воздействовать на атмосферные процессы прямым образом. Нет смысла пытаться, например, изменять направление ветра с целью разогнать или пригнать облака. Но есть у атмосферных процессов интересная особенность — они могут обладать *неустойчивостью*, благодаря которой достаточно относительно небольшого (по энергии) воздействия, чтобы направить развитие процесса в нужном для человека направлении. Так, введение в облако, содержащее в большом количестве переохлажденные водяные капли, некоторого (ничтожного по сравнению с массой воды в облаке) количества специального вещества может привести к *саморазвивающемуся* процессу, который заканчивается выпадением осадков и исчезновением облака. Таким образом, можно говорить об *искусственном осаждении облака* (или, по крайней мере, его части).

Вносимые в облако с целью его осаждения вещества играют роль ядер конденсации, активно стимулирующих конденсацию пара и образование ледяных зародышей. Предположим, в облако попала частица *твердой углекислоты* CO_2 . Вблизи нее воздух сильно охлаждается благодаря испарению диоксида углерода. Это может привести к существенному пересыщению водяного пара и, как следствие, образованию водяных капель и кристаллов льда на комплексах молекул водяного пара. Экспериментально установлено, что при испарении всего лишь грамма сухого льда образуется в зависимости от температуры воздуха от 10^{12} до 10^{14} ледяных кристаллов. Ледяные зародыши начинают расти за счет перегонки водяного пара с переохлажденных водяных капель (напомним, что эта перегонка пара связана с различием упругости насыщения над водой и над льдом). Укрупненные ледяные кристаллы выпадают из облака, и облачность в пределах некоторой зоны рассеивается.

Для воздействия на облака наряду с твердой углекислотой применяют *иодистое серебро* AgI и *иодистый свинец* PbI_2 — вещества, кристаллическая решетка которых похожа на решетку льда. Используют также некоторые гигроскопические вещества (NaCl , CaCl_2 и др.). Попавшие в облако частицы таких веществ выполняют роль *ядер кристаллизации* — центров, на которых

образуются маленькие кристаллы. Эти кристаллы быстро укрупняются за счет перегонки водяного пара с переохлажденных водяных капель.

Засеивание облаков твердой углекислотой и другими веществами производят с самолетов. Это засеивание имеет следующие цели: рассеяние переохлажденных облаков, стимулирование выпадения осадков, предотвращение выпадения града.

Активное воздействие на туманы с целью их рассеяния (осаждения) основано на тех же приемах, которые используются при активном воздействии на облака.

§ 4.5. Атмосферные осадки

Капризный дождь лениво капли сеет,
Пока холодный ветер вяло веет,
Отяжелев от сырости своей,
И в серой атмосфере цепенеет,
Где нет лучей.

Перси Биши Шелли

Неотвратимо снег идет,
Как маятника мерный ход,
Снег падает, кружится, вьется,
Ложится мерно на дома,
Украдкой проникает в закрома,
Летит в овраги, в ямы и в колодцы...

Эмиль Верхарн

Атмосферные осадки разделяют на две группы: *осадки, выпадающие из облаков* (а также из тумана), и осадки, которые ниоткуда не выпадают, а образуются непосредственно на поверхности земли и различных объектов (их называют *наземными гидрометеорами*).

4.5.1. Виды атмосферных осадков из облаков. Осадки из облаков выпадают в виде водяных капель (дождь и морось) или ледяных кристаллов (снег, крупа, град). Кроме того, встречаются осадки особого типа — дождь со снегом и ледяной дождь.

Дождь — жидкие осадки в виде водяных капель диаметром примерно от 0,5 мм до 3 мм. Крупные дождевые капли выпадают из кучево-дождевых облаков; их относительно большие размеры связаны с тем, что эти облака хорошо развиты в высоту. Из слоисто-дождевых облаков выпадают относительно мелкие капли. Оно и понятно: небольшая толщина таких облаков не позволяет сформироваться крупным каплям, а отсутствие мощных

восходящих воздушных потоков позволяет мелким каплям достигать поверхности земли. Из слоистых облаков (и тумана) выпадают особенно мелкие капли — диаметром менее 0,5 мм; это и есть *морось*. Отдельно отметим *переохлажденный дождь* и *переохлажденную морось* — когда водяные капли выпадают при отрицательной температуре воздуха (от 0 °С до –15 °С). Падая на поверхность земли, переохлажденные капли смерзаются, в результате чего образуется *гололед*.

Снег — твердые осадки, выпадающие из слоисто-дождевых и высоко-слоистых облаков при отрицательных температурах приповерхностного воздуха. Эти осадки выпадают в виде *снежинок* разнообразной формы, нередко соединяющихся и образующих *снежные хлопья* (см. п. 4.5.2). При температуре приповерхностного воздуха, близкой 0 °С и несколько выше, выпадает *мокрый снег* в виде тающих снежинок.

Различают снежную крупу и ледяную крупу. *Снежная крупа* состоит из непрозрачных белых крупинок диаметром 2–5 мм, выпадающих вблизи 0 °С. Крупинки хрупкие, легко раздавливаются пальцами. *Ледяная крупа* состоит из прозрачных крупинок диаметром 1–3 мм с непрозрачным ядром в центре, выпадающих при температурах ниже нуля (до –5 °С). Крупинки твердые (раздавливаются пальцами с некоторым усилием), при падении на твердую поверхность отскакивают. Ледяную крупу часто считают разновидностью града.

Град — твердые осадки в виде *градин*, представляющих собой льдинки шарообразной формы радиусом от 0,3 см до 5 см и более. Выпадают в теплое время года при температуре воздуха выше 10 °С. Подробнее о граде см. в п. 4.5.4.

Дождь со снегом — смешанные осадки в виде смеси водяных капель и снежинок. Выпадает чаще всего при положительной температуре воздуха. Если дождь со снегом выпадает при отрицательной температуре воздуха, частицы осадков смерзаются и образуют на поверхности земли гололед.

Ледяной дождь состоит из твердых прозрачных шариков льда диаметром около 3 мм, внутри которых находится вода. Выпадает при температурах от 0 °С до –10 °С. При падении на твердую поверхность ледяные шарики разбиваются, вода вытекает, образуется гололед.

4.5.2. Снежинки в воздухе. Снежинки развиваются из мелких ледяных кристаллов, имеющих форму шестигранников. Во время сильных морозов (ниже –30 °С) кристаллы выпадают в виде «алмазной пыли». В этом случае на поверхности земли

образуется слой очень пушистого снега, состоящего из тонких ледяных иголок. Обычно же ледяные кристаллы в облаке растут за счет перехода водяного пара в твердое состояние. В одних условиях ледяные шестигранники усиленно растут вдоль своей оси, и тогда образуются снежинки-столбики и снежинки-иглы (рис. 4.13, *а*). В других условиях шестигранники растут преимущественно в направлениях, перпендикулярных их оси, и тогда образуются снежинки в виде шестиугольных пластинок и шестиугольных звездочек (рис. 4.13, *б*). К формирующейся снежинке может примерзнуть капля воды (произойдет, как говорят, *обзернение* снежинки), и тогда образуются снежинки, имеющие форму, показанную на рис. 4.13, *в*. Как видим, распространенное мнение, будто снежинки обязательно имеют вид шестиугольных звездочек, является ошибочным. Формы снежинок оказываются разнообразными.

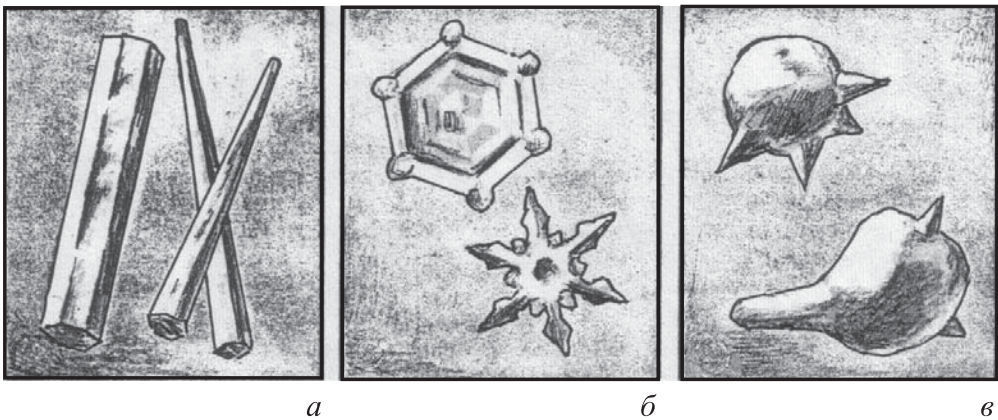


Рис. 4.13

При определенных условиях падающие снежинки сцепляются друг с другом, образуя снежные хлопья, имеющие в поперечнике до 10 см и даже больше. Снежные хлопья наблюдаются, как правило, при сильных снегопадах. Их образованию способствуют густота снегопада, не слишком низкая температура воздуха, а главное, отсутствие ветра.

Движение снежинки от облака до поверхности земли лишь условно можно назвать падением. Потому что потоки воздуха подхватывают ее, кружат, сносят в сторону, поднимают вверх. Об этом писал К. Д. Бальмонт:

Светло-пушистая,
Снежинка белая,
Какая чистая,
Какая смелая!

Под ветром веющим
Дрожит, взметается,
На нем, лелеющем,
Светло качается.

Порхающую в воздухе снежинку подстерегают две опасности или, говоря на языке физики, *два фазовых перехода*. Во-первых, она может *растаять*, оказавшись в более теплых воздушных слоях. Во-вторых, во время полета происходит *постепенное испарение* снежинки, усиливающееся в ветреную погоду. Чем мельче снежинка, тем быстрее она испаряется. В первую очередь испаряются выпуклости и выступы снежинки, и прежде всего ее острые концы (о зависимости испарения от степени кривизны выпуклой поверхности говорилось в п. 4.2.4). Отсюда следует, что чем дольше падает снежинка, тем более шарообразной становится ее форма. Итак, выпадение снежинок из облака необязательно заканчивается снегопадом. Снегопад может обернуться дождем, а может случиться так, что не будет ни дождя, ни снега — все снежинки испарятся, не достигнув земной поверхности. В ветреную погоду нередко выпадают снежинки в виде шариков — это снежная или ледяная крупа.

Заметим, что в горах расстояние от облаков до земли значительно меньше, чем на равнинной местности. А чем меньше это расстояние, тем меньше (при прочих равных условиях) вероятность того, что снежинка растает или испарится. Именно поэтому в горных районах выпадает заметно больше снега, чем на равнинах.

4.5.3. Снежинки на земле. Напрасно стали бы мы искать в справочниках плотность снега. Ее там нет, потому что «снег снегу рознь». Сразу после выпадения в тихую погоду снег имеет плотность 30–60 кг/м³. Плотность свежего снега, выпавшего во время метели, в несколько раз больше: 100–200 кг/м³. У слежавшегося снега плотность возрастает до 300 кг/м³, а у снега, долго подвергавшегося действию ветра, она достигает 400–500 кг/м³. При оттепелях снег оседает и еще более уплотняется. Совместное действие оттепелей и ветров, а также давление постепенно нарастающих слоев снега на нижние слои может привести к образованию так называемого *снежника (фирна)*, имеющего плотность до 600–800 кг/м³.

В сибирской тайге, где, как правило, не бывает зимних оттепелей, средняя плотность метровой толщи снега составляет примерно 100 кг/м³. В тундре же, где гуляют сильные ветры,

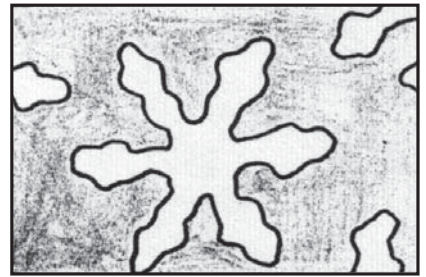
снег оказывается весьма уплотненным. По сравнению с тайгой снежный покров в тундре в несколько раз меньше, а его плотность в несколько раз больше — она достигает 400 кг/м^3 .

Когда множество снежинок накапливается на холодной земной поверхности, возникает ажурная или, лучше сказать, довольно рыхлая постройка, пронизанная воздушными промежутками. Эта рыхлость как раз и объясняет, почему относительно низка плотность свежевыпавшего снега и почему он плохо проводит тепло. *В таком снеге много воздуха.*

Если погода не тихая, а ветреная, то в этом случае, как уже отмечалось, приземляющиеся снежинки больше походят на шарики-крупинки. Упав на землю, крупинки образуют *плотную упаковку*. Теперь внутри только что выпавшего снега значительно меньше воздуха (по сравнению со снегом, выпавшим в тихую погоду). Отсюда его более высокая плотность и более хорошая теплопроводность.

Далее учтем, что мириады снежинок, упавших на землю, совсем не похожи на слой песчинок или опилок. Оказавшись вместе, снежинки начинают *активно взаимодействовать*. В результате свойства снега с течением времени изменяются.

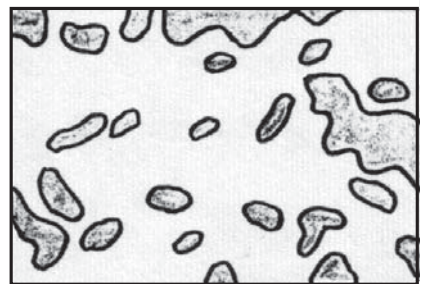
Вернемся к свежему рыхлому снегу, выпавшему в тихую погоду. Снежный покров только-только стал расти, а в нем уже начались *фазовые переходы*. Так, внутри покрова происходит сублимация льда, причем в первую очередь сублимируют (превращаются в пар) острые концы снежинок, острые выступы, а также наиболее мелкие снежинки (сублимация, как и испарение, более интенсивно происходит с выпуклых поверхностей, характеризующихся малым радиусом кривизны). Образовавшийся в воздушных промежутках водяной пар быстро становится пересыщенным. В результате активизируется обратный процесс — конденсация пара в твердое (или жидкое) состояние. Этот процесс активнее идет на менее



а



б



в

Рис. 4.14

выпуклых, а еще лучше — на вогнутых поверхностях. В целом же получается такая картина: *исчезают острые концы у снежинок, зато нарастает лед в центре снежинок; исчезают мелкие снежинки, зато еще более укрупняются большие снежинки*. При этом между снежинками возникают многочисленные ледяные мостики.

На рис. 4.14 представлены три фотоснимка частиц снежного покрова при значительном увеличении: *а* — сразу после выпадения снега, *б* — на следующий день, *в* — еще через день, после кратковременной оттепели. Можно видеть, как сильно изменяется микроструктура снега.

Общий характер изменений понятен. Частицы снега постепенно укрупняются и все более утрачивают свою индивидуальность. Воздушные промежутки в снежной постройке уменьшаются. В итоге *снег делается плотнее и прочнее*; как говорят, *снег твердеет*. Рыхлый свежий снег постепенно превращается в слежавшийся, затем в уплотненный снег и, наконец, может стать фирном — очень плотным крупнозернистым снегом, состоящим из спрессованных ледяных зерен.

4.5.4. Град. Из кучево-дождевых облаков наряду с дождем может выпадать также *град* — наиболее интересный вид осадков, доставляющий нередко большие неприятности. Сильный град калечит плодовые деревья и кустарники, уничтожает посевы и даже способен разрушать строения, убивать людей и животных. Чаще всего град выпадает летом, когда температура приповерхностного воздуха достигает 20–25 °С и возникают особенно мощные восходящие конвективные потоки воздуха.

Градины представляют собой округлые льдинки размером до нескольких сантиметров, а в отдельных случаях и крупнее.

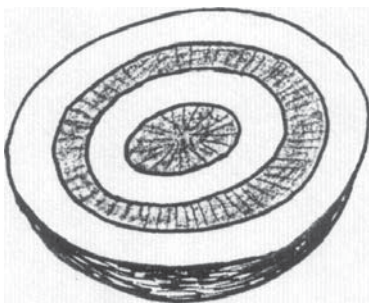


Рис. 4.15

Обычно градина состоит из нескольких чередующихся слоев прозрачного и непрозрачного (белого) льда; толщина отдельного слоя несколько миллиметров. Вид градины в разрезе дан на рис. 4.15.

Ледяные кристаллы — зародыши градин — образуются на высотах 9–12 км, где температура воздуха понижается до –60 °С. Падая вниз и сталкиваясь с переохлажденными водяными каплями, зародыши обрастают льдом, укрупняются. В нижней части облака они подтаивают; там возникают крупные капли

воды и относительно мелкие градины. Восходящие воздушные потоки забрасывают мелкие градины в верхнюю часть облака, где те повторно обрастают льдом. Затем градины снова падают вниз и снова могут быть возвращены наверх восходящими потоками. Так повторяется несколько раз, пока градины не станут достаточно тяжелыми. Чередующиеся процессы нарастания льда и подтаивания приводят к возникновению образующих градину слоев льда разной степени прозрачности.

В разд. 3.6 отмечалось выпадение особенно крупных градин (радиусом до 10–15 см) из кучево-дождевых облаков, в которых рождаются смерчи. В этом случае сильное укрупнение градин является результатом мощного восходящего воздушного потока внутри смерча, способного долго удерживать формирующими градины в верхней части облака. Напомним, что этот восходящий поток, способный поднимать вверх воду, камни, различные предметы, пронизывает фактически все облако от его нижней части до вершины.

4.5.5. Наземные гидрометеоры. Конденсация пара может происходить не только в атмосфере (в облаке или тумане), но также и *непосредственно на земной поверхности и наземных объектах*. Когда влажный воздух соприкасается с холодной поверхностью, на ней в результате конденсации пара образуется вода или лед. Продукты конденсации такого типа называют *наземными гидрометеорами*. К жидким наземным гидрометеорам относятся роса и жидкий налет, а к твердым — иней, твердый налет, изморозь.

Росой называют маленькие капли воды, выделяющиеся из воздуха на земной поверхности, особенно на траве, вечером и ночью в теплое время года. Обратим внимание на то, что при этом у поверхности нет никакого тумана. Роса возникает непосредственно на самой поверхности и ее объектах. На листьях с несмачиваемой поверхностью (например, листьях ландыша) капельки росы сливаются, и возникают крупные росинки. Причина выделения росы (*выделения*, а не *выпадения*, как часто неправильно говорят) состоит в том, что поверхность почвы, особенно трава, ночью охлаждаются. Соответственно охлаждается и воздух, непосредственно примыкающий к такой поверхности. Если температура воздуха понизится до точки росы, соответствующей упругости водяного пара в данном воздухе, произойдет выделение воды (росы) на поверхности и траве.

Жидкий налет, по сути дела, аналогичен росе, но имеет несколько иное происхождение. Жидкий налет — это пленка

из мельчайших водяных капелек, возникающая на холодных поверхностях (преимущественно вертикальных) в пасмурную и ветреную погоду. Причина осаждения налета — *адвекция* (перемещение) сравнительно теплого и влажного воздуха, приводящая к соприкосновению его с холодной поверхностью. Представим себе стену забора или ствол дерева, охлажденные во время предшествующей холодной погоды. Подгоняемый ветром влажный и относительно теплый воздух соприкасается с ними, и часть содержащегося в воздухе пара конденсируется. Понятно, что конденсация будет происходить преимущественно на *наветренных* поверхностях. Они покрываются мельчайшими каплями, как принято говорить, «запотевают». Всем приходилось наблюдать жидкий налет в домашних условиях, когда в отапливаемом помещении в холодное время года запотевают изнутри оконные стекла.

Инеем называют ледяные кристаллы различной формы (это обычно иглы, имеющие длину, измеряемую миллиметрами), которые возникают на траве, почве, различных поверхностях при тех же условиях, что и роса, но только при отрицательной температуре поверхности. Водяной пар из воздуха, непосредственно соприкасающегося с холодной поверхностью, конденсируется на ней в виде кристаллов, минуя жидкое состояние. Заметим, что иней возникает также на поверхности снежного покрова.

Второй вид твердых наземных гидрометеоров — *твердый налет*. Он возникает обычно на вертикальных плоскостях, особенно каменных (например, на стенах зданий), с наветренной стороны при тех же условиях, что и жидкий налет, но при температуре поверхности ниже 0 °С. Чаще всего твердый налет представляет собой совокупность мелких кристаллов, густо сидящих на поверхности. Но он может иметь также вид тонкого слоя гладкого прозрачного льда. Всем известен твердый налет в виде ледяных узоров, возникающих в морозную зиму на внутренней стороне оконных стекол в жилых помещениях.

Третий вид твердых наземных гидрометеоров — *изморозь*. Так называют рыхлые белые кристаллы, нарастающие на ветвях деревьев, на хвое, проводах, проволочных изгородях и других достаточно тонких объектах. Эти кристаллы образуют длинные, легко осыпающиеся нити. Изморозь нарастает при значительных морозах и, как правило, при тумане. Переохлажденные капли тумана, замерзая при соприкосновении с уже образовавшимися на поверхности кристаллами, обеспечивают дальнейшее образование кристаллов, порождающее нить изморози. Нарастание изморози происходит преимущественно с наветренной стороны

объектов. Впрочем, относительно сильный ветер легко сдувает образовавшиеся нити изморози. Осаждение изморози может быть очень значительным, в особенности в горных лесах. Заметим, что изморозь часто называют инеем. Однако эти два вида осадков имеют различную форму и, как правило, различные условия образования (хотя могут осаждаться вместе).

Примечание-предостережение. Довольно часто в научной литературе конденсацию пара в твердое состояние неправильно называют сублимацией. В действительности, однако, сублимация — это обратный фазовый переход, т.е. переход из твердого состояния в газообразное. Его называют также возгонкой. Хотелось бы предостеречь читателя от неправильного использования термина «сублимация».

§ 4.6. Метели

Мертвое поле, дорога степная!
Вьюга тебя замечает ночная,
Спят твои села под песни метели,
Дремлют в снегу одинокие ели...

И. А. Бунин

Метель, вьюга, буран, пурга... Все эти понятия относятся, по сути дела, к одному и тому же явлению природы. В словах «метель» и «вьюга» нашли отражение глаголы «мести» и «вить-ся» — ведь сильный ветер метет снег, намечает сугробы; поднятый ветром снег кружится, «завивается в круги». Слово «буран» тюркского происхождения. Так обычно называют метель жители степей за Волгой. В северных землях чаще используется термин «пурга». Оба термина — «буран» и «пурга» обычно используются для обозначения особо сильных метелей.

4.6.1. Виды метелей. Короткий зимний день клонится к закату. Над заснеженным полем возникает легкий ветер. Его скорость всего 6–8 м/с (сила ветра 3–4 балла). Под действием ветра над поверхностью снега появляются тонкие, почти прозрачные, непрерывно меняющиеся снежные струйки. Они стелются, струятся над самой поверхностью снежного покрова — до высоты 20–30 см. Это *позёмок* — самая слабая метель.

Но вот ветер усиливается, его скорость возрастает до 10–15 м/с, что соответствует силе 5–7 баллов. Теперь снег поднимается до высоты в несколько метров — начинается так называемая *низовая метель*. При сильных низовых метелях, когда скорость ветра достигает 20 м/с и более, снежные массы поднимаются

в воздух до высот, измеряемых десятками метров. Обратим внимание на то, что низовые метели происходят *в отсутствие снегопада*; небо может быть даже безоблачным. Плотные снежные вихри, заполняющие, по представлениям застигнутого метелью путника, все окружающее пространство — это снег, который еще недавно мирно покоился на земной поверхности, а теперь оказался поднятым вверх под действием ветра. Низовые метели и поземки часто возникают, когда над данной местностью проходит периферия антициклона.

Особенно сильные снежные заносы образуются во время *общей метели*. В этом случае *одновременно наблюдаются и сильный ветер, и сильный снегопад*. В приземных слоях воздуха происходит *активное перемешивание* снега, падающего сверху, и снега, поднятого ветром с поверхности земли. Как писал П. А. Вяземский,

Снег сверху бьет, снег веет снизу,
Нет воздуха, небес, земли,
На землю облака сошли,
На день насунув ночи ризу!
Шторм сухопутный: тьма и страх!
Компас не в помощь, ни кормило:
Чутье заглохло и застыло
И в ямщике, и в лошадях...

Общие метели возникают при прохождении атмосферных фронтов. Они являются следствием активной деятельности циклонов.

Низовые метели различаются по степени *насыщенности снегом ветрового потока*. Дело в том, что ветер может поднять в воздух и временно удерживать во взвешенном состоянии не более определенного количества снега. Чем больше скорость ветра, тем больше это количество, тем выше «грузоподъемность» метели или, лучше сказать, тем выше *транспортирующая способность* ветрового потока. Если ветровой поток переносит количество снега, которое как раз соответствует максимуму его транспортирующей способности, то говорят о *насыщенной низовой метели*. Если же масса переносимого ветром снега меньше упомянутого максимума, то говорят о *ненасыщенной низовой метели*.

Понятно, что сильные низовые метели могут наблюдаться в районах со сравнительно *сильными ветрами*. Но этого недостаточно. Важно также, чтобы поверхностный слой снежного

покрова был *относительно сухим* и *не слишком уплотненным*. Ветру трудно поднимать в воздух мокрый снег, трудно разрушать плотную поверхностную корку, образующуюся при кратковременном таянии верхнего тонкого слоя снега (так называемый *наст*). Но и этого недостаточно. Нужна относительно большая ровная снежная поверхность, свободная от лесов, холмов, гор, чтобы у метели имелось *пространство для разгона*.

Все эти условия выполняются в степных районах Поволжья, Западной Сибири, на севере Казахстана. Особенно хорошо они выполняются в Антарктиде, где поверхностный слой снежного покрова является настолько рыхлым, что подчас делает невозможным передвижение по нему даже на лыжах. В Антарктиде скорость метелевых ветров достигает 60–90 м/с.

Общие метели отличаются от низовых прежде всего более мощными *снежными заносами*. Заносы связаны в основном не с переносом снега ветром, а с обильными снегопадами. А чтобы такие снегопады происходили, нужна *относительно высокая влажность воздуха*. Поэтому сильные общие метели характерны для приморских районов. Они часто происходят на побережьях США, Канады, Гренландии; с ними хорошо знакомы жители Дальнего Востока и Камчатки.

4.6.2. Микроструктура низовых метелей. Мчащиеся по воздуху при сильной низовой метели частицы представляют собой обломки обычных снежинок; они очень мелкие и колкие и обладают исключительной проникающей способностью, легко

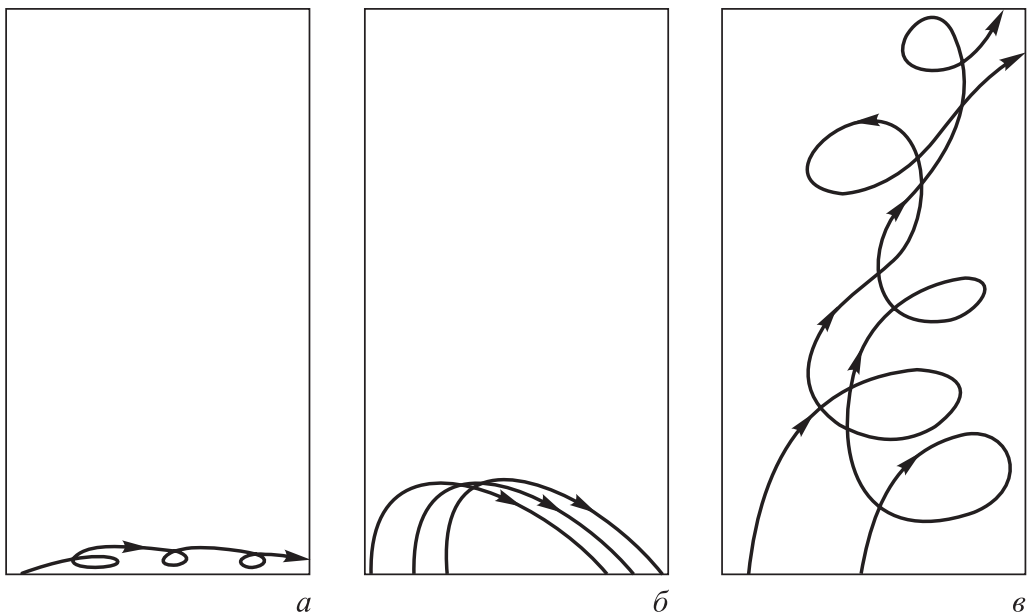


Рис. 4.16

забиваются в малейшие поры одежды. В дальнейшем будем называть их *метельными частицами*. Размеры этих частиц 0,1–0,5 мм.

Можно выделить три типа движений метельных частиц. Они схематически показаны на рис. 4.16: *а* — *влечение частиц* вдоль поверхности снега, *б* — *прыжки частиц*, *в* — *витание частиц* в воздухе. Влечение происходит в тонком приземном слое воздуха, не более нескольких сантиметров. Прыжки наблюдаются до высоты порядка метра, в отдельных случаях до нескольких метров. Выше можно видеть только витание метельных частиц.

На рис. 4.17 представлена графически для разных скоростей ветра зависимость удельного расхода снега от высоты h (*удельный расход снега* — его масса, которая переносится ветром

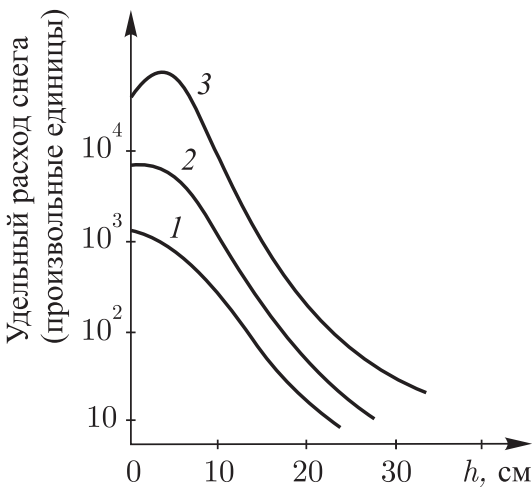


Рис. 4.17

за единицу времени через единицу площади, ориентированной перпендикулярно направлению ветра). Показаны три экспериментальные кривые: 1 — для скорости ветра 10 м/с, 2 — для 15 м/с, 3 — для 25 м/с. Чем больше скорость ветра, тем больше удельный расход снега. Видно, что во всех трех случаях почти весь снег переносится в пределах приземного воздушного слоя толщиной всего 30 см. Это говорит о том, что *прыжки*

метельных частиц являются основным типом движения при низовых метелях. Для него часто используют термин сальтация — от итальянского слова *salta*, что означает «прыжок».

Рассмотрим весьма упрощенно развитие низовой метели за счет сальтации метельных частиц. Выделим мысленно полосу снежного поля ширины D ; пусть она начинается от наветренного края поля, т. е. от того места, где метель начинает свой разбег (рис. 4.18). Поверхность снежного поля, над которым разгоняется метель, имеет вид пологих снежных волн. Метельные частицы вырываются ветром из снега на наветренных склонах гребней этих волн, пролетают по горизонтали расстояние λ (оно определяет длину волны снежного профиля) и падают на наветренный склон следующих гребней, выбивая из них новые частицы. Энергия, получаемая летящими частицами от ветра, расходуется на выбивание новых частиц. Будем полагать, что частица, совершив

прыжок дальности λ , выбивает в среднем n новых частиц. Так как $n > 1$, то постепенно, от прыжка к прыжку, общее число метельных частиц будет нарастать — метель будет постепенно разгоняться.

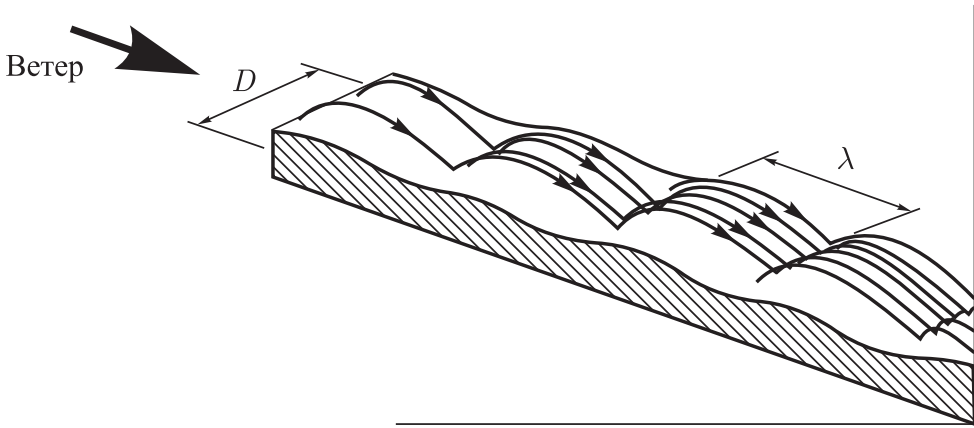


Рис. 4.18

Пусть в начале «полосы разгона» за единицу времени поднимаются в воздух N частиц. Легко подсчитать, сколько частиц поднимется в воздух за единицу времени после k последовательных прыжков, т. е. на расстоянии $L = k\lambda$ от начала полосы. От N исходных частиц получим после первого прыжка в среднем Nn частиц, после второго прыжка Nn^2 частиц, после k -го прыжка Nn^k частиц или, иначе говоря, $Nn^{L/\lambda}$ частиц. Таким образом, количество метельных частиц, а значит, и масса взвешенного в воздухе снега растет по мере разгона метели как *показательная функция* от длины L , на которой рассматривается разгон.

Нарисованная картина является весьма упрощенной. Очевидно, что величина n *должна уменьшаться* по мере увеличения массы взвешенного в воздухе снега, постепенно приближаясь к единице. Ведь рано или поздно метель *должна стать насыщенной*, иначе говоря, транспортирующая способность ветрового потока должна достичь своего предельного значения. После этого количество метельных частиц в воздухе будет оставаться в среднем одним и тем же. Длина L_p , на которой достигается насыщение метели снегом, называется *длиной зоны разгона*; она равна 100–500 м. Можно сказать, что приведенные выше рассуждения справедливы лишь до тех пор, пока выполняется неравенство $L \ll L_p$.

Следует также учитывать, что по мере обработки ветром поверхность снежного покрова становится *плотнее и прочнее*; поэтому длина L_p с течением времени *возрастает*. Кроме того,

не все метельные частицы падают обратно на поверхность снега. Многие частицы *испаряются во время полета*. Мы видим, таким образом, что с физической точки зрения низовая метель представляет собой довольно сложное явление природы.

Как далеко переносится снег метелью? Дальность переноса снега будем измерять от линии, где метель начинает разгоняться. В пределах зоны разгона больше снега поднимается в воздух, чем падает обратно на землю. Поэтому постепенно снег все более выметается из зоны разгона, так что кое-где снежный покров может вообще исчезнуть.

За пределами зоны разгона ветровой поток насыщен снегом. Насыщение соответствует данной скорости ветра. Поэтому, если вдруг на пути метели встретятся препятствия, например деревья, кустарники, холмы, благодаря которым горизонтальная скорость ветра уменьшится, то немедленно начнется активное выпадение снега на землю — возникнет снежный занос.

А если таких препятствий нет, то как далеко может перенести снег низовая метель? Раньше полагали, что очень далеко, чуть ли не на десятки и сотни километров. Оказалось, однако, что это не так. Вследствие довольно интенсивного испарения летящих метельных частиц предельная дальность переноса снега ограничивается несколькими километрами. Лишь в Антарктиде она может достигать 10–20 км.

4.6.3. Снежные волны. При низовой метели на открытой равнинной местности возникают перемещающиеся по направлению ветра *снежные волны*. Зарождение этих волн можно объяснить тем, что прыжки метельных частиц имеют вполне определенную среднюю дальность. Длина снежной волны соответствует длине прыжка. Чем больше скорость ветра, тем дальше сальтируют метельные частицы и тем длиннее снежная волна. При сильных метелях снежные волны имеют длину от нескольких метров до нескольких десятков метров (в зависимости от силы ветра). Итак, сальтация метельных частиц приводит к зарождению волнообразного рельефа на поверхности снега.

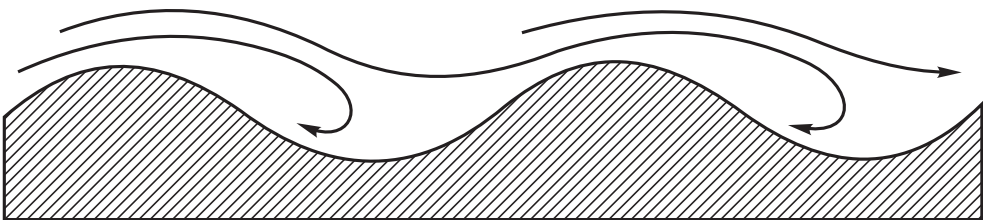


Рис. 4.19

Едва лишь такой рельеф обозначился, как в игру немедленно вступает еще один фактор, который и обеспечивает перемещение снежных волн. Дело в том, что над ложбинами наметившихся снежных волн возникают *завихрения в приповерхностном слое воздуха* (рис. 4.19). Эти завихрения делают волнообразный рельеф снежного поля *более выраженным* — углубляются ложбины, увеличивается высота гребней волн. Благодаря воздушным завихрениям гребни волн нарастают с подветренной стороны. В то же время под давлением ветрового потока и вследствие бомбардировки метельными частицами наветренные склоны гребней непрерывно выветриваются. Итак, подветренные склоны непрерывно нарастают, а наветренные, наоборот, теряют снег. В результате возникает *медленное перемещение гребней снежных волн по направлению ветра*.

По окончании метели это перемещение, естественно, прекращается, и снежные волны застывают в неподвижности.

4.6.4. Горные метели. В горах низовым метелям негде разогнаться. Снежные заносы обусловлены здесь главным образом снегопадами. Иными словами, горные метели — это *снегопады при сильном ветре*. Их иногда называют *верховыми метелями*. Подчеркнем, что снежные заносы при верховых метелях, как правило, мощнее и опаснее, чем при низовых метелях. Опасность усугубляется тем, что в горах большие снежные заносы могут давать начало *снежным лавинам*.

Места, где откладывается снег, интенсивность осадения и накопления снега — все это зависит от рельефа данной горной местности. Рассмотрим (как всегда, упрощенно) конкретный пример. Над горой, изображенной на рис. 4.20, проходит снеговая туча; вдоль поверхности горы дует сильный ветер. Пусть v_0 — вертикальная составляющая скорости снежинок, выпадающих из тучи, а \vec{v} — скорость ветра вблизи поверхности горы. На рисунке выделены четыре зоны: A , B , C , D . В пределах зоны A вертикальная составляющая скорости восходящего воздушного потока меньше вертикальной составляющей скорости падающих снежинок: $v \sin \alpha < v_0$. Поэтому в зоне A снег осаждается на земле.

В зоне B воздушный поток поднимается более круто (он следует склону горы), поэтому $v \sin \beta > v_0$. Это означает, что снижающиеся снежинки будут подхватываться воздушным потоком и сноситься к вершине горы; в зоне B снег не осаждается.

На вершине горы имеется горизонтальная площадка (зона C). Здесь снежинки осаждаются на поверхности, но не удерживаются там — ветер выметает их из данной зоны.

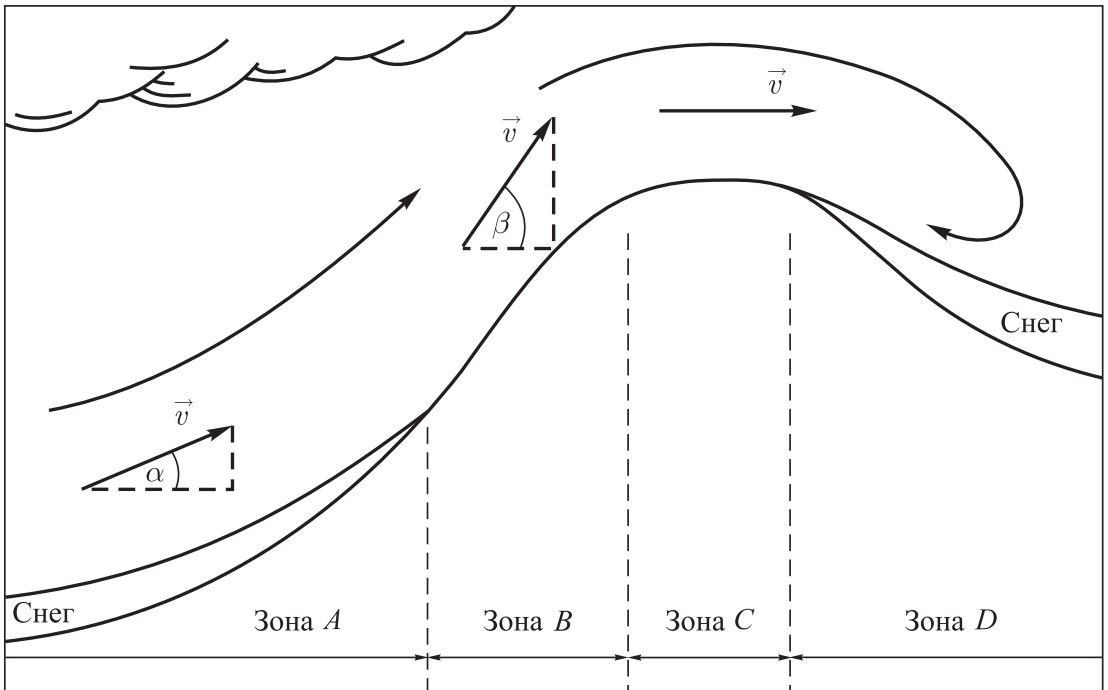


Рис. 4.20

В зоне *D* возникают вихревые воздушные потоки. Они способствуют как осадждению, так и накоплению снега. В этой зоне и будут скапливаться основные массы снега. При подходящих условиях здесь может зародиться снежная лавина.

В рассмотренном примере нижняя граница снеговой тучи была выше вершины горы. Однако она могла оказаться и ниже вершины. В этом случае картина осадждения и накопления снега усложнилась бы.

4.6.5. Пылевые бури и метели: сходство и различия.

Сухая погода, высохшая почва, сильный ветер, вызванный прохождением периферии устойчивого антициклона, — в результате в воздух поднимаются огромные массы пыли, закрывающие подчас все небо. Начинается *пылевая буря*.

Исключительно сильная пылевая буря разразилась в степных областях Украины в апреле 1928 г. Ветер поднял в воздух более 15 млн т чернозема (с площади около 1 млн км²). Высота облаков черной пыли достигала 700–800 м. Эта пыль была перенесена на запад и осела в Прикарпатье и Румынии.

В декабре 1985 г. сильная пылевая буря пронеслась над Ашхабадом (Туркмения). В десять часов утра вдруг стало смеркаться, и вскоре сделалось темно, как в безлунную ночь. В течение нескольких часов город находился в удушливой темноте. Поднялся штормовой ветер, шлейфы песка стелились по асфальту, ломались деревья, срывались крыши с домов. Эта пылевая буря пришла

с Аравийского полуострова; она пересекла с юга на север Иран, преодолев расстояние свыше 1500 км. Над Ашхабадом эта буря пронесла более 100 тыс. т пыли.

В зависимости от структуры и окраски почв, выдуваемых ветром, наблюдаются пылевые бури разного цвета. *Черные бури* возникают над черноземными почвами (например, в Украине и Башкирии). Над суглинками зарождаются *желтые* или *бурые бури* (в Казахстане). Над красноватыми почвами, богатыми оксидами железа, случаются *красные бури* (в пустынях Средней Азии, Ирана, Афганистана). Над солончаками могут возникнуть *белые бури*.

Пылевые бури сродни сильным низовым метелям. И в том и в другом случае необходимы сильный ветер и сравнительно рыхлый поверхностный слой, способный подниматься в воздух под действием ветра. Правда, для пылевой бури требуется более сильный ветер. Его скорость должна быть не менее 15 м/с, тогда как достаточно сильная метель может разыгаться уже при скорости ветра 10 м/с. Микроструктура пылевой бури аналогична микроструктуре низовой метели. Частицы пыли совершают те же движения, что и метельные частицы: влечение вдоль поверхности, прыжки, витание в воздухе. Пылевая буря изменяет вид местности примерно так же, как и метель. В одних местах происходит выметание поверхности, в других нарастают «сугробы». На поверхности земли могут образоваться пылевые волны.

Вместе с тем пылевые бури *существенно отличаются* от метелей — ведь частицы пыли совсем не похожи на метельные частицы или снежинки. В скоплениях снежинок происходят фазовые переходы, а в скоплениях пыли их нет. Между снежинками образуются ледяные связи; под действием ветра поверхность снежного покрова уплотняется. Подобных взаимодействий между частицами пыли нет; слой сухой почвы под действием ветра не упрочняется, а наоборот, делается еще более рыхлым и податливым. В отличие от метельных частиц, частицы пыли не испаряются. Все это позволяет понять два основных отличия пылевых бурь от метелей.

Первое состоит в том, что доля взвеси в пылевой буре может оказаться значительно больше, чем в метели. *Второе* связано с дальностью переноса взвеси. Как отмечалось, дальность переноса снега метелями ограничена несколькими километрами. Что же касается пылевых бурь, то они могут проходить расстояния в сотни и даже тысячи километров.

§ 4.7. Кислота в атмосферных осадках

4.7.1. Осадки с кислотностью природного происхождения. Вот пошел дождь. Мы подставляем ведро под струйку дождевой воды, стекающую с крыши. Мы хотим набрать чистой дождевой воды.

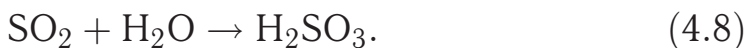
Однако вряд ли можно считать дождевую воду действительно чистой водой. Она содержит в себе в небольших количествах различные химические вещества, в том числе кислоты. Эти вещества попадают в атмосферу, а затем в атмосферные осадки как вследствие деятельности человека, так и благодаря природным процессам.

Кислая реакция дождевой воды была обнаружена и описана еще в 1684 г. английским ученым *Робертом Бойлем*. Надо полагать, что в то время еще не стали существенными антропогенные загрязнения атмосферы кислотами. Это были дожди, кислотность которых имела чисто природное происхождение.

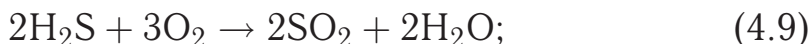
В водяных каплях этих дождей (как и в падающих при снегопаде снежинках) содержатся в небольших количествах молекулы следующих кислот: серной H_2SO_4 , сернистой H_2SO_3 , азотной HNO_3 , азотистой HNO_2 , угольной H_2CO_3 .

Проследим, каким образом эти кислоты оказались в атмосфере.

Сернистая кислота появляется в результате соединения газообразного диоксида серы SO_2 с водой, содержащейся в облачных каплях:



А как попадает в атмосферу диоксид серы (сернистый газ)? Во-первых, он в немалых количествах ($2,4 \cdot 10^{10}$ кг/год) извергается вулканами. Во-вторых, диоксид серы образуется при взаимодействии газообразного сероводорода H_2S с атмосферным кислородом, как молекулярным, так и в виде озона:



Что же касается сероводорода, то он является одним из продуктов вулканических извержений и выделяется при разложении отмершей органики (при гниении). Заметим, что наиболее высокая концентрация сероводорода в атмосфере зарегистрирована над тропическими лесами, болотами, местностями, затопляемыми во время приливов.

Серная кислота появляется в атмосферных осадках при соединении газообразного триоксида серы, т. е. серного ангидрида SO_3 , с водой, содержащейся в облачных каплях:



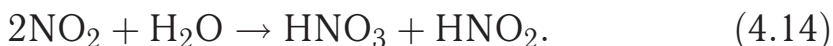
Триоксид серы образуется при фотохимическом окислении диоксида:



Кроме того, серная кислота появляется в результате окисления сернистой кислоты:

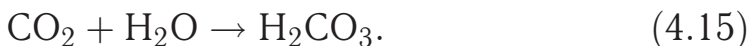


Азотная и азотистая кислоты появляются в атмосферных осадках при взаимодействии газообразного диоксида азота NO_2 с водой, содержащейся в облачных каплях:



В образовании атмосферного диоксида азота важную роль играют грозы. При разряде молнии воздух нагревается (в том месте, где произошел разряд) до десятка тысяч градусов, и молекулы N_2 и O_2 разваливаются на атомы. Атомы N и O тут же соединяются, образуя молекулы NO . Молекулы NO тоже готовы развалиться на атомы, но не успевают это сделать, так как по окончании разряда молнии воздух быстро остывает, и атмосферный кислород превращает непрочные молекулы NO в достаточно прочные молекулы диоксида азота: $2\text{NO} + \text{O}_2 \rightarrow 2\text{NO}_2$.

Угльная кислота появляется в атмосферных осадках при соединении углекислого газа с каплями воды в облаке:



Об образовании в атмосфере углекислого газа рассказано в гл. 2.

Итак, подставляя руки под приятный летний дождик или порхающие в воздухе снежинки, мы улавливаем *слабокислые* жидкие или твердые водные растворы. *Степень кислотности* осадков существенно зависит от близости (удаленности) промышленных предприятий, теплоэлектростанций, транспортных потоков, извергающихся вулканов. Но что такое степень кислотности осадков и когда она может считаться относительно малой и безвредной, а когда, напротив, относительно большой и опасной для здоровья людей и окружающей природы? Чтобы ответить на этот вопрос, надо познакомиться с так называемым *водородным показателем pH*.

4.7.2. Ионное произведение воды и водородный показатель рН. В 1883 г. шведский физико-химик *Сванте Аррениус* ввел в обращение два химических термина — *кислота* и *основание*. Он назвал кислотами вещества, которые при растворении в воде образуют положительно заряженные ионы водорода H^+ . Основаниями он назвал вещества, которые при растворении в воде образуют отрицательно заряженные гидроксид-ионы OH^- .

Выше мы упоминали некоторые кислоты: серную H_2SO_4 , сернистую H_2SO_3 , азотную HNO_3 , азотистую HNO_2 , угольную H_2CO_3 . Отметим также следующие кислоты: соляную HCl , фосфорную H_3PO_4 , муравьиную HCOOH . Все они имеют в молекуле один или несколько атомов водорода, легко отщепляющихся в виде ионов H^+ . Обычно эти атомы пишут с левой стороны в формуле кислоты. Многие основания (они же щелочи) представляют собой ионные соединения, имеющие в своей структуре один или несколько гидроксид-ионов OH^- , легко отщепляющихся от остальной части молекулы. Примеры оснований: гидроксид кальция $\text{Ca}(\text{OH})_2$, гидроксид магния $\text{Mg}(\text{OH})_2$, гидроксид калия KOH , гидроксид натрия NaOH .

Будем обозначать измеряемые в единицах моль/л *концентрации* ионов H^+ и гидроксид-ионов OH^- в водном растворе через $[\text{H}^+]$ и $[\text{OH}^-]$ соответственно. Если в данном водном растворе

$$[\text{H}^+] > [\text{OH}^-], \quad (4.16)$$

то такой раствор является *кислым*. Если в данном водном растворе

$$[\text{H}^+] < [\text{OH}^-], \quad (4.17)$$

то раствор является *основным*, или, иначе говоря, *щелочным*. Если

$$[\text{H}^+] = [\text{OH}^-], \quad (4.18)$$

то раствор является *нейтральным* (он не проявляет ни кислотных, ни щелочных свойств).

Рассмотрим чистую (дистиллированную) воду. Она является слабым электролитом и в небольшой мере диссоциирует на ионы H^+ и OH^- :



Диссоциирует на ионы лишь очень малая доля молекул H_2O , причем степень диссоциации зависит от температуры воды; она возрастает при увеличении температуры. Как показывают измерения, при 25 °С

$$[\text{H}^+] = 10^{-7} \text{ моль/л} \quad \text{и} \quad [\text{OH}^-] = 10^{-7} \text{ моль/л}. \quad (4.20)$$

Понятно, что какова бы ни была температура, равенство (4.18) всегда выполняется для дистиллированной воды. От температуры зависят лишь значения концентрации ионов H^+ и OH^- .

Величину

$$K = [\text{H}^+] \cdot [\text{OH}^-] \quad (4.21)$$

называют *ионным произведением воды*. При 25 °С величина K равна, с учетом (4.20), 10^{-14} моль²/л². Итак,

$$K = [\text{H}^+] \cdot [\text{OH}^-] = 10^{-14} \text{ моль}^2/\text{л}^2. \quad (4.22)$$

А теперь предположим, что вода не является дистиллированной. В ней растворено какое-то вещество (вещества). Теперь равенство (4.18) уже не будет выполняться, водный раствор будет кислым или щелочным. Несмотря на это, соотношение (4.22) для ионного произведения воды будет выполняться по-прежнему, разумеется, при температуре 25 °С. *Для данной температуры ионное произведение воды — величина постоянная* — она одна и та же как для нейтральных, так и для кислых или щелочных водных растворов.

Отсюда следует, что при добавлении к воде кислоты возрастает концентрация $[\text{H}^+]$ и *соответствующим образом уменьшается* концентрация $[\text{OH}^-]$ (произведение $[\text{H}^+] \cdot [\text{OH}^-]$ остается неизменным). При добавлении же к воде щелочи возрастает концентрация $[\text{OH}^-]$, но уменьшается $[\text{H}^+]$.

Используя (4.22), можем заменить неравенства (4.16) и (4.17) соответственно на

$$[\text{H}^+] > 10^{-7} \text{ моль/л} \quad (\text{кислые растворы}); \quad (4.23)$$

$$[\text{H}^+] < 10^{-7} \text{ моль/л} \quad (\text{щелочные растворы}). \quad (4.24)$$

Итак, водный раствор следует считать кислым, если при температуре 25 °С концентрация ионов H^+ в нем выше 10^{-7} моль/л. Если же она ниже 10^{-7} моль/л, то раствор следует считать основным, т.е. щелочным. Чем больше $[\text{H}^+]$ по сравнению с 10^{-7} моль/л, тем более кислым является данный раствор (и наоборот).

Вот и получена возможность количественно оценивать степень кислотности водных растворов. Для этого достаточно *указать концентрацию только ионов водорода и сравнить ее с 10^{-7} моль/л*.

Чтобы выполнить такое сравнение, нужно предварительно представить значение концентрации ионов водорода в виде степени числа 10. Например, концентрацию $[\text{H}^+] = 3,7 \cdot 10^{-3}$ моль/л надо предварительно представить в виде $[\text{H}^+] = 10^{-2,43}$ моль/л

и затем сравнивать число 2,43 с числом 7. Сравнить показатели степени проще, чем сами степени.

И вот в 1909 году датский физико-химик *С.П.Л. Сёренсен* предложил ввести в обиход безразмерную величину — так называемый *водородный показатель*, равный $-\lg[\text{H}^+]$ (здесь $[\text{H}^+]$ измеряют в моль/л). Эту величину стали обозначать как pH — по первым буквам латинских слов *potentia Hydrogen*, что дословно переводится как «сила водорода». Итак, водородный показатель — это взятый со знаком «минус» показатель степени с основанием 10, выражающей концентрацию $[\text{H}^+]$:

$$\text{pH} = -\lg[\text{H}^+]. \quad (4.25)$$

Теперь можно переписать неравенства (4.23) и (4.24) в виде

$$\text{pH} < 7 \quad (\text{кислые растворы}); \quad (4.26)$$

$$\text{pH} > 7 \quad (\text{щелочные растворы}). \quad (4.27)$$

Понятно, что для дистиллированной воды $\text{pH} = 7$.

Читатель. Мне непонятно, *почему* при неизменной температуре ионное произведение воды *одно и то же* для любых водных растворов независимо от степени их кислотности. Конечно, я могу принять это как факт, установленный экспериментально. Однако хотелось бы иметь *физическое* обоснование такого факта.

Автор. Что именно смущает Вас?

Читатель. Для чистой воды, очевидно, $[\text{H}^+] = [\text{OH}^-]$. При 25 °С ионное произведение воды $[\text{H}^+] \cdot [\text{OH}^-]$ равно $(10^{-7} \text{ моль/л}) \times (10^{-7} \text{ моль/л}) = 10^{-14} \text{ моль}^2/\text{л}^2$. Тут все ясно. Но вот мы добавили в воду кислоту и тем самым увеличили концентрацию $[\text{H}^+]$. При этом мы не изменяли концентрации $[\text{OH}^-]$. Она, однако, почему-то уменьшилась, причем так, что произведение новых концентраций $[\text{H}^+]$ и $[\text{OH}^-]$ осталось тем же, что и для чистой воды, т.е. равным $10^{-14} \text{ моль}^2/\text{л}^2$. Вот это уменьшение концентрации $[\text{OH}^-]$ меня как раз и смущает. *Как* оно происходит и *почему*?

Автор. Вы не учли, что диссоциация молекул H_2O (4.19) — обратимый процесс. В воде (водном растворе) все время совершаются как *акты распада* молекул H_2O на ионы ($\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{H}^+ + \text{OH}^-$), так и *акты рекомбинации* ионов ($\text{H}^+ + \text{OH}^- \rightarrow \text{H}_2\text{O}$). При постоянной температуре система (молекулы H_2O и ионы H^+ и OH^-) находится в термодинамическом равновесии, предполагающем также *химическое равновесие*, когда число актов распада в единицу времени в единице объема равно в среднем числу актов рекомбинации ионов.

Читатель. Теперь мне понятно, *как* может происходить уменьшение $[\text{OH}^-]$ в растворе. Это связано с возрастанием актов рекомбинации ионов. Но *почему* число актов рекомбинации возрастает именно тогда, когда мы добавили в воду немного кислоты?

Автор. Число актов рекомбинации ионов возросло бы также и при добавлении в воду щелочи. Но не будем отвлекаться от ситуации, когда добавлена кислота. Добавив кислоты, мы, естественно, *нарушили исходное термодинамическое равновесие системы* (не за счет изменения температуры, а за счет нарушения химического равновесия). Вспомним *принцип Ле-Шателье* (см. разд. 4.1): внешнее воздействие, выводящее систему из состояния термодинамического равновесия, стимулирует в ней процессы, стремящиеся ослабить результаты этого воздействия. Добавив кислоту, мы внесли в систему «лишние» ионы H^+ и, согласно принципу Ле-Шателье, инициировали процессы $H^+ + OH^- \rightarrow H_2O$, которые несколько снизили возросшую концентрацию $[H^+]$, но заодно и уменьшили исходную концентрацию $[OH^-]$. Новое равновесие устанавливается, когда произведение новых концентраций ионов станет равным 10^{-14} моль²/л². Вот и получается, что при неизменной температуре ионное произведение воды сохранилось прежним (каким было до добавления кислоты). Нетрудно сообразить, что такой же результат был бы получен при добавлении в воду щелочи.

4.7.3. Шкала значений водородного показателя рН.

Шкалу значений показателя рН (короче, рН-шкалу) принято рассматривать в интервале от рН = 1 (крайне высокая кислотность) до рН = 14 (крайне высокая щелочность). На рис. 4.21 с этой шкалой сопоставлен ряд конкретных веществ, встречающихся на практике. Обратим внимание, что дождевая вода даже в чистой местности, где достаточно низко антропогенное загрязнение атмосферы, является слегка кислой (рН = 6,2). Ее кислотность обусловлена в основном соединением атмосферного углекислого газа с водой облачных капель — см. (4.15).

Предположим что первый водный раствор имеет водородный показатель $(pH)_1$, а второй $(pH)_2$, причем $(pH)_1 < (pH)_2$ и, значит, первый раствор более кислый, чем второй. Во сколько раз концентрация ионов водорода в первом растворе $[H^+]_1$ больше концентрации ионов водорода во втором растворе $[H^+]_2$? Используя (4.25), представим

$$[H^+]_1 = 10^{-(pH)_1} \quad \text{и} \quad [H^+]_2 = 10^{-(pH)_2}.$$

Отсюда следует, что

$$[H^+]_1/[H^+]_2 = 10^{(pH)_2 - (pH)_1}. \quad (4.28)$$

Таким образом, *перемещение по рН-шкале вниз на единицу соответствует увеличению концентрации $[H^+]$ в 10 раз, а перемещение на единицу вверх — уменьшению концентрации $[H^+]$ в 10 раз.*

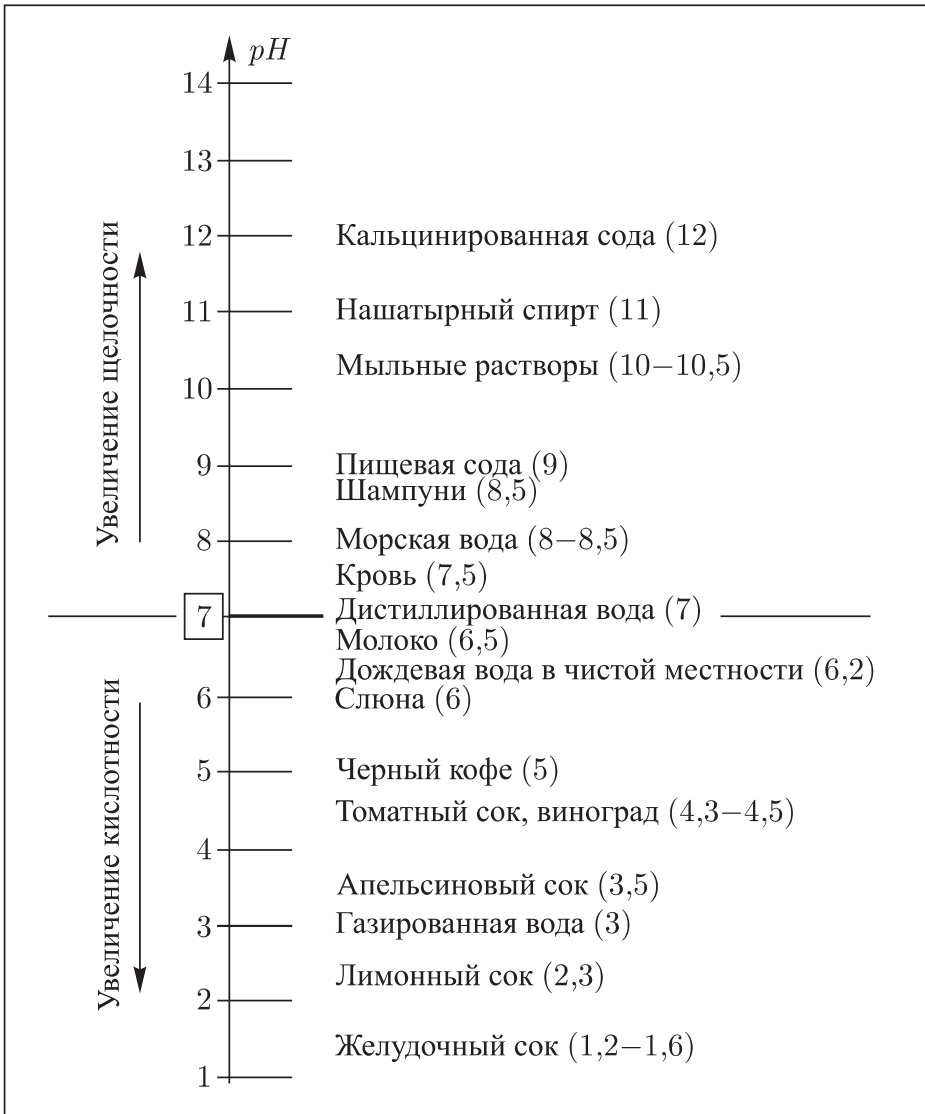


Рис. 4.21

Сравним, например, растворы черного кофе ($\text{pH} = 5$) и пищевой соды ($\text{pH} = 9$). У соды pH на 4 больше, чем у кофе. В соответствии с (4.28) заключаем, что концентрация ионов H^+ в растворе пищевой соды в $10^4 = 10\,000$ раз меньше, чем в растворе черного кофе. Другой пример: лимонный и апельсиновый соки. Первый кислее второго; у него pH на 1,2 ниже. Значит, в лимонном соке концентрация ионов H^+ в $10^{1,2} = 15,85$ раз больше, чем в апельсиновом.

В зависимости от значения pH водные растворы разделяют на 7 групп: сильнокислые при $\text{pH} < 3$; кислые при 3–5; слабокислые при 5–6,5; нейтральные при 6,5–7,5; слабощелочные при 7,5–8,5; щелочные при 8,5–9,5 и сильнощелочные при $> 9,5$.

Водородный показатель рН — один из важнейших параметров качества воды и водных растворов, определяющих характер химических и биологических процессов в них. В зависимости от значения рН может изменяться скорость протекания химических реакций в растворе, степень коррозионной агрессивности воды, степень токсичности загрязняющих веществ и т. д.

Контроль за уровнем рН особенно важен на всех стадиях водоочистки, поскольку уход рН в ту или иную сторону может существенно сказаться на запахе, привкусе и даже внешнем виде воды. При низком рН вода обладает высокой коррозионной агрессивностью. При $\text{pH} > 11$ вода приобретает характерную мылкость, неприятный запах, способна вызывать раздражение глаз и кожи. Для питьевой и хозяйственно-бытовой воды нормальным считается уровень рН в интервале от 6 до 9. В речных водах рН обычно находится в пределах 6,5–8,5 (если река не загрязнена промышленными отходами), в болотах 5,5–6, в море 8–8,5.

4.7.4. Кислотные дожди как результат антропогенного загрязнения атмосферы. Осадки, для которых $\text{pH} < 5,5$, называют *кислотными осадками*. Существуют кислотные дожди, туманы, снег. Мы ограничимся обсуждением *кислотных дождей*, поскольку они имеют глобальный характер («не признают» государственных границ) и представляют наибольшую опасность для природной среды в масштабе всей планеты.

Физико-химические механизмы образования кислотных дождей по сути те же, что и при образовании осадков с кислотностью природного происхождения (см. п. 4.7.1). Вследствие попадания в атмосферу оксидов серы SO_2 и SO_3 образуются в облачных каплях сернистая H_2SO_3 и серная H_2SO_4 кислоты — основные составляющие кислотных дождей. Далее идут азотистая HNO_2 и азотная HNO_3 кислоты, образующиеся в облачных каплях при появлении в атмосфере оксидов азота NO_2 и NO . Углекислый газ и угарный газ обуславливают образование угольной кислоты H_2CO_3 . Все дело в том, что осадки с кислотностью природного происхождения имеют относительно низкую кислотность ($\text{pH} > 5,5$), тогда как у кислотных дождей она высокая. Водородный показатель рН для кислотных дождей в Западной Европе, на востоке США и юго-востоке Канады колеблется в среднем за год от 4 до 4,5. На Урале значения рН опускаются до 3,5. Все это указывает на интенсивное *антропогенное* (точнее сказать, *техногенное*) *загрязнение атмосферы*.

Основные *техногенные загрязнители* — это прежде всего те же природные загрязнители (оксиды серы, азота, углерода), но только образовавшиеся не в естественных условиях,

а в результате человеческой деятельности. К ним следует добавить техногенные выбросы в атмосферу хлора (как следствие в облаках образуются капли соляной кислоты HCl), а также соединений фосфора, ртути, мышьяка и ряда органических соединений.

В приведенной ниже таблице сопоставляются количества природных и техногенных годовых мировых выбросов основных загрязнителей атмосферы (в единицах кг/год). Представленные там данные о техногенных выбросах загрязнителей были обнаружены на Конференции ООН по окружающей среде и развитию, проводившейся в Рио-де-Жанейро в июне 1992 г.

Природные и техногенные выбросы (кг/год)

Загрязнитель	Количество природных выбросов	Количество техногенных выбросов
$\text{SO}_2 + \text{SO}_3$	$3 \cdot 10^{10}$	$1,1 \cdot 10^{11}$
$\text{NO}_2 + \text{NO}$	$1,5 \cdot 10^{11}$	$0,7 \cdot 10^{11}$
CO_2	$1 \cdot 10^{15}$	$2,2 \cdot 10^{13}$
CO	$2 \cdot 10^{12}$	$1,8 \cdot 10^{11}$
H_2S	$0,8 \cdot 10^{11}$	$3 \cdot 10^9$

Как видно из таблицы, годовое количество техногенных выбросов оксидов серы в несколько раз больше, чем природных, а количества техногенных и природных выбросов оксидов азота — одного порядка. Техногенные выбросы угарного газа и сероводорода только на порядок отстают от соответствующих природных выбросов. Все это вызывает немалое беспокойство — ведь техногенное загрязнение атмосферы *складывается* с ее природным загрязнением.

Ранее мы обсуждали происхождение природных загрязнителей атмосферы. А каково происхождение техногенных загрязнителей? Укажем два основных источника.

Первый источник — теплоэлектростанции и многочисленные промышленные производства (в особенности металлургические, химические, цементные, целлюлозно-бумажные заводы и комбинаты). При сжигании угля, мазута, нефти в больших количествах выбрасываются в атмосферу углекислый газ, диоксид серы, угарный газ. Промышленные предприятия выбрасывают также много оксидов азота и в меньших количествах другие загрязнители: хлор, фтор, сероводород, аммиак, метан и т. д.

Второй источник техногенных загрязнений — автотранспорт. В выхлопных газах автомобилей особенно много угарного

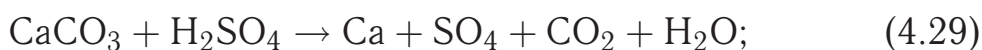
газа и оксидов азота. Много оксидов азота также в отработанных газах из двигателей реактивных самолетов.

Отметим, наконец, загрязнение атмосферы, связанное с отоплением помещений, сжиганием и переработкой бытовых отходов.

Специфическая особенность кислотных дождей — их глобальный (лучше сказать, *трансграничный*) характер. Кислотообразующие выбросы переносятся воздушными потоками на сотни и даже тысячи километров. Почти все страны являются одновременно «экспортерами» своих и «импортерами» чужих выбросов. Так, большой вклад в подкисление природной среды европейской части России соединениями серы вносят Германия, Польша, Украина. В свою очередь, из России оксиды серы переносятся на Скандинавский полуостров. Обмен кислотообразующими выбросами характерен для всех стран Западной Европы.

4.7.5. Негативные воздействия кислотных дождей на окружающую среду. Перечислим неприятности, связанные с кислотными дождями.

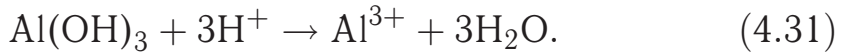
1. *Кислотные дожди способствуют коррозии и разрушению зданий, различных металлических сооружений, в частности крыш. Известняк, мел, мрамор, туф, содержащие карбонат кальция CaCO_3 , разрушаются под действием кислотных дождей:*



Многие скульптуры и здания в Риме, Венеции, Афинах и других городах получили за несколько последних десятилетий более значительные повреждения, нежели за все предыдущее время (на рис. 4.22 показан для примера современный вид древнегреческой скульптуры). Под угрозой разрушения кислотными дождями находятся 50 тысяч скульптур скального Города Будд под Юньанем (Китай), воздвигнутого 15 веков назад.

2. *Кислотные дожди губительно действуют на флору и фауну водоемов — озер, прудов, заливов, а также рек. Водяные растения развиваются в воде со значением $\text{pH} > 7$. Если же $\text{pH} < 7$, они начинают погибать. При снижении pH до 6 погибают пресноводные креветки. При $\text{pH} < 5$ гибнут донные бактерии, разлагающие отмершую органику. При снижении pH до 4,5 начинает погибать рыба. Гибель водной фауны при повышении степени кислотности воды обусловлена тем,*

что под действием ионов H^+ высвобождаются ионы алюминия из придонных пород:



Алюминий же весьма токсичен. Даже небольшая концентрация его ионов (0,2 мг/л) может оказаться смертельной для рыб. Повышенная кислотность воды способствует повышению растворимости не только алюминия, но и таких опасных металлов, как кадмий, ртуть, свинец из донных отложений. Существует немалая опасность и для здоровья человека. Люди,



Рис. 4.22

пьющие воду с высоким содержанием свинца или поедающие рыбу с повышенным содержанием ртути, могут серьезно заболеть.

3. *Кислотные дожди губят леса.* Почвенное подкисление приводит к нарушению процессов питания растений, разрушает их корневую систему. Кислотные осадки, попадая на листья деревьев, нарушают процессы транспирации (испарения с поверхности листьев) и фотосинтеза, разрушая хлорофилл. Многообразно косвенное воздействие: кислотные осадки выступают в роли пусковых механизмов биохимических процессов, ослабляющих растение, нарушающих его

рост, повышающих чувствительность к климатическим колебаниям, делающих его менее устойчивым к разного рода вредителям (грибам, бактериям, насекомым).

Леса, длительное время орошаемые кислотными дождями, выглядят словно после пожара: голые стволы и ни одного листочка. На рис. 4.23 представлены для сравнения две фотографии одного и того же уголка Германии. Верхняя фотография сделана в 1972 г., а нижняя в 1983 г. Таков результат десятилетнего воздействия кислотных дождей!

4. *Кислотные дожди существенно снижают урожайность сельскохозяйственных культур,* поскольку в закисленных почвах гибнет почвенная биота. Только некоторые растения

1972



1983

Рис. 4.23

(крапива, щавель, виноград) любят кислую почву. Большинство же культур плохо растет на почвах с повышенной кислотностью. Например, развитие фасоли, салата, черной смородины затрудняется при pH почвы ниже 6,0, капусты — ниже 5,4, картофеля — ниже 4,9. Кислые почвы обычно менее богаты питательными веществами, поскольку хуже удерживают в себе катионы металлов, необходимые растениям.

Для раскисления кислых почв используют их известкование — вносят вещества, постепенно связывающие избыток

кислоты. Такими веществами могут быть мел, известняк, доломит, известь, шлак с металлургических заводов.

5. *Кислотные дожди оказывают вредное воздействие непосредственно на организм человека.* Вдыхание влажного воздуха, содержащего диоксид серы, весьма опасно для людей, страдающих сердечно-сосудистыми и легочными заболеваниями; в тяжелых случаях может возникнуть отек легких. Вредно это и для здоровых людей, поскольку диоксид серы обладает канцерогенным действием. Установлена достаточно тесная связь между повышением смертности от бронхитов и увеличением концентрации диоксида серы в атмосферном воздухе.

Многочисленные исследования показали увеличение числа заболеваний дыхательных путей в районах, воздух которых загрязнен диоксидом азота. Попадая в дыхательные пути, он взаимодействует с гемоглобином крови, затрудняя перенос кислорода к органам и тканям, вызывает респираторные, астматические и сердечные заболевания.

Курильщика можно сравнить с самоубийцей, специально вводящим в свой организм такой кислотный осадок как монооксид углерода СО. Он существенно снижает способность крови переносить кислород к клеткам организма. Организм реагирует увеличением числа красных кровяных телец. Это истощает кровь и изнашивает сердце. Смола от курения постепенно накапливается в легких, что может привести к развитию эмфиземы.

Глава 5

ЭЛЕКТРИЧЕСТВО В АТМОСФЕРЕ

§ 5.1. Атмосферное электричество

5.1.1. Электрическое поле и электропроводность атмосферы. Физический портрет атмосферы не исчерпывается описанием ее динамических (механических) и тепловых свойств. В воздушном океане, на дне которого мы живем, существует, помимо всего прочего, *электрическое поле*. Поэтому нужно расширить перечень физических характеристик атмосферы.

Ранее были введены и применялись такие физические характеристики, как температура T , давление p , скорость частиц воздуха \vec{v} , плотность атмосферного водяного пара ρ (и соответственно относительная влажность воздуха f). Все эти характеристики *локальные* — они относятся к данной точке пространства атмосферы и к данному моменту времени. В общем случае они изменяются как с течением времени, так и при перемещении наблюдателя из одной точки пространства в другую. Во многих случаях изменения характеристик атмосферы могут быть *относительно медленными*, поэтому можно говорить о температуре, давлении, плотности пара, скорости ветра по отношению к некоторой воздушной массе.

Переходя к рассмотрению электрического поля и электрических явлений в атмосфере, дополним перечисленные выше локальные физические характеристики атмосферы еще двумя (тоже локальными): *напряженностью* \vec{E} электрического поля атмосферы (измеряется в единицах В/м) и *удельной электрической проводимостью* λ атмосферы (измеряется в единицах $1/(\text{Ом} \cdot \text{м})$ и является величиной, обратной удельному электрическому сопротивлению ρ : $\lambda = \frac{1}{\rho}$; не путайте с плотностью ρ).

Проще всего рассматривать электрическое поле атмосферы в так называемых *зонах хорошей погоды* — где нет осадков и даже облачности. Напряженность электрического поля у поверхности Земли равна там 130 В/м. Она направлена вертикально вниз

и, значит, земная поверхность *заряжена отрицательно*, тогда как атмосфера в целом *заряжена положительно*. Суммарный отрицательный заряд, распределенный по земной поверхности, составляет $(3-5) \cdot 10^5$ Кл.

На рис. 5.1 представлено экспериментально найденное изменение напряженности поля E с высотой h в зоне хорошей погоды. В непосредственной близости от земной поверхности имеем $E \approx 100$ В/м; на высоте 500 м имеем $E \approx 50$ В/м; на высоте 3 км имеем $E \approx 20$ В/м; на высоте 10 км имеем $E \approx 3$ В/м.

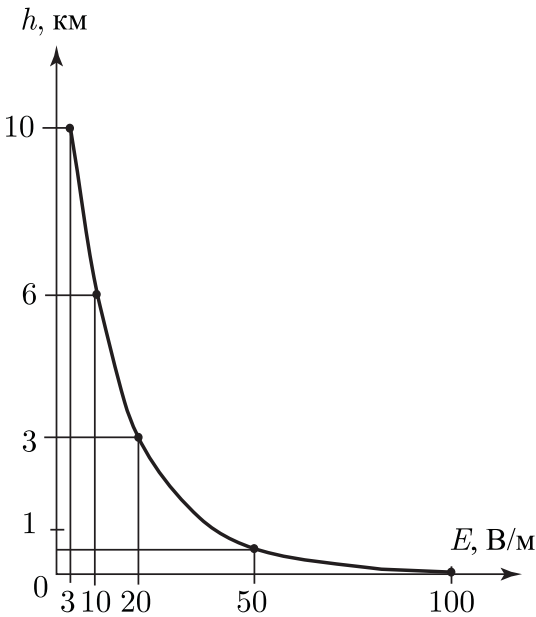


Рис. 5.1

Можно предвидеть, что читатель умножит мысленно свой рост (допустим, он равен 1,7 м) на напряженность поля 100 В/м и задаст вопрос: «Если, когда я нахожусь в вертикальном положении, между моей макушкой и моей пяткой имеется напряжение 170 В, то почему же меня не ударяет током?» Дело в том, что наше тело — *хороший проводник*, и следовательно, потенциал всех его точек *одинаков*, так что никакой разности потенциалов (напряжения) между точками тела не возникает. Обычно *эквипотенциальные поверхности* поля атмосферы параллельны земной поверхности — см. штриховые линии на рис. 5.2, а.

Но когда

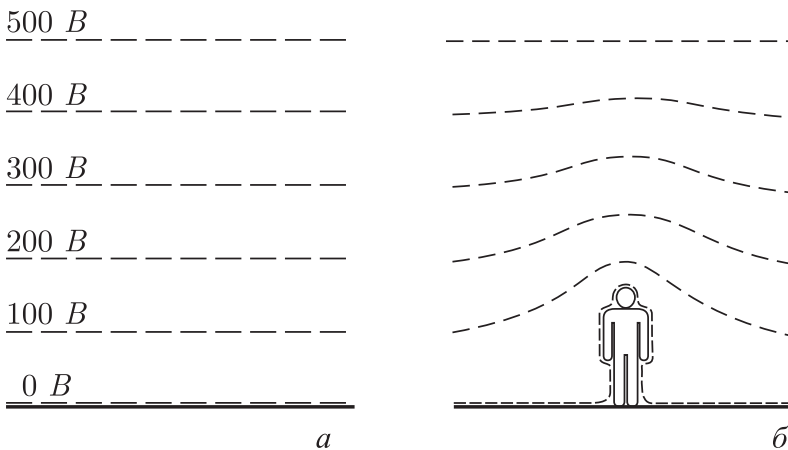


Рис. 5.2

на земле оказывается, например, человек, в его теле происходит перераспределение зарядов, и система эквипотенциальных поверхностей принимает вид, показанный на рис. 5.2, б.

В чем причина существования в атмосфере электрического поля? Причина вполне понятна: космические лучи, жесткое электромагнитное излучение Солнца и радиоактивное излучение из земных недр *ионизируют земную атмосферу*, в результате чего в ней появляются *электрически заряженные частицы*, в том числе свободные электроны, атомарные и молекулярные ионы (напомним разд. 1.4).

Можно приближенно уподобить слой атмосферы в зоне хорошей погоды *плоскому электрическому конденсатору*, у которого нижняя пластина — участок подстилающей поверхности (заряжена отрицательно), а в роли верхней пластины выступает нижняя граница ионосферы на высоте $h = 50$ км (заряжена положительно) — рис. 5.3. Конечно, это довольно грубое пред-



Рис. 5.3

ставление поля атмосферы. Ведь, как можно видеть на рис. 5.1, его напряженность изменяется с высотой в интервале значений порядка 100 В/м, тогда как поле внутри плоского конденсатора является *однородным* и потому одинаково и по направлению, и по модулю во всех точках пространства. Используя тем не менее модель плоского конденсатора (ввиду ее наглядности), будем считать, что электрическое поле атмосферы в зоне хорошей погоды однородное и характеризуется эффективным значением напряженности $E_{эф} = 5$ В/м. В этом случае разность

потенциалов между Землей и ионосферой будет равна

$$E_{\text{эфф}} \cdot h = (5 \text{ В/м}) \cdot (50 \text{ км}) = 250 \text{ кВ},$$

что соответствует экспериментальным данным.

Благодаря ионизации различными излучениями атмосфера оказывается *проводником*, хотя и довольно плохим. Как показали измерения, удельная электрическая проводимость атмосферы равна у поверхности Земли $3 \cdot 10^{-14} \text{ Ом}^{-1} \cdot \text{м}^{-1}$. С высотой она увеличивается и, например, на высоте 10 км становится равной $10^{-12} \text{ Ом}^{-1} \cdot \text{м}^{-1}$.

5.1.2. Электрический ток проводимости в атмосфере.

Коль скоро каждая точка атмосферы характеризуется некоторым вектором напряженности поля \vec{E} , направленным вертикально вниз, и некоторым значением удельной электрической проводимости λ , через нее должен течь электрический ток (ток проводимости) плотности \vec{j} :

$$\vec{j} = \lambda \vec{E}. \quad (5.1)$$

Плотность тока \vec{j} , как и напряженность поля \vec{E} , является локальной векторной характеристикой атмосферы. Ее направление совпадает в данной точке поля с направлением вектора \vec{E} . По модулю она равна электрическому заряду, проходящему за единицу времени через единичную площадку, содержащую точку

наблюдения и ориентированную перпендикулярно направлению движения заряженных частиц; измеряется в А/м^2 .

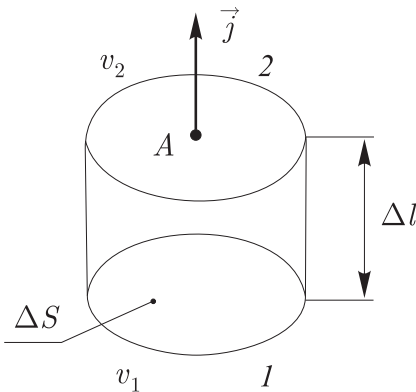


Рис. 5.4

объем атмосферы, ограниченный основаниями 1 с потенциалом φ_1 и 2 с потенциалом φ_2 ; расстояние между основаниями Δl , площади оснований ΔS (рис. 5.4). По цилиндру течет ток силы I . Закон Ома для рассматриваемого участка цепи имеет вид

$$\Delta\varphi = IR, \quad (5.2)$$

где R — электрическое сопротивление участка, $\Delta\varphi = \varphi_1 - \varphi_2$ — разность потенциалов, или напряжение. Так как $R = \Delta l / (\lambda \Delta S)$, (5.2) можно переписать в виде $\Delta\varphi = I \Delta l / (\lambda \Delta S)$, или

$$\lambda \Delta\varphi / \Delta l = I / \Delta S. \quad (5.3)$$

При достаточно малом Δl отношение $\Delta\varphi / \Delta l$ есть модуль напряженности поля E в основании I , а при достаточно малом ΔS отношение $I / \Delta S$ есть модуль плотности тока j в точке A . В этом случае (5.3) переходит в соотношение $\lambda E = j$ для точки наблюдения A , что и требовалось получить.

Измерения показывают, что в зоне хорошей погоды к поверхности Земли течет от ионосферы ток проводимости плотностью $j = 3 \cdot 10^{-12}$ А/м². Чтобы нигде не происходило накопления зарядов или, напротив, их исчезновения, значение плотности тока j не должно изменяться с высотой. Так оно и есть в действительности; ведь $j = \lambda E$, а λ с высотой увеличивается, тогда как E уменьшается. Как показали измерения, вблизи земной поверхности, где $E \approx 100$ В/м, удельная электрическая проводимость равна $\lambda = 3 \cdot 10^{-14}$ Ом⁻¹ · м⁻¹ (и, следовательно, $E\lambda \approx 3 \cdot 10^{-12}$ А/м²), а на высоте 10 км, где $E \approx 3$ В/м, удельная электрическая проводимость $\lambda = 10^{-12}$ Ом⁻¹ · м⁻¹ и $E\lambda \approx 3 \times 10^{-12}$ А/м².

Предположим, что вся атмосфера Земли — зона хорошей погоды (что заведомо не так). Тогда *полный ток*, текущий от ионосферы к Земле, должен был бы определяться как

$$I = 4\pi R_3^2 j, \quad (5.4)$$

где $R_3 = 6,37 \cdot 10^6$ м — радиус земного шара. Подставив сюда значение плотности тока $j = 3 \cdot 10^{-12}$ А/м², находим $I = 1500$ А.

Итак, атмосфера Земли оказалась пусть и плохим, но все же проводником, и через нее от ионосферы к Земле все время течет электрический ток. Процесс протекания тока через газы называют *электрическим разрядом в газах*. Значит, в атмосфере все время происходит электрический разряд. Напомним, что в зависимости от условий осуществления разряда различают несамостоятельный и самостоятельный разряды.

Несамостоятельный разряд — это разряд, при котором электрическая проводимость газа все время поддерживается ионизацией с помощью *внешнего источника*. Именно с таким разрядом мы имеем дело в случае атмосферы в зоне хорошей погоды. При этом внешним источником, поддерживающим ионизацию воздушной среды, являются, как уже отмечалось, космические лучи, солнечные лучи, радиоактивные излучения (см. п. 1.4.1).

Самостоятельный разряд — это разряд, при котором проводимость газа обеспечивается *самим электрическим полем* без какого-либо внешнего воздействия. Основным механизмом ионизации газа являются в данном случае *соударения* с его атомами и молекулами электронов, которые приобрели значительную скорость в электрическом поле. Различают четыре основных типа самостоятельного разряда: *тлеющий, коронный, искровой, дуговой*. В атмосфере в *зонах нарушенной погоды* (в зонах значительной облачности, зонах грозовой деятельности) наблюдаются коронный и искровой самостоятельные разряды. Ниже мы познакомимся с ними подробнее.

5.1.3. Как быстро могла бы разрядиться Земля в условиях повсеместной хорошей погоды? Непрерывное течение тока проводимости от ионосферы к Земле в зоне хорошей погоды означает, что Земля *постепенно разряжается*. Предположим, что вся атмосфера — зона хорошей погоды, и будем рассматривать атмосферу как пространство внутри гигантского сферического конденсатора. Внутренняя сфера-пластина конденсатора — поверхность земного шара (заряжена отрицательно), внешняя сфера-пластина — нижняя граница ионосферы (заряжена положительно). Заряд на каждой из пластин земного «конденсатора» огромен: $Q = 4 \cdot 10^5$ Кл. Тем не менее текущий в условиях повсеместной хорошей погоды ток от ионосферы к Земле (полный ток равен $I = 1500$ А) должен был бы разрядить такой конденсатор всего за 50 мин! Точнее говоря, за это весьма малое время заряд на поверхности Земли должен был бы уменьшиться в 100 000 раз, т.е. стать равным всего 4 Кл. Убедимся в этом, решив следующую задачу.

Задача. В начальный момент времени ($t = 0$) заряд пластин конденсатора $Q_0 = 4 \cdot 10^5$ Кл, текущий через конденсатор ток $I_0 = 1500$ А. Через сколько времени заряд на пластинах конденсатора уменьшится в $10^n = 10^5$ раз?

Обозначим через $Q(t)$, $I(t)$, $U(t)$ соответственно заряд на пластине конденсатора, ток разрядки, разность потенциалов пластин в момент времени t . Воспользуемся известными соотношениями:

$$R = U(t)/I(t) \quad \text{и} \quad C = Q(t)/U(t),$$

где R и C — электрическое сопротивление и емкость конденсатора (эти величины не зависят от времени). Умножив эти соотношения одно на другое, получим: $RC = Q(t)/I(t)$, или

$$I(t) = Q(t)/(CR). \quad (5.5)$$

Далее учтем, что для достаточно малого промежутка времени Δt

$$I(t) = -\Delta Q/\Delta t. \quad (5.6)$$

Здесь поставлен знак «минус», так как в левой части равенства (5.6) стоит абсолютное значение тока, а $\Delta Q/\Delta t < 0$, коль скоро с течением времени заряд на пластинах конденсатора уменьшается. Переходя в (5.6) к пределу при $\Delta t \rightarrow 0$ и используя (5.5), получаем дифференциальное уравнение для функции $Q(t)$:

$$\frac{dQ}{dt} = -\frac{1}{CR} Q(t). \quad (5.7)$$

Читатель, знакомый хотя бы с азами дифференцирования, легко сообразит, что функция, удовлетворяющая уравнению (5.7) и принимающая значение Q_0 при $t = 0$, есть

$$Q(t) = Q_0 e^{-t/(CR)}. \quad (5.8)$$

Положив $Q_0/Q(t) = 10^n$, находим

$$t = CR \ln 10^n. \quad (5.9)$$

Учитывая, что

$$\ln 10^n = \frac{\lg 10^n}{\lg e} = \frac{n}{\lg e} = \frac{n}{0,43}, \quad (5.10)$$

перепишем (5.9) в виде

$$t = CRn/0,43.$$

Так как CR не зависит от t , то $CR = Q_0/I_0 = 267$ с. С учетом того, что $n = 5$, получаем окончательно

$$t = (267 \cdot 5/0,43) \text{ с} = 3105 \text{ с} = 52 \text{ мин.}$$

5.1.4. «Генераторы» атмосферного электричества. Итак, если бы вся атмосфера Земли вдруг оказалась зоной хорошей погоды, то земной конденсатор Земля–ионосфера практически полностью разрядился бы в течение часа. Однако Земля неизменно сохраняет свой отрицательный заряд, составляющий около полумиллиона кулонов. Дело в том, что наряду с токами, непрерывно разряжающими земной конденсатор, существуют встречные токи, которые непрерывно этот конденсатор заряжают. *Токи разрядки существуют в тех областях земного шара, где в данное время стоит хорошая погода, а токи зарядки*

возникают в зонах нарушенной погоды. Эти зоны часто называют генераторами атмосферного электричества.

Зоны нарушенной погоды — понятие довольно широкое. К ним относятся зоны с повышенной облачностью и прежде всего те области, где в данное время выпадают осадки, идут грозы, сверкают молнии. Осадки и нисходящие линейные молнии (они будут рассмотрены в разд. 5.4) переносят положительный заряд с земной поверхности в нижнюю часть облака — возникает положительный электрический ток от Земли к облаку (ток зарядки). Заметим, что во время грозы напряженность поля под грозовым облаком превышает 10^4 В/м, причем направлено поле не вниз (как в случае хорошей погоды), а вверх. Ток зарядки возникает также в пространстве между вершиной облака и нижней границей ионосферы; там напряженность поля также направлена вверх.

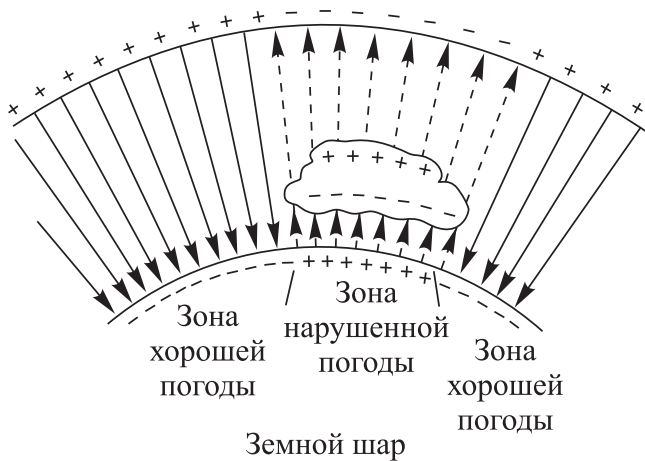


Рис. 5.5

На рис. 5.5 схематически представлена модель глобальной атмосферно-электрической токовой цепи, предложенная английским физиком Чарльзом Вильсоном (исследователем атмосферного электричества, изобретателем трекового детектора заряженных частиц, названного камерой Вильсона). В модели Вильсона электрическое поле атмосферы уподобляется полю сферического конденсатора Земля–ионосфера; в этом поле в зонах хорошей погоды текут токи разрядки (сплошные стрелки), а в зонах нарушенной погоды — токи зарядки (штриховые стрелки). Нижняя часть облаков заряжена отрицательно, а верхняя — положительно. По индукции облако наводит на подстилающем участке земной поверхности положительный заряд, хотя в целом Земля заряжена отрицательно. Над облаком в ионосфере наводится отрицательный заряд, хотя в целом ионосфера

(как и вся атмосфера) остается заряженной положительно. Итак, земной конденсатор *разряжается в зонах хорошей погоды и заряжается в зонах нарушенной погоды*.

Подчеркнем, что для возникновения токов зарядки принципиально важно, чтобы в процессе образования облака происходила его *электризация*. Иначе говоря, необходимо, чтобы *в облаке заряды разделялись* — отрицательные сосредоточивались в нижней части облака, а положительные — в верхней части. Разделение зарядов происходит в облаках разных типов, но наиболее значителен этот процесс в кучево-дождевом, т. е. грозовом облаке. Поэтому следует подробнее познакомиться с развитием грозового облака.

Мы сделаем это позднее в разд. 5.3, а пока заметим, что молнии и осадки — не единственный механизм токов зарядки. Такую же роль выполняют пылевые бури, метели, извержения вулканов (кстати говоря, тоже нередко сопровождаемые молниями). Все они тоже являются генераторами атмосферного электричества. Кроме того, при приповерхностной напряженности поля 500–1000 В/м происходят почти бесшумные *коронные разряды* с «острых» предметов, находящихся на земной поверхности: мачт, труб, деревьев. В этом случае заряды тихо стекают в атмосферу, внося вклад в токи зарядки.

§ 5.2. Огни Святого Эльма — коронный разряд в атмосфере

...Там волны с блесками и всплесками
Непрекращаемого танца,
И там летит скачками резкими
Корабль Летучего Голландца.
Ни риф, ни мель ему не встретятся,
Но, знак печали и несчастий,
Огни Святого Эльма светятся,
Усеяв борт его и снасти.

Н. С. Гумилев

5.2.1. Наблюдения огней Святого Эльма. «С моря поднималась туча — черная, тяжелая, похожая на горный хребет. Она ползла в степь... И в степной дали, теперь уже черной и страшной, вспыхивали маленькие голубые огоньки. То там, то тут они на миг являлись и гасли. Это были очень странные голубые языки огня, намекавшие на что-то сказочное». Так описывает М. Горький в рассказе «Старуха Изергиль» природное явление, которое поначалу называли *огнями Кастора и Поллукса*

(по имени мифологических близнецов), а позднее переименовали в *огни Святого Эльма* — по имени святого Эльма (Эразма) — покровителя моряков.

Во времена парусников огни Святого Эльма часто наблюдали на концах мачт и прямых рей, когда над морем сгущались тучи, предвещавшие грозу (рис. 5.6). Древнеримский философ Луций



Рис. 5.6

Сенека говорил, что во время грозы «звезды как бы нисходят с неба и садятся на мачты кораблей».

Находясь в 1902 г. в Атлантическом океане вблизи островов Зеленого Мыса, капитан клипера «Моравия» оставил такую запись в судовом журнале: «Целый час в море полыхали молнии. Стальные канаты, верхушки мачт, нок-рей, ноки грузовых стрел — все светилось. Казалось, что на шканцах через каждые четыре фута повесили зажженные лампы, а на концах мачт и нок-рей засветили яркие огни. Свечение сопровождалось необычным шумом: словно мириады цикад поселились в оснастке или с треском горели валежник и сухая трава...»

Огни Святого Эльма разнообразны. Они бывают в виде равномерного свечения, в виде отдельных мерцающих огоньков, искрящихся факелов. Иногда они настолько похожи на язычки пламени, что их бросаются гасить.

Это кажущееся необычным явление имеет естественное объяснение: перед нами *коронный разряд в атмосфере*. Наблюдают его чаще всего во время гроз и снежных бурь. Этот электрический разряд называют *коронным*, поскольку он как бы венчает тот или иной предмет короной. При таком разряде из различных

острых выступов наземных предметов (шпилей, высоких шестов, корабельных мачт, ветвей деревьев, башен и т. п.) начинают выскакивать одна за другой маленькие электрические искры. Если искр много и процесс длится относительно долго, мы видим голубоватое сияние, похожее на язычки пламени.

В декабре 1957 г. коронный разряд наблюдали рыболовы на льду Плещеева озера под Переславлем-Залесским. Вот как об этом рассказывают очевидцы: «Солнце уже село, шел мокрый снег. Один из рыбаков высоко поднял над лункой свою удочку, и вдруг ее конец вспыхнул голубоватым огоньком. Казалось, удочка загорелась, и рыбак даже попытался «потушить» огонь другой рукой в варежке. Другие рыбаки тоже стали поднимать свои удочки. У многих появились злополучные огоньки, которые исчезали, когда к концам удочек подносили руку и тем более когда касались их».

Часто свидетелями коронного разряда в атмосфере оказываются альпинисты. Они наблюдают светящиеся кисточки разряда не только на концах металлических предметов, например ледорубов, но и на кончиках волос на голове.

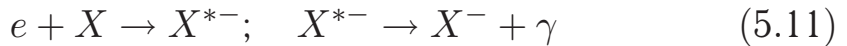
С коронным разрядом необходимо считаться, имея дело с высоковольтными линиями электропередач. При наличии острых концов мачт или слишком тонких проводов начинается коронный разряд. Его можно слышать, проходя под проводами, издающими легкое жужжание. Коронный разряд, естественно, приводит к утечке электроэнергии. Чем выше напряжение высоковольтной линии, тем толще должны быть провода.

5.2.2. Возбуждение и ионизация атомов (молекул) электронным ударом. Образование ионосферы объясняется фотоионизацией молекул атмосферного воздуха (см. разд. 1.4). *Фотоионизация* — основной механизм, обуславливающий возникновение несамостоятельного электрического разряда в зонах хорошей погоды. А вот возникновение в зонах нарушенной погоды коронного разряда с фотоионизацией не связано; оно вызвано процессами *ударной ионизации* — когда молекулы и атомы атмосферного воздуха ионизируются, подвергаясь ударам со стороны свободных электронов. Забегая вперед, заметим, что возникновение в зонах нарушенной погоды искрового разряда (линейной молнии) обусловлено одновременно и *ударной ионизацией*, и *фотоионизацией* (поглощением фотонов ультрафиолетового излучения, испускаемого лидером молнии).

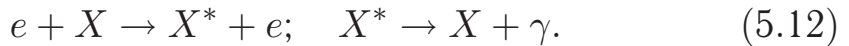
С фотоионизацией мы уже познакомились ранее. Теперь надо поближе познакомиться с ударной ионизацией или, точнее

говоря, с возбуждением и ионизацией атомов (молекул) электронным ударом. Такое знакомство необходимо для дальнейшего разговора о физике коронного разряда.

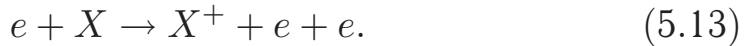
Предположим, что электрон массы m соударяется с частицей (атомом или молекулой) массы M . Возможны четыре исхода. *Во-первых*, электрон *упруго соударяется* с частицей и кинетическая энергия налетающего электрона (частица до соударения покоилась) превращается в кинетические энергии электрона и частицы, разлетающихся после соударения. Этот исход сейчас не представляет для нас интереса. *Во-вторых*, налетающий электрон *поглощается* частицей; частица возбуждается и при возвращении в нормальное состояние испускает фотон:



(здесь X^{*-} — возбужденная частица, e — электрон, γ — фотон). *В-третьих*, происходит *неупругое соударение первого рода*:



В-четвертых, происходит *неупругое соударение второго рода*:



Обратим внимание: именно в этом случае и происходит интересующая нас ударная ионизация — рождаются ион X^+ и еще один электрон.

Выпишем соотношения, выражающие законы сохранения энергии и импульса в процессе $e + X \rightarrow X^{*-}$ (для простоты полагаем, что до поглощения электрона частица X покоилась):

$$\frac{1}{2} m v_0^2 = \frac{1}{2} (M + m) v^2 + w; \quad m v_0 = (M + m) v. \quad (5.14)$$

Здесь v_0 — скорость налетающего электрона, v — скорость частицы вместе с поглощенным ею электроном, w — внутренняя энергия частицы X^{*-} (энергия возбуждения). Исключив v из равенств (5.14), находим

$$w = \frac{1}{2} m v_0^2 \frac{M}{M + m}. \quad (5.15)$$

Поскольку $m \ll M$, результат (5.15) можно переписать в виде

$$w \cong \frac{1}{2} m v_0^2. \quad (5.16)$$

Таким образом, при поглощении электроном атома (молекулы) почти вся кинетическая энергия электрона превращается

в энергию возбуждения частицы-мишени. Возможно, что энергия w окажется достаточной для того, чтобы вырвать из частицы X^{*-} электрон. Тогда произойдет процесс $X^{*-} \rightarrow X + e$. Он для нас не очень интересен, так как при этом один электрон поглотился, один родился. Здесь не будет лавинообразного рождения электронов, не возникнет огонь Святого Эльма.

Теперь рассмотрим неупругое соударение первого рода — см. (5.12). Выпишем соотношения, выражающие законы сохранения энергии и импульса в процессе $e + X \rightarrow X^* + e$:

$$\frac{1}{2} m v_0^2 = \frac{1}{2} M v_1^2 + \frac{1}{2} m v_2^2 + w; \quad m v_0 = M v_1 - m v_2. \quad (5.17)$$

Здесь v_1 и v_2 — соответственно модули скорости частицы X^* и электрона после соударения (удар полагаем центральным; после удара электрон отскакивает назад, поэтому импульс $m v_2$ берется со знаком «минус»), w — внутренняя энергия частицы X^* (энергия возбуждения). Исключив v_2 из равенств (5.17), получим

$$w = M v_0 v_1 - \frac{1}{2} M v_1^2 \frac{M + m}{m}. \quad (5.18)$$

При заданной скорости v_0 налетающего электрона энергия возбуждения w будет, как мы видим, зависеть от скорости v_1 частицы X^* . Наибольшее возможное значение энергии возбуждения равно

$$w_{\max} = \frac{1}{2} m v_0^2 \frac{M}{M + m}. \quad (5.19)$$

Чтобы получить этот результат, надо продифференцировать функцию $w(v_1)$, представленную в (5.18), и приравнять производную нулю:

$$\frac{dw}{dv_1} = M v_0 - M v_1 \frac{M + m}{m} = 0.$$

Отсюда следует, что максимальное значение w_{\max} функции $w(v_1)$ достигается при $v_1 = v_0 m / (M + m)$. Подставив v_1 в (5.18), получаем результат (5.19).

Так как $m \ll M$, (5.19) можно переписать в виде

$$w_{\max} \approx \frac{1}{2} m v_0^2. \quad (5.20)$$

Таким образом, при неупругом соударении первого рода может превратиться в энергию возбуждения почти вся кинетическая энергия налетающего электрона. Если бы, например, рассматривался не электронный удар; а соударение атома с атомом,

то тогда при условии равенства масс соударяющихся частиц ($m = M$) соотношение (5.20) приняло бы вид $w_{\max} \approx \frac{1}{4} Mv_0^2$. Значит, *не более половины* кинетической энергии налетающей частицы могло бы превратиться в энергию возбуждения частицы-мишени.

Читатель, возможно, возразит, что результат (5.19) получен для процесса, в котором происходит не ионизация, а только возбуждение частицы X . Какое это имеет отношение к интересующему нас процессу ударной ионизации (5.13)? Конечно, в случае ионизации уравнения (5.17) не годятся, поскольку после соударения появятся не две частицы, $X^* + e$, а три частицы: $X^+ + e + e$. Однако заключение о том, что возможна передача всей энергии налетающего электрона внутренней энергии частицы-мишени, остается в силе. Просто теперь полученная частицей-мишенью энергия w пойдет не на возбуждение, а на отрыв электрона, т. е. будет *энергией ионизации*.

Обозначим через w_i энергию ионизации данного атома (молекулы). Исходя из результата (5.20), который можно отнести также к случаю ионизации, заключаем, что *необходимым условием ударной ионизации* атома (молекулы) является

$$\frac{1}{2} mv_0^2 > w_i. \quad (5.21)$$

Обратим внимание на то, что данное условие *необходимое*, но отнюдь не *достаточное*. Существует лишь некоторая *вероятность* того, что акт ионизации произойдет (как и акт возбуждения атома или какой-либо иной микроакт). При выполнении условия (5.21) акт ионизации может произойти, но может и не произойти. При невыполнении условия (5.21) акт ионизации определенно не произойдет.

5.2.3. Физика коронного разряда. Напомним, что если проводник поместить в электрическое поле, то его свободные заряды *распределятся по его поверхности*, экранируя тем самым поле внутри проводника (там $E = 0$). Утверждение об отсутствии электрического поля внутри проводника справедливо как для заряженного проводника, так и для помещенного во внешнее электрическое поле незаряженного проводника.

Обозначим через σ физическую величину, называемую *поверхностной плотностью заряда*; она измеряется в единицах Кл/м². Допустим, проводник — шар радиуса r , обладающий электрическим зарядом Q . Этот заряд будет распределен

по поверхности шара равномерно. Поверхностная плотность зарядов в данном случае всюду одинакова и равна

$$\sigma = \frac{Q}{4\pi r^2}. \quad (5.22)$$

Напряженность электрического поля, создаваемого нашим шаром, равна в непосредственной близости от поверхности шара

$$E = k \frac{Q}{r^2}, \quad (5.23)$$

где $k = \frac{1}{4\pi\epsilon_0}$; $\epsilon_0 = 8,85 \cdot 10^{-12}$ Кл²/(Н·м²) — электрическая постоянная. Исключив Q из равенств (5.22) и (5.23), находим

$$E = 4\pi k\sigma. \quad (5.24)$$

Этот результат можно было бы получить также из *теоремы Гаусса*. Поэтому он справедлив в общем случае, а не только для заряженного шара. *Напряженность электрического поля над данной точкой поверхности любого проводника равна по модулю $4\pi k\sigma$, где σ — поверхностная плотность зарядов в рассматриваемой точке поверхности.* Направлен вектор напряженности поля перпендикулярно к поверхности в данной точке (он направлен прочь от проводника, если тот заряжен положительно, и внутрь проводника, заряженного отрицательно).

Известно, что заряды на поверхности проводника *скапливаются гуще* в тех ее местах, где имеется выпуклость меньшего радиуса кривизны. Согласно (5.24), в этих же местах будет больше напряженность электрического поля. Возьмем для примера металлический наконечник в виде конуса (рис. 5.7). Над точкой B напряженность поля больше, чем над точкой C . Наибольшая напряженность будет, очевидно, над точкой A , т. е. непосредственно у острия; обозначим ее через E_A .

Теперь представим себе, что вблизи точки A пролетает в атмосфере электрон. Он попадает в поле напряженности E_A , которое сообщает ему кинетическую энергию

$$\frac{1}{2} m v_0^2 = q E_A \lambda. \quad (5.25)$$

Здесь q — заряд электрона ($q = 1,6 \times 10^{-19}$ Кл), λ — *длина свободного пробега* электрона в воздухе, т. е. среднее расстояние, которое он

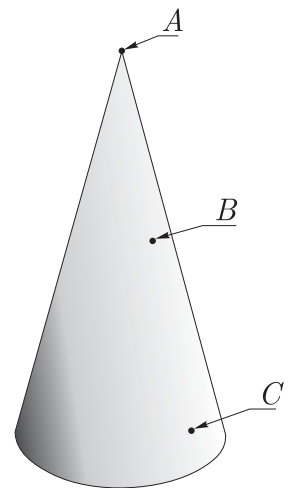


Рис. 5.7

пролетает от одного столкновения с молекулой воздуха до другого. Величина $qE_A\lambda$ — работа, которую совершает на пути λ сила qE_A , действующая со стороны поля на электрон. Эта работа превращается в кинетическую энергию электрона $\frac{1}{2}mv_0^2$.

Согласно (5.21) и (5.25), *необходимое условие ударной ионизации* молекул воздуха электроном, пролетающим вблизи острия A , имеет вид

$$qE_A\lambda > w_i. \quad (5.26)$$

Следовательно, поле E_A вблизи острия должно удовлетворять неравенству

$$E_A > w_i/(q\lambda). \quad (5.27)$$

Так как $w_i \approx 10$ эВ, а $\lambda \approx 10^{-5}$ м при давлении воздуха ~ 1 атм, то из (5.27) следует, что для ударной ионизации нужна напряженность поля вблизи острия не менее 10^6 В/м. Это намного выше приповерхностной напряженности поля атмосферы при наблюдениях огней Святого Эльма, равной, как уже отмечалось, $(0,5-1) \cdot 10^3$ В/м. Напряженность выше 10^6 В/м возникает лишь в непосредственной близости острия, потому что там скапливаются заряды, вследствие чего поле оказывается *весьма неоднородным*.

В целом процесс ионизации молекул воздуха, порождающий огонь Святого Эльма на данном острие, имеет *лавинный характер*. После первого акта ионизации возникают, вместо одного два свободных электрона. Эти два электрона, ускоряясь в неоднородном электрическом поле, могут инициировать следующие два акта ионизации — и появятся четыре свободных электрона. И так далее.

5.2.4. Огонь Святого Эльма в счетчике Гейгера–Мюллера. Коронный разряд лежит в основе действия важного физического прибора — *счетчика Гейгера–Мюллера*, — предназначенного для подсчета пролетающих в воздухе электрически заряженных элементарных частиц. Счетчик состоит из небольшого металлического цилиндра и тонкой металлической проволоки, натянутой по оси цилиндра и изолированной от него (рис. 5.8). Счетчик

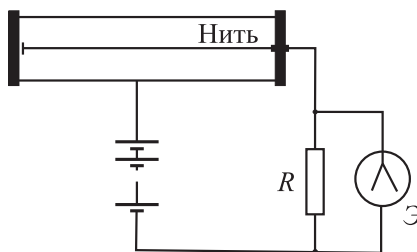


Рис. 5.8

включен в цепь, содержащую источник тока, создающего напряжение в несколько тысяч вольт. Напряжение выбирают так, чтобы оно было немного меньше напряжения, необходимого для зажигания коронного разряда внутри цилиндра. Когда в цилиндр попадает заряженная частица, она ионизирует молекулы газа внутри цилиндра, вследствие чего напряжение, необходимое для зажигания короны, немного понижается. В результате возникает разряд, а в цепи появляется слабый кратковременный электрический ток.

Ток, возникающий в счетчике, весьма мал, но его можно сделать вполне заметным, если ввести в цепь очень большое сопротивление R и параллельно к нему присоединить чувствительный электромметр \mathcal{E} (см. рис. 5.8). При возникновении в цепи тока I на концах сопротивления создается напряжение IR . Если выбрать сопротивление очень большим (порядка 10^6 Ом), но существенно меньшим сопротивления электромметра, то даже весьма слабый ток вызовет заметное напряжение. Поэтому при каждом попадании заряженной частицы в счетчик листки электромметра будут расходиться.

§ 5.3. Грозное облако

Последняя туча рассеянной бури!
 Одна ты несешься по ясной лазури,
 Одна ты наводишь унылую тень,
 Одна ты печалишь ликующий день.
 Ты небо недавно кругом облегал,
 И молния грозно тебя обвивала;
 И ты издавала таинственный гром
 И алчную землю поила дождем...

А. С. Пушкин

5.3.1. Рождение, развитие и разрушение грозного облака. В появлении и развитии грозного облака (тучи) можно четко различить четыре последовательных этапа.

Первый этап — предгрозые. С утра жарко и душно, стоит полная тишина. «Пáрит! Быть грозе», — уверенно предсказывают бывалые люди. На данном этапе происходит зарождение грозного облака. Такое состояние природы хорошо описано в стихотворении В. С. Шефнера:

На кустиках нежных синее черника,
 Ни шороха ветра, ни птичьего крика.
 Над гладкой рекой, над лесными местами
 Легла тишина голубыми пластами.
 Шагаю — а зной над лесными холмами
 Прозрачными к небу восходит волнами,

И зреет зерно неминуемой бури
В дремучем покое, в недвижной лазури.

Второй этап — начальное развитие грозового облака. Воздух становится более влажным, в нем будто разливается слабый туман. В вышине возникает, растет, постепенно темнеет кучево-дождевое облако, превращаясь в тучу. Увеличивающаяся туча закрывает солнце, и все вокруг сразу становится мрачным, устрашающим. Возникает теплый ветер, поднимающий вверх сухие листья. Замолкли птицы, вся природа словно бы затаилась в ожидании. Этот этап очень точно описан в стихотворении И. С. Тургенева:

Уже давно вдали толпились тучи
Тяжелые — росли, темнели грозно.
Вот сорвалась и двинулась громада.
Шумя, плывет и солнце закрывает
Передовое облако. Внезапно
Туман разлился в воздухе. Круж́атся
Сухие листья. Птицы притаились...
Из-под ворот выглядывают люди,
Спускают окна, запирают двери...

Третий этап — зрелое грозовое облако. Сверху из облака устремляются к земле мощные потоки холодного воздуха.

Вдруг полнеба потемнело,
Тучи громовой громада
Сильным холодомдохнула.

Так говорится об этом в эстонском эпосе «Калевипоэг». Потоки холодного воздуха ударяются о поверхность земли и порождают пылевые вихри. И тут же начинается сильный дождь, а иногда и град. Сверкают молнии, гремит гром. Продолжая цитировать стихотворение И. С. Тургенева, мы находим поэтическое описание данного этапа:

Большие капли падают... и вдруг
Помчалась пыль столбами по дорогам;
Поднялся вихрь и по стенам и крышам
Ударил злобно. Хлынули потоки
Дождя... Запрыгал угловатый град...
Крутятся, бьются, мечутся деревья...
Смешались тучи... молнья! Ждешь удара...
Загрохотал и прокатился гром.
Сильнее дождь... Широкими струями,

Волнуясь, льет и хлещет он — и ветер
С воды срывает брызги... вновь удар!

Четвертый этап — разрушение грозового облака. Оно заметно уменьшилось, начало разрушаться. Его вершина вытянулась горизонтально. Дождь ослаб, ветер заметно стих. Еще немного, и в просветах туч появляется солнце. Вся природа постепенно оживает. Остатки тучи уходят вдаль. В воздухе необычайная свежесть.

А. С. Пушкин, обращаясь к «последней туче рассеянной бури», заканчивает свое стихотворение строками:

Довольно, сокройся! Пора миновалась,
Земля освежилась, и буря промчалась,
И ветер, лаская листочки древес,
Тебя с успокоенных гонит небес.

Завершилась недолгая жизнь грозового облака. Прекратилась гроза, внося свой вклад в общую картину токов зарядки.

5.3.2. Восходящие и нисходящие воздушные потоки в грозовом облаке. Грозовое облако образуется в жаркий день — когда воздух у поверхности земли сильно прогрет и насыщен водяными парами. Происходит мощная конвекция: потоки нагретого влажного воздуха устремляются вверх. Подъем воздушных масс еще больше усилится, если ветер пригонит холодный воздух. Стелющиеся по земле массы холодного воздуха *поддвигаются* под нагретую воздушную массу и приподнимают ее вверх. Недаром именно на *холодных атмосферных фронтах* часто образуются кучево-дождевые облака, становящиеся грозовыми облаками.

Будем рассматривать изолированное (одиночное) грозовое облако; его горизонтальная протяженность составляет несколько километров. Такое рассмотрение годится также и тогда, когда образуется гряда грозовых облаков. В этом случае облака можно рассматривать как отдельные *грозовые ячейки*, которые, хотя и примыкают друг к другу своими боками, однако вполне могут считаться взаимно независимыми. Все процессы, происходящие в одной грозовой ячейке, совершаются также в других — разве лишь со сдвигом во времени. Наше одиночное грозовое облако — это, по сути дела, одна из грозовых ячеек.

Три основных этапа жизни грозового облака (начальное развитие, полноценное развитие, разрушение) схематически показаны на рис. 5.9. Стрелками изображены направления воздушных потоков в облаке и рядом с ним. Непрерывной

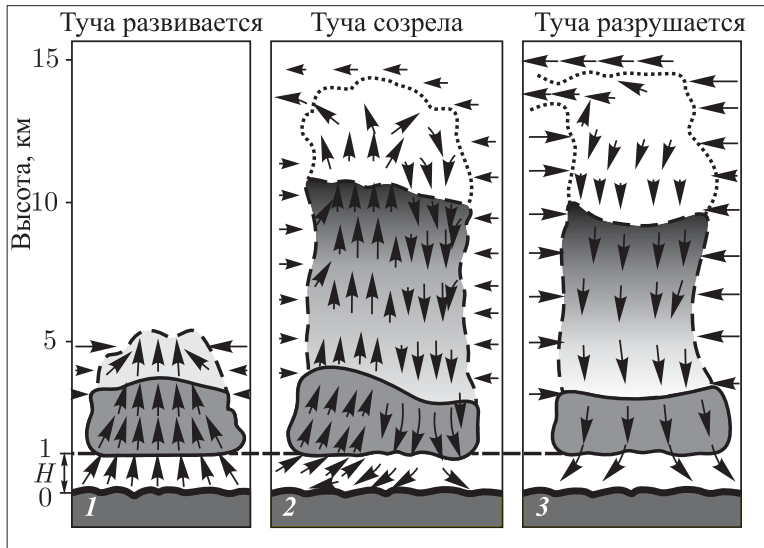


Рис. 5.9

линией выделен объем облака, в котором содержатся только водяные капли; штриховой — объем, в котором наряду с каплями присутствуют ледяные кристаллы; пунктирной — объем, содержащий только ледяные кристаллы. Разумеется, эти объемы показаны приблизительно.

На этапе начального развития (позиция 1) наблюдаются *мощные восходящие потоки воздуха* под облаком и внутри него. Содержащиеся в воздушных восходящих потоках водяные пары, начиная с высоты H (*уровня конденсации*) начинают конденсироваться. Процесс конденсации продолжается при дальнейшем подъеме воздушных масс, вследствие чего облако быстро растет в высоту. По мере подъема скорость восходящих потоков внутри облака возрастает. Обратим внимание на *приток с боков холодного воздуха*, окружающего облако (рассматривая в п. 4.4.3 физику образования кучевого облака, мы пренебрегли боковым притоком воздуха).

Впрочем, все это совершается в вышине, а земной наблюдатель видит лишь постепенно разрастающееся и приобретающее все более темный цвет облако и, кроме того, ощущает горизонтальные потоки ветра. Это приповерхностный воздух устремляется под тучу — в область пониженного давления, образовавшуюся в результате подъема воздушных масс. Если под формирующуюся тучу проникнет откуда-нибудь с водоема холодный воздух, то будет происходить некоторое охлаждение начавших подниматься вверх влажных воздушных масс — в результате может возникнуть легкая *туманная дымка*. Помните у Тургенева: «...Внезапный туман разлился в воздухе»?

Мощные восходящие потоки воздуха (значительно более мощные, чем в случае обычного кучевого облака) обуславливают сильный рост грозового облака в высоту. Верхняя граница облака оказывается на высоте 10–15 км; она может достигать 20 км. На таких высотах восходящие воздушные потоки постепенно затухают. Там образуются скопления ледяных кристаллов, которые *начинают падать сквозь облако вниз, увлекая за собой некоторое количество холодного воздуха*. Нисходящий холодный воздушный поток, выходя из облака, мощно ударяет по поверхности земли («Тучи громовой громада сильным холодом дохнула») — появляется сильный порывистый приповерхностный ветер с пылевыми вихрями. Одновременно из облака начинаются интенсивные осадки. Важно отметить, что возникший у вершины грозового облака нисходящий поток холодного воздуха, попадая в нижние «этажи» облака, не затухает, а напротив, *усиливается*. Таким образом, наблюдается довольно сложная картина — наряду с восходящими потоками воздуха, нагретого у поверхности земли, существуют нисходящие потоки воздуха, охлажденного в верхней части грозового облака. Такая картина соответствует *созревшему* грозовому облаку (позиция 2).

Падающие вниз сквозь грозовое облако воздушные массы, вызывая ливень и, возможно, град, гасят встречные восходящие потоки воздуха. А это означает, что грозовое облако *начинает разрушаться* — вслед за этапом зрелости быстро наступает этап разрушения тучи (позиция 3). Теперь внутри грозового облака существуют только нисходящие воздушные потоки. Постепенно деятельность ветра прекращается, дождь стихает. Туча буквально на глазах «худеет», ее вершина вытягивается по направлению ветра, напоминая наковальню.

Подчеркнем, что разделение жизни грозового облака на этапы является вполне четким. *На этапе начального развития в облаке наблюдаются лишь восходящие воздушные потоки, притом достаточно мощные. На этапе зрелости, наряду с восходящими, возникают также нисходящие потоки воздуха, вызывающие бурное выпадение осадков. Наконец, на этапе разрушения восходящие воздушные потоки вообще прекращаются, а нисходящие потоки доводят процесс разрушения тучи до конца.*

5.3.3. Объяснение динамики воздушных потоков в грозовом облаке. Почему в формирующемся грозовом облаке возникают мощные восходящие воздушные потоки, обеспечивающие сильное развитие облака в высоту? Почему нисходящие

воздушные потоки в зрелом грозовом облаке, возникнув, далее уже не прекращаются, а усиливаются?

На первый вопрос мы уже ответили, рассматривая образование обычного кучевого облака (см. п. 4.4.3). Напомним, в чем тут дело. Поднимаясь от нагретой земной поверхности, воздух адиабатно расширяется и потому охлаждается. Охлаждение приводит к конденсации водяных паров, начинающейся с некоторой высоты H , определяющей нижнюю границу облака. Благодаря выделяющейся при конденсации теплоте парообразования воздух в облаке несколько разогревается и оказывается более теплым, а значит и более легким, чем воздух на данной высоте вокруг облака. В результате восходящий воздушный поток внутри облака не исчезает, а напротив, усиливается, обуславливая вертикальное развитие облака. В грозовом облаке конденсация паров идет интенсивнее, чем в обычном кучевом облаке. Ведь приповерхностный воздух был сильнее нагрет и сильнее насыщен влагой. В результате восходящие потоки в грозовом облаке оказываются значительно более мощными, и высота грозового облака в несколько раз превышает высоту обычного кучевого облака.

Естественно, что *по мере увеличения высоты облака все более важным становится приток в него бокового холодного воздуха*. Этот воздух перемешивается с поднимающимся вверх сравнительно теплым воздухом внутри облака, охлаждает его и тем самым затормаживает дальнейший рост облака. При рассмотрении кучевого облака можно было пренебречь притоком холодного воздуха, учитывая, что обычное кучевое облако развивается в высоту не более чем на 4–5 км. Понятно, что в случае с грозовым облаком указанный приток холодного воздуха становится принципиально важным. Он приводит не только к исчезновению на больших высотах (более 10 км) восходящих потоков, но и обеспечивает существование нисходящих потоков, зарождающихся в вершине облака. Иными словами, именно в учете притока бокового холодного воздуха содержится, в конечном счете, ответ на второй из поставленных выше вопросов.

Сделанные замечания поясним при помощи рис. 5.10. Аналогичный рисунок для кучевого облака был приведен в разд. 4.4 (см. рис. 4.10). Температурные кривые 1, 2, 3 на рис. 5.10 имеют тот же смысл, что и соответствующие кривые на рис. 4.10: 1 — уменьшение с высотой температуры неподвижного воздуха, т. е. воздуха, окружающего облако, 2 — уменьшение с высотой температуры поднимающегося сухого воздуха, т. е. воздуха,

в котором нет водяных паров и, значит, нет конденсации, 3 — уменьшение с высотой температуры поднимающегося влажного воздуха с учетом конденсации паров (конденсация начинается с высоты H). Кроме того, на рис. 5.10 имеются кривые, отсутствовавшие на рис. 4.10. Речь идет о температурных кри-

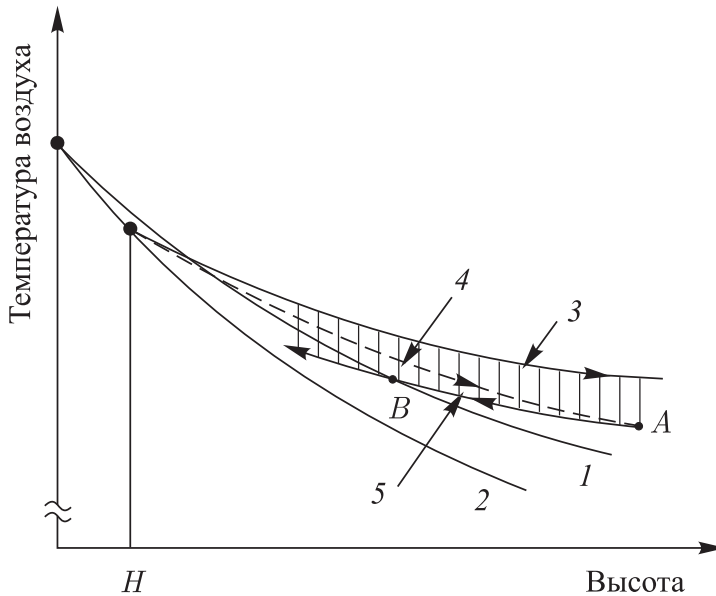


Рис. 5.10

вых 4 и 5. Кривая 4 (штриховая) — уменьшение с высотой температуры поднимающегося вверх влажного воздуха, в который все время *добавляется холодный боковой воздух*. Приток холодного воздуха заметно уменьшает температуру восходящего воздушного потока — поэтому кривая 4 идет ниже кривой 3. Предположим, что на некоторой высоте (точка A) зародился нисходящий воздушный поток; его температура будет возрастать по мере уменьшения высоты, следуя кривой 5. На всех высотах кривая 5 равноотстоит от кривой 3. Как видно из рис. 5.10, в некоторой точке B кривая 5 пересечется с кривой 1. После этого падающая вниз воздушная масса оказывается *холоднее воздуха, окружающего облако*, и дальнейшее ее падение становится неотвратимым.

5.3.4. Электризация грозового облака. Настало время поговорить о том, как происходит *разделение электрических зарядов* в грозовом облаке. Почему в верхней части облака собираются положительные заряды, а в нижней отрицательные?

Общая точка зрения на этот счет такова. В воздушных потоках внутри облака неизбежны процессы *дробления* как водяных капель, так и кристаллов льда. При этом более мелкие

(а значит, и более легкие) капли и кристаллы заряжаются, как правило, положительно, а более крупные (более тяжелые) — отрицательно. Восходящие воздушные потоки поднимают к вершине облака главным образом мелкие частицы и тем самым заряжают верхнюю часть облака положительно. Крупные же частицы падают к основанию облака, заряжая его нижнюю часть отрицательно.

Попробуем понять, почему мелкие водяные капли заряжаются положительно, а крупные отрицательно. В каждой капле происходит диссоциация некоторой части молекул H_2O на ионы OH^- и H^+ . Энергия, высвобождающаяся при конденсации водяного пара в каплю воды, может частично расходоваться на то, чтобы вырвать из капли некоторое количество ионов H^+ . Таким образом, можно себе представить, что вокруг капли образуется «облако» ионов H^+ , а сама капля оказывается при этом заряженной отрицательно. Чем крупнее капля, тем больше около нее ионов H^+ и соответственно тем больше отрицательный заряд капли.

Теперь вообразим, что рядом находятся мелкая и крупная водяные капли и что из мелкой капли вылетели 10 ионов H^+ , а из крупной 100 ионов H^+ (числа взяты условно). Конечно, такую картину надо представлять не статически, а динамически — вылетевшие из капель ионы H^+ могут возвращаться назад в капли. Чтобы мелкая капля стала снова электронейтральной, нужно, чтобы в нее вернулись 10 ионов H^+ . Однако вблизи капли находятся 110 ионов H^+ и, значит, с большой вероятностью в нашу каплю вернуться *более* десяти ионов H^+ , в результате чего мелкая капля окажется положительно заряженной. После этого крупная капля вынуждена оставаться заряженной отрицательно.

Получается, что при наличии рядом мелких и крупных капель должен происходить фактически *перенос ионов H^+ от крупных капель к мелким*.

Можно было бы указать несколько возможных механизмов, приводящих к разделению электрических зарядов в облаке.

Строго говоря, все они должны рассматриваться как гипотезы. Один из механизмов был предложен Чарльзом Вильсоном. Познакомимся с ним.

Представим себе водяную каплю, которая начинает падать сквозь грозовое облако. Напомним, что капля находится в электрическом поле атмосферы, направленном вниз — от ионосферы к Земле. Поле поляризует каплю так, что ее верхняя часть оказывается заряженной отрицательно, а нижняя — положительно. Теперь представим себе, что на пути падающей капли встречаются ионы атмосферы (как положительные, так и отрицательные). Передняя (по движению) часть капли заряжена положительно, поэтому встретившиеся положительные ионы будут отброшены

в сторону, тогда как отрицательные ионы, напротив, будут притянуты к капле (рис. 5.11).

Конечно, оказавшиеся позади падающей капли положительные ионы могут притянуться к ее отрицательно заряженной верхней части. Однако надо иметь в виду, что капля падает достаточно быстро (особенно если это крупная капля), а ионы не очень подвижны; поэтому многие ионы попросту не успеют догнать удаляющуюся от них каплю.

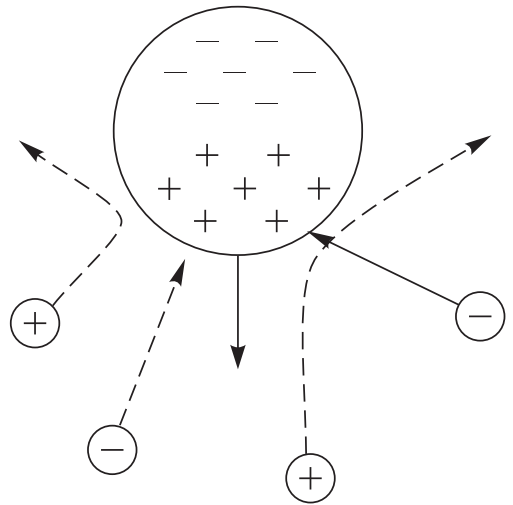


Рис. 5.11

В результате в процессе падения капля будет приобретать все больший отрицательный заряд. Поэтому в нижней части облака будет накапливаться отрицательный заряд. В то же время отброшенные в сторону положительные ионы будут снесены к вершине грозового облака восходящими потоками и увеличат положительный заряд в верхней части облака.

Рассмотренный механизм электризации грозового облака достаточно нагляден. Однако в облаке не так уж много малоподвижных ионов. Даже если бы все отрицательные ионы были захвачены падающими каплями, а все положительные отброшены, то и в этом случае возникающий в грозовом облаке заряд был бы в десятки и даже сотни раз меньше наблюдаемого в действительности. Более существенную роль в электризации грозового облака играет, по-видимому, *обледенение его верхней части, происходящее в процессе формирования облака*. Довольно трудно наглядно представить этот механизм. Поэтому ограничимся некоторыми качественными пояснениями, позволяющими понять его в общих чертах.

Как известно, над поверхностью любого тела имеется «облако» электронов. Это электроны, у которых энергия теплового движения оказалась достаточно большой. Данное явление называют *термоэлектронной эмиссией*. Существует специальное понятие: *работа выхода* — минимальная энергия электрона, при которой он может вылететь из данного вещества. Работа выхода различна для разных веществ. Предположим, что приведены во взаимный контакт вещества *A* и *B*. Пусть из вещества *A* электронам легче вылететь, чем из *B* (у вещества *A* работа выхода меньше, чем у *B*). Понятно, что термоэлектронная эмиссия

из A будет происходить интенсивнее, чем из B . В результате часть электронов перейдет из A в B , так что вещество B зарядится отрицательно, а вещество A положительно. Между контактирующими веществами возникнет разность потенциалов; ее называют контактной разностью потенциалов. Возникнув, она начинает препятствовать дальнейшему переходу электронов из A в B — устанавливается равновесие.

Теперь обратимся к грозovým облакам. Они содержат как водяные капли, так и ледяные кристаллы. Вода и лед, таким образом, контактируют здесь друг с другом. За счет контактной разности потенциалов, возникающей между льдом и водой, как раз и происходит электризация облака.

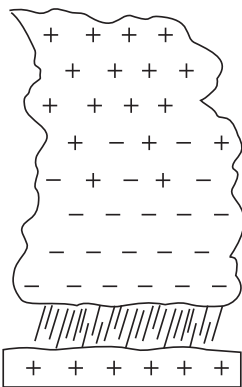


Рис. 5.12

Итак, электризация облака приводит к тому, что его верхняя часть заряжается положительно, а нижняя отрицательно. И как следствие на подстилающем участке земной поверхности наводится положительный заряд (рис. 5.12). Нижняя часть грозового облака и подстилающий участок поверхности образуют конденсатор. Этот конденсатор разряжается, во-первых, за счет молний, проскакивающих между грозовым облаком и земной поверхностью, а во-вторых, за счет осадков. И в том, и другом случае происходит перенос положительных зарядов с поверхности земли в облако.

В древнеиндийском поэтическом сборнике «Семьсот стихотворений», создание которого датируют III–VII вв., есть четверостишие:

Слышите, как надрываются
Там грозвые могучие тучи,
Землю веревками ливней
Пытаясь поднять в поднебесье?

В нем интересна мысль о существовании *сил притяжения между тучей и землей*. Такие силы действительно есть — это силы электрического притяжения, действующие между зарядами разных знаков. Конечно, автор четверостишия не мог и подумать об электрической природе этих сил (представления об электричестве сформировались много позднее), однако впечатляет сама догадка о существовании каких-то сил между тучей и землей, возникшая у неизвестного нам поэта при виде струек ливневого дождя.

§ 5.4. Линейная молния — искровой разряд в атмосфере

...Молния, как бы созревши,
Вдруг разорвет облака и пронесится пламенем ярким.
Быстро сверканье ее заливаает окрестности светом.
Следует тяжкий удар, как будто бы, лопнув внезапно,
Рушится весь небосвод и грозит обвалиться на землю.

Тит Лукреций Кар

5.4.1. Эволюция представлений о природе молнии.

Вполне понятно, что молния и гром первоначально воспринимались людьми как проявление божьего гнева. У разных народов главными почитались боги-громовержцы — Зевс у древних греков, Юпитер у римлян, Индра у индусов, Тор у скандинавов, Перун у славян. Вместе с тем пытливый человеческий ум с давних времен стремился постичь природу молнии и грома, понять их естественные причины.

Так, *Аристотель* полагал, что при грозе облака соударяются, производя гром, и при этом из них вытесняется некая «материя ветра» (*Аристотель* называл ее «пневмой»), которая вспыхивает огнем. «Молния возникает после удара и позже грома, но кажется, что раньше, потому что наше зрение опережает слух». Так писал *Аристотель* во второй книге своей знаменитой «Метеорологии».

Многие столетия, включая средние века, считалось, что молния — это «огненный пар», зажатый в водяных парах туч. Расширяясь, он как бы прорывает их в наиболее слабом месте и быстро устремляется к земле. Об этом упоминается, например, в «Божественной комедии» *Данте*:

И как огонь, из тучи упадая,
Стремится вниз...

Вот перед нами старинный учебник физики. Издан в 1760 г. в Санкт-Петербурге и имеет длинное название: «Вольфианская теоретическая физика с немецкого подлинника, сокращенная, переведена на российский язык Императорской Академии Наук переводчиком Борисом Волковым». На с. 110 учебника читаем: «Что молния есть действительно огонь, оное явствует из того, что она по прикосновении своем к телам оные зажигает. А что огонь сей состоит из серных загоревшихся частиц, оное из серного запаха, который исходит от тел, молнией пораженных, ясно познается». Итак, молния есть огонь, который «состоит

из серных загоревшихся частиц». Заметим, что такое утверждение переведено на русский язык в 1760 г., т. е. восемь лет спустя после того, как была установлена электрическая природа молнии. Думается, что переводчик Императорской Академии Наук должен был бы знать об этом.

В 1752 г. американский ученый и государственный деятель *Бенджамин Франклин* экспериментально доказал, что молния — это *сильный электрический разряд*. Он выполнил знаменитый опыт с воздушным змеем, который был запущен в воздух при приближении грозы. На крестовине змея была укреплена заостренная проволока, к концу бечевки привязаны ключ и шелковая лента. «Как только грозовая туча окажется над змеем, — писал Франклин в письме к другу, — заостренная проволока станет извлекать из нее электрический огонь, и змей вместе с бечевой наэлектризуется... А когда дождь смочит змей и бечеву, сделав их способными проводить электрический огонь, вы увидите, как он обильно стекает с ключа при приближении вашего пальца». Встречающееся здесь словосочетание «электрический огонь» мы сегодня переводим как «электрический заряд».

Опыт Франклина с некоторыми изменениями был вскоре повторен рядом ученых. Одновременно с Франклином исследовали молнию и установили ее электрическую природу российские ученые *Михаил Ломоносов* и *Георг Рихман*. С середины XVIII в. стало понятно, что *молния представляет собой мощный электрический разряд, возникающий при достаточно сильной электризации облаков*.

Заметим, что исходя из электрической природы молнии Франклин создал *громоотвод*, который правильнее было бы называть «молниеотводом». Это был длинный металлический стержень, который устанавливался вертикально и одним концом уходил в землю. Он предохранял постройки от поражения молнией.

5.4.2. Три вида линейных молний. Грозы всегда сопровождаются молниями. Как правило, это так называемые *линейные молнии*. Изредка наблюдаются молнии еще двух типов: *шаровые* и *четочные* (их называют также *жемчужными*). Шаровая молния имеет вид светящегося шара, а четочная (жемчужная) — цепочки светящихся шаров, разделенных темными промежутками около 10 м и напоминающих четки или жемчуг, нанизанный на нить.

Познакомимся поближе с *линейной молнией*. Она представляет собой гигантский (длиной до нескольких километров)

искровой разряд в атмосфере. Этот разряд в лабораторных условиях показан на рис. 5.13. Он возник между двумя шарообразными электродами, находящимися на расстоянии примерно метра друг от друга. Для возникновения разряда нужно было довести напряженность электрического поля между электродами до $3 \cdot 10^6$ В/м. Такая же напряженность нужна для возникновения молнии во время грозы. Роль электродов при этом играют грозовые облака и находящийся под ними участок земной поверхности.

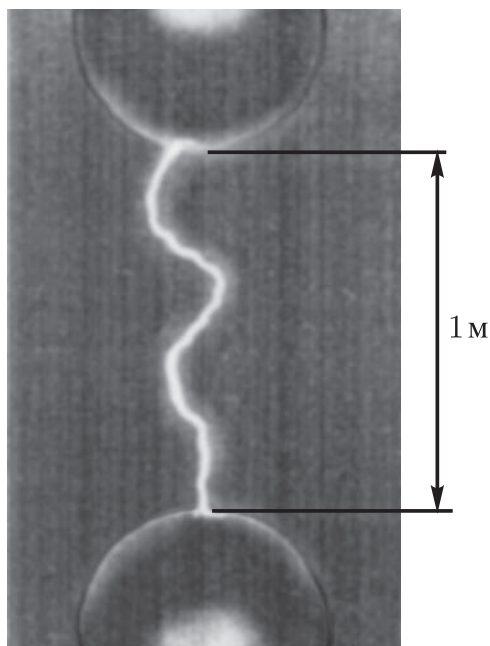


Рис. 5.13

Различают три вида линейных молний: *нисходящие*, *восходящие* и *внутриоблачные* (межоблачные).

Когда на этапах начальной и зрелой грозы нижняя часть грозового облака заряжена отрицательно, а подстилающая поверхность земли положительно, может возникнуть (при соответствующей напряженности поля) *нисходящая линейная молния* (рис. 5.14). Она развивается (часто говорят: прорастает) от грозового облака к земле и *ветвится в направлении сверху вниз*. Можно сказать, что нисходящая линейная молния стартует в основании грозового облака.

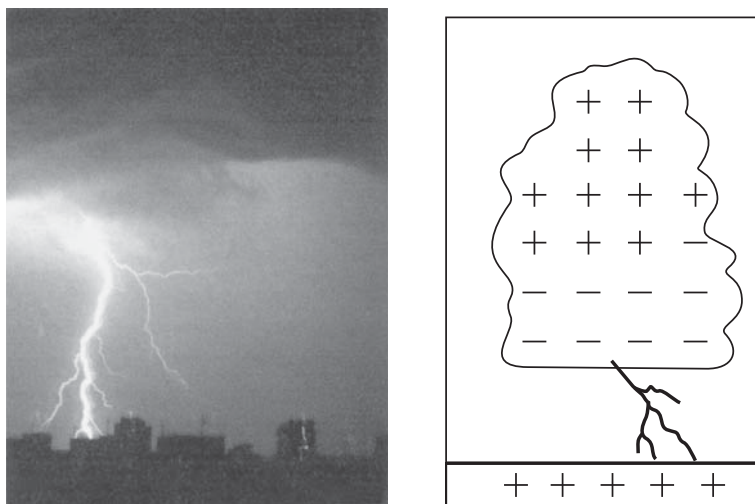


Рис. 5.14

Одновременно с появлением нисходящих молний начинают выпадать осадки из созревшей тучи, и, как отмечалось ранее, восходящие воздушные потоки внутри облака постепенно прекращаются, уступая место нисходящим. Те довольно быстро разрушают тучу. В процессе разрушения тучи положительно заряженные ледяные кристаллы опускаются вниз, превращаются в водяные капли и заряжают все облако положительно. Положи-

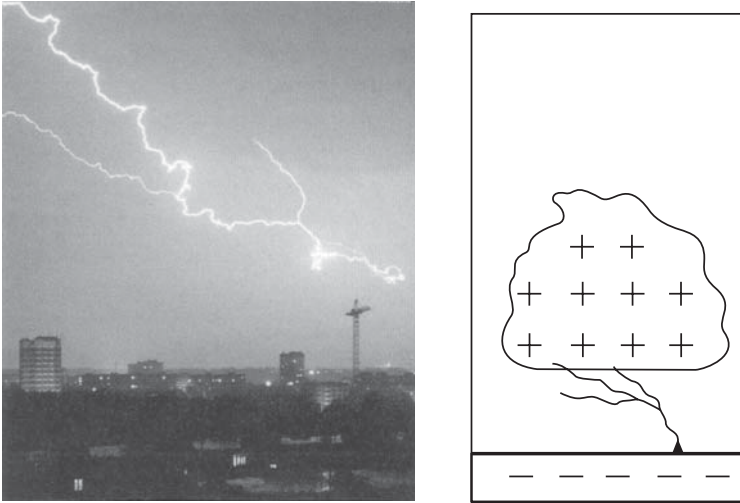


Рис. 5.15

тельно заряженное облако наводит на подстилающей поверхности земли отрицательные заряды. Теперь становится возможным возникновение *восходящих линейных молний*. Они «прорастают» от земной поверхности к облаку, *ветвятся в направлении снизу вверх*, стартуя с какого-либо высокого наземного объекта (рис. 5.15).

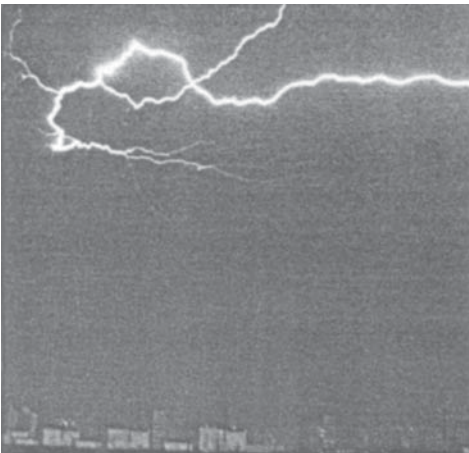


Рис. 5.16

Третий вид линейных молний — *внутриоблачные и межоблачные*. Они развиваются от одной части облака к другой или от одного грозового облака к другому (рис. 5.16).

Чаще всего наблюдаются внутриоблачные и межоблачные молнии; на них приходится 60% всех линейных молний. Количество молний облако–земля составляет 40%; из них 90% — нисходящие молнии и только 10% — восходящие. А вообще в земной

атмосфере каждую секунду сверкают в среднем около ста линейных молний.

Наиболее изучены нисходящие линейные молнии. Ниже мы достаточно подробно рассмотрим физику процессов, происходящих при возникновении во время грозы именно этих молний.

5.4.3. «Паспортные данные» линейной молнии. Отметим некоторые параметры линейной молнии. Длина составляет от нескольких сотен метров до нескольких километров. Разряд молнии длится 0,2 с. Средний ток в разряде $\sim 10^3$ А, а общий заряд, переносимый молнией, достигает 200 Кл (в среднем 20 Кл). Видимый канал молнии имеет диаметр несколько дециметров. Наблюдая разряд молнии, замечаем, что он состоит из нескольких последовательных *импульсов* (их называют также *компонентами* молнии). Длительность каждого импульса (компонента) порядка 10^{-4} с; промежутки между импульсами около 0,05 с.

Задача. Оцените энергию, выделяющуюся при разряде молнии, полагая поле между земной поверхностью и нижней границей грозового облака однородным. Горизонтальные размеры облака 4 на 4 км, расстояние от земли до нижней его границы 1 км, разность потенциалов между облаком и землей 10^9 В.

Воспользуемся моделью плоского конденсатора. В нашем случае площадь каждой пластины конденсатора $S = 16 \text{ км}^2 = 1,6 \cdot 10^7 \text{ м}^2$, расстояние между пластинами $d = 10^3$ м, разность потенциалов $U = 10^9$ В. Сначала найдем электроемкость конденсатора C , используя формулу

$$C = \varepsilon_0 S/d \quad (5.28)$$

(напомним: $\varepsilon_0 = 8,85 \cdot 10^{-12}$ Ф/м — электрическая постоянная). Подставляя в (5.28) численные значения, находим: $C = 1,5 \times 10^{-7}$ Ф. Хотя наш природный конденсатор имеет весьма внушительные размеры, его емкость оказывается скромной. В радиоприемниках применялись конденсаторы с емкостью в тысячу раз большей. Но у нашего конденсатора огромная разность потенциалов, а потому и энергия W велика:

$$W = \frac{1}{2} CU^2 = 7,5 \cdot 10^{10} \text{ Дж.} \quad (5.29)$$

На самом деле энергия молнии по крайней мере на порядок меньше. Это вполне понятно, так как, во-первых, поле между облаком и землей лишь приближенно можно считать однородным и, во-вторых, одна молния не разряжает полностью конденсатор облако–земля.

5.4.4. Физика процессов, происходящих при возникновении нисходящей линейной молнии. Как уже отмечалось, линейная молния представляет собой несколько следующих друг за другом искровых разрядов между грозовым облаком и землей, называемых импульсами или, иначе, компонентами молнии. Принципиально важную роль играет *первый* импульс (компонент), поскольку он возникает в невозмущенном воздухе, т.е. в воздухе, который не был предварительно ионизирован и нагрет.

С процессов, происходящих в этом импульсе, мы и начнем рассмотрение физики нисходящей молнии. В развитии импульса различают две стадии — *лидерную* и *главную*. На лидерной стадии формируется в направлении от тучи к земле плазменный канал разряда. На главной стадии по образовавшемуся каналу быстро проходит в обратном направлении (от земли к туче) импульс основного тока. Его называют *возвратным ударом*.

Лидерная стадия начинается с образования у основания тучи плазменных нитей — так называемых *стримеров*. Свободные электроны, находящиеся в основании тучи, приобретают под действием электрического поля напряженностью около $3 \cdot 10^5$ В/м огромное ускорение. Эта ускорение направлено вниз, так как нижняя часть тучи заряжена отрицательно, а поверхность земли под тучей — положительно. Сталкиваясь с молекулами воздуха, электроны ионизируют их. При этом рождаются новые (вторичные) электроны, которые в свою очередь ускоряются в поле тучи и затем в столкновениях ионизируют новые молекулы. Возникают *лавины* быстрых электронов, образующие нити плазмы (стримеры). Объединяясь, стримеры дают начало *плазменному каналу* (рис. 5.17, а). Этот канал наполнен свободными электронами и ионами и поэтому может хорошо проводить электрический ток. Его называют *лидером* или, точнее, *ступенчатым лидером*.

Дело в том, что канал формируется скачками (ступенями). Головка лидера выскакивает из тучи и движется со скоростью порядка 10^7 м/с. Пройдя расстояние порядка 100 м, она внезапно останавливается. Остановка длится около $5 \cdot 10^{-5}$ с. Лидер как бы набирается сил, а затем следует бросок еще примерно на 100 м, причем совсем не обязательно в направлении предыдущего броска, и снова короткая остановка. Так отдельными бросками (ступенями) головка лидера постепенно приближается к земной поверхности, оставляя позади себя плазменный канал в виде причудливой ломаной линии (рис. 5.17, б). Заметим, что светится лидер относительно слабо, он почти не виден;

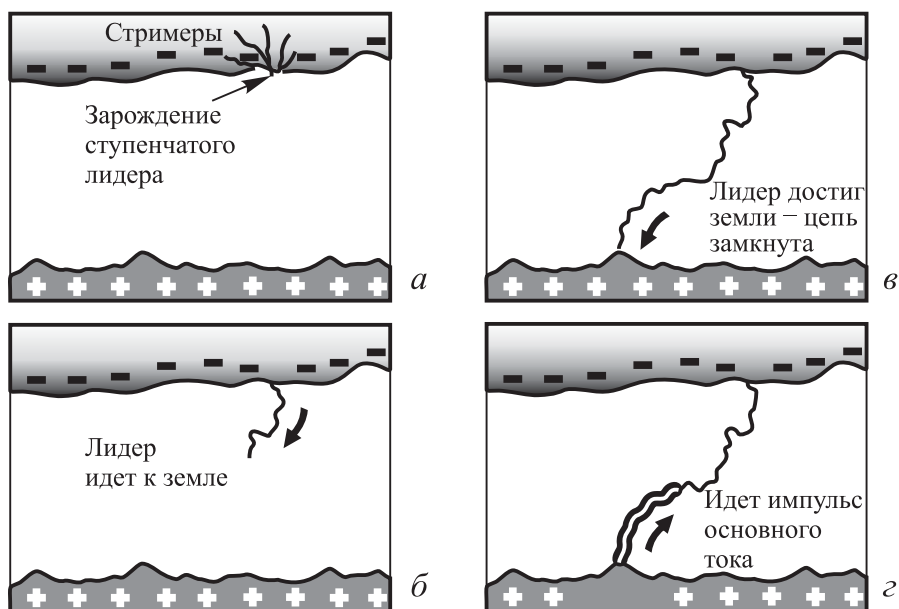


Рис. 5.17

при высокоскоростной фотосъемке его головка выглядит светлым пятнышком, рывками приближающимся к земле.

Обратим внимание на то, что напряженность поля в области пространства непосредственно перед головкой лидера существенно больше, чем в туче. Стримеры формируются в основании тучи при напряженности поля около $3 \cdot 10^5$ В/м, а поле перед головкой лидера имеет напряженность до 10^7 В/м. Увеличение напряженности поясняет рис. 5.18, где штриховыми линиями показаны сечения эквипотенциальных поверхностей, а непрерывными — линии напряженности. Аналогом лидера может служить металлическая игла, соединенная с источником напряжения. Поле вблизи острия иглы будет сильным даже при относительно невысоком напряжении (так, напомним, возникает коронный разряд вблизи острия).

В сильном электрическом поле вблизи головки лидера происходит интенсивная ионизация молекул, превращающая электронейтральный воздух в хорошо

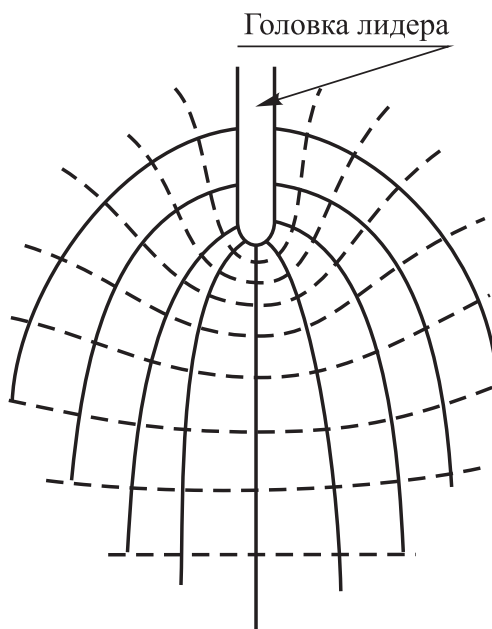


Рис. 5.18

проводящую плазму. Ионизация происходит за счет, во-первых, бомбардировки молекул быстрыми электронами, вылетающими из лидера (*ударная ионизация*), и, во-вторых, поглощения молекулами фотонов ультрафиолетового излучения, испускаемого лидером (*фотоионизация*). Лидер перемещает в пространстве свое сильное поле, и вследствие интенсивной ионизации встречающихся в этом поле молекул плазменный канал становится все более длинным.

Вот, наконец, лидер достиг земли (рис. 5.17, в). С учетом остановок по пути ему понадобилось на это время порядка 10^{-3} с при расстоянии 1 км между тучей и земной поверхностью. Канал ионизованного воздуха как бы замкнул тучу с землей накоротко. На этом лидерная стадия первого импульса молнии заканчивается.

Впрочем, тут необходимо некоторое уточнение. Строго говоря, нисходящий лидер *не доходит до земли*. Под действием поля вблизи головки лидера из выступающих на поверхности земли объектов (мачт, деревьев, зданий) выбрасывается *ответный (встречный)* лидер и перехватывает нисходящий лидер. Эта особенность нисходящей молнии как раз и используется для создания молниеотвода.

Главная стадия импульса начинается с момента встречи нисходящего и ответного лидеров. Она протекает быстро и мощно. По проложенному лидером пути устремляется основной ток (рис. 5.17, г). Импульс тока длится менее 10^{-4} с. Сила тока достигает 10^5 А. Выделяется значительное количество энергии (до 10^9 Дж). Температура в канале молнии достигает $3 \cdot 10^4$ К. Вот теперь как раз и рождается тот необычайно яркий свет, который мы наблюдаем при разряде молнии, и возникает гром вследствие резкого расширения внезапно нагретого газа.

Отметим, что свечение и разогрев плазменного канала развиваются в случае нисходящей молнии в *обратном направлении — от земли к туче*. Поясним это, разбив условно весь канал на части. Как только канал образовался, вниз (на землю) соскакивают прежде всего те электроны, которые находились в самой нижней части канала, поэтому нижняя часть начинает светиться первой и разогреваться. Затем к земле устремляются электроны из следующей (более высокой) части канала. И так постепенно — от низа до верха — в движение к земле включаются новые и новые электроны; в результате свечение и разогрев канала распространяются в направлении снизу вверх.

Получается, что нисходящая молния бьет, по сути дела, не из тучи в землю, как это обычно полагают, а наоборот, из земли в тучу. Зевсы, юпитеры, перуны и прочие громовержцы метали свои молнии от себя — их молнии били сверху, из тучи. Действительность оказалась иной (для большинства линейных молний, возникающих между землей и облаком), и уже поэтому молнии утрачивают даже подобие божественного происхождения.

Но вернемся к физике нисходящей молнии. После того как прошел импульс основного тока, наступает пауза около 0,05 с. За это время канал практически гаснет, его температура падает до 10^3 К, степень ионизации канала существенно уменьшается.

Однако в туче еще сохранился большой заряд, поэтому новый лидер устремляется из нее к земле, готовя дорогу для следующего импульса тока. Новый лидер следует по пути, проторенному начальным лидером — ведь на этом пути сохранилось еще много ионов. Без остановки и без ветвления пробегает новый лидер весь путь сверху донизу. Теперь его называют не ступенчатым (ступеней больше нет), а *стреловидным* лидером. И снова следует мощный импульс основного тока, распространяющийся по восстановленному каналу снизу вверх.

Такова в общих чертах физика нисходящей молнии. Впрочем, картина оказывается сложнее. Не всегда стреловидный лидер следует точно по пути, проложенному предыдущим лидером. В какой-то точке он может изменить маршрут. И тогда мы наблюдаем молнию в виде нескольких ломаных линий.

5.4.5. Роль космических лучей в образовании молний.

Обратим внимание на то, что развитие стримеров и начало роста ступенчатого лидера происходят при напряженности поля в основании тучи, равной $\sim 3 \cdot 10^5$ В/м. Однако, как мы уже отмечали, в лабораторных условиях для появления искрового разряда необходима напряженность поля в воздушном промежутке между электродами $3 \cdot 10^6$ В/м. Почему искровой разряд в природных условиях (молния) возникает при напряженности поля, которая на порядок меньше? Кстати сказать, поле с напряженностью $3 \cdot 10^6$ В/м в свободной атмосфере вообще не наблюдалось.

Ответ на поставленный вопрос получен совсем недавно — в самом начале нынешнего десятилетия¹⁾. Оказалось, что решающую роль в образовании линейных молний играют высокоэнергетические (с энергией порядка $\geq 10^{12}$ эВ) заряженные

¹⁾ Ермаков В.И., Стожков Ю.И. Роль космических лучей в образовании молний // Краткие сообщения по физике: ФИАН, 2003. № 9.

частицы *космических лучей*. Земная атмосфера непрерывно облучается космическими лучами. По достижении в грозовой облаке полей напряженностью $3 \cdot 10^5$ В/м именно космические лучи осуществляют ионизацию воздуха, достаточную для того, чтобы появились лавины электронов в виде стримеров, порождающие ступенчатого лидера.

5.4.6. Гром. Сегодня весьма наивными представляются попытки древнеримского поэта и философа *Лукреция* объяснить гром как следствие того, что «тучи сшибаются там под натиском ветров». Зная, что молния сопровождается громом, Лукреций допускал возникновение грома без молнии:

Часто гремят, наконец, и рушатся с грохотом громким
Льдины и град, высоко в горах сокрушаясь огромных,
Ибо, коль ветер сожмет и стеснит их, ломаются горы
Сдавленных туч снеговых, перемешанных с градом
холодным.

Как уже отмечалось, гром возникает вследствие *резкого расширения воздуха при быстром повышении температуры в канале разряда молнии*. Вспышку молнии мы видим как мгновенную вспышку и в тот же момент, когда происходит разряд, — ведь свет распространяется со скоростью $3 \cdot 10^8$ м/с. А звук распространяется значительно медленнее. В воздухе его скорость равна 330 м/с. Поэтому мы слышим гром уже после того, как сверкнула молния. Чем дальше от нас молния, тем дольше пауза между вспышкой света и громом и, кроме того, тем слабее гром. Измеряя длительность таких пауз, можно приближенно оценить, как далеко от нас в данном случае гроза, насколько быстро она приближается к нам или удаляется от нас. Гром от очень далеких молний вообще не доходит — звуковая энергия рассеивается в воздухе. Такие молнии называют *зарницами*.

Почему мы слышим гром в течение нескольких секунд, тогда как разряд молнии с учетом последовательных импульсов длится всего лишь 0,2 с? Причин тому две. Во-первых, молния имеет большую длину (она измеряется километрами); звук от разных ее участков доходит до нас в разные моменты времени. Во-вторых, происходит отражение звука от облаков — возникает эхо. Эти две причины и приводят к тому, что вслед за короткой вспышкой молнии слышатся более или менее долгие раскаты грома. Заметим, что отражением звука от облаков объясняется наблюдаемое нередко усиление громкости звука в конце грозовых раскатов.

§ 5.5. Шаровая молния

Шаровая молния... Так издавна называли светящиеся шаровидные образования, время от времени наблюдаемые во время грозы в воздухе, как правило вблизи поверхности. Шаровая молния решительно не похожа на линейную молнию ни по своему виду, ни по тому, как она себя ведет. Линейная молния кратковременна; шаровая живет десятки секунд, минуты. Линейная молния сопровождается громом; шаровая совсем или почти бесшумна. В поведении шаровой молнии много непредсказуемого: неизвестно, куда именно направится светящийся шар в следующее мгновение, как он прекратит свое существование (тихо или же со взрывом).

Шаровая молния задает нам множество загадок. При каких условиях она возникает? Как ей удастся сохранять свою форму столь долго? Почему она светится и в то же время почти не излучает тепла? Каким образом она проникает в закрытые помещения? На эти и ряд других вопросов у нас пока нет ясных ответов. В настоящее время мы можем лишь предполагать, выдвигать гипотезы, строить модели.

5.5.1. Наблюдения шаровой молнии. Шаровая молния — интереснейшее явление природы. К сожалению, мы не умеем получать ее искусственно. Поэтому единственный пока метод ее изучения — это *систематизация и анализ случайных наблюдений*.

Впервые такая систематизация была предпринята в первой половине XIX в. французским физиком *Домиником Араго*, собравшим сведения о 30 случаях наблюдения шаровой молнии. Опросы случайных наблюдателей шаровой молнии проводились с тех пор неоднократно. В декабре 1975 г. журнал «Наука и жизнь» попросил тех читателей, которые лично наблюдали шаровую молнию, прислать письма с описанием обстоятельств наблюдения и различных подробностей. В течение 1976 г. было получено 1400 писем. Познакомимся с выдержками из нескольких.

«Я видел с расстояния около 10 м, что шаровая молния светложелтого цвета диаметром 30–40 см выскочила из земли в месте удара обычной молнии. Поднявшись на высоту 6–8 м, она начала двигаться почти горизонтально. При этом она пульсировала, принимая то шаровую, то эллипсоидальную форму. Пройдя за минуту расстояние около 50 м, она наткнулась на сосну и взорвалась».

«Шаровую молнию я встретил вечером перед грозой. Она была около 25 см в диаметре, белая, двигалась практически горизонтально, повторяя рельеф местности».

«Я видел, как шаровая молния диаметром 10 см прошла через отверстие в окне диаметром несколько миллиметров».

«После сильного удара грома в открытую дверь влетела белоголубая шарообразная масса диаметром 40 см и начала быстро перемещаться по комнате. Она подкатилась под табурет, на котором я сидел. И хотя она оказалась непосредственно у моих ног, тепла я не ощутил. Затем шаровая молния притянулась к батарее центрального отопления и исчезла с резким шипением. Она оплавила участок батареи диаметром 6 мм, оставив лунку глубиной 2 мм».

«В городе разразилась сильная гроза с ливнем. В открытую форточку окна кухни на втором этаже влетела шаровая молния. Это был однородный желтый шар 20 см в диаметре. Он медленно двигался по горизонтали, чуть снижаясь; прошел расстояние около метра. Шар плыл в воздухе, как плавает тело внутри жидкости. Внутри шара стали образовываться тонкие красные полоски. Затем он, не распадаясь на части и не падая, тихо исчез. Все наблюдения заняли около 30 с».

5.5.2. Внешний вид шаровой молнии. На рис. 5.19,*а* дана фотография шаровой молнии, возникшей в момент удара линейной молнии. Снимок сделан крупным планом с расстояния десятка метров. На рис. 5.19,*б* приведена сфотографированная в 1963 г. Леонардом Тичи шаровая молния в его собственном доме.

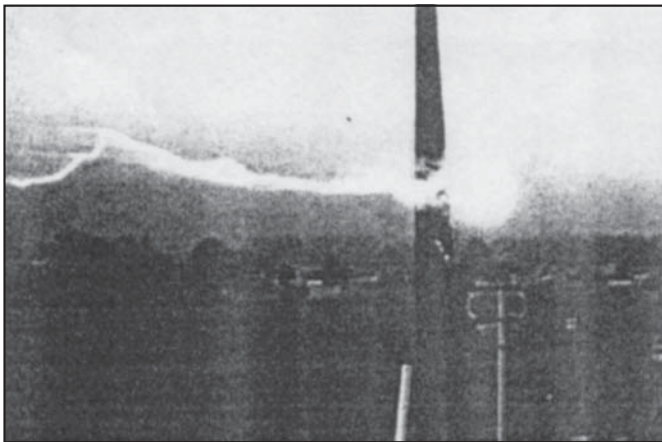
*а**б*

Рис. 5.19

Строго говоря, форма шаровой молнии лишь близка к шару. Молния может вытягиваться, принимая форму эллипсоида или груши, ее поверхность может колыхаться. Некоторые наблюдатели утверждали, что встретившаяся им шаровая молния имела форму тора.

С учетом большинства наблюдений можно считать, что шаровая молния — шар или почти шар. Он светится — иногда тускло, а иногда довольно ярко. Яркость света шаровой молнии сравнивают с яркостью света 60-ваттной лампочки. Примерно в 60 % случаев шаровая молния имеет желтый, оранжевый или красноватый цвет; в 20 % случаев — это белый шар и в 20 % случаев — голубой, синеватый. Иногда цвет молнии изменяется во время наблюдения. Перед угасанием молнии внутри нее могут возникать темные области в виде пятен или нитей.

Как правило, шаровая молния имеет *достаточно четко выраженную поверхность*, отграничивающую вещество молнии от окружающей воздушной среды. Это типичная *граница раздела двух фаз*. Наличие такой границы говорит о том, что вещество молнии находится в особом фазовом состоянии. В отдельных случаях на поверхности молнии начинают плясать язычки пламени, из нее выбрасываются снопы искр.

Диаметр шаровых молний находится в диапазоне от сантиметра до нескольких десятков сантиметров. Чаще всего встречаются молнии диаметром 15–30 см.

Обычно шаровая молния движется бесшумно. Но может издавать шипение или жужжание — особенно когда она искрит.

5.5.3. Поведение шаровой молнии. Шаровая молния может двигаться по весьма причудливой траектории. Вместе с тем в ее движении обнаруживаются определенные закономерности. Во-первых, возникнув где-то вверху, в грозовых облаках, она *опускается поближе к поверхности земли*. Во-вторых, оказавшись у поверхности, она *движется далее почти горизонтально*, обычно повторяя рельеф местности. В-третьих, молния, как правило, обходит, огибает проводящие ток предметы и, в частности, людей. В-четвертых, молния обнаруживает явное «желание» проникать *внутрь помещений*.

Когда молния плавает над поверхностью земли (обычно на высоте метра или несколько больше), она напоминает тело, находящееся в состоянии невесомости. По-видимому, вещество молнии имеет почти такую же плотность, что и воздух. Точнее, *молния немного тяжелее воздуха* — недаром она, в конечном счете, всегда стремится опуститься вниз. Ее плотность составляет около $1,5 \text{ кг/м}^3$. Разницу между силой тяжести и выталкивающей (архимедовой) силой компенсируют конвекционные воздушные потоки, а также сила, с которой действует на шаровую молнию атмосферное электрическое поле.

Последнее обстоятельство представляется достаточно важным. Как известно, человек не имеет органов, реагирующих на напряженность электрического поля. Иное дело шаровая молния. Вот она обходит по периметру железный вагончик, огибает наблюдателя или грудку металла, копирует в своем движении рельеф местности — во всех этих случаях *она перемещается вдоль эквипотенциальной поверхности*. Во время грозы земля и объекты на ней заряжаются положительно. Значит, шаровая молния, обходящая объекты и копирующая рельеф, *также заряжена положительно*. Если, однако, встретится предмет, заряженный отрицательно, молния притянется к нему и скорее всего взорвется. С течением времени заряд в молнии может изменяться, и тогда меняется характер ее движения. Одним словом, *шаровая молния чутко реагирует на электрическое поле вблизи поверхности земли*. Так, молния стремится переместиться в те области пространства, где напряженность поля меньше; этим можно объяснить частое появление шаровых молний внутри помещения.

Вызывает удивление способность шаровой молнии *проникать в помещение сквозь щели и отверстия*, размеры которых много меньше размеров самой молнии. Так, молния диаметром 40 см может пройти сквозь отверстие диаметром всего несколько миллиметров. Проходя сквозь малое отверстие, *молния очень сильно деформируется*, ее вещество как бы переливается через отверстие. Еще более удивительна способность молнии после прохождения сквозь отверстие *восстанавливать свою шаровую форму* (рис. 5.20). Следует обратить внимание на способность шаровой молнии сохранять форму шара, так как это может указывать на наличие *поверхностного натяжения* у вещества молнии.

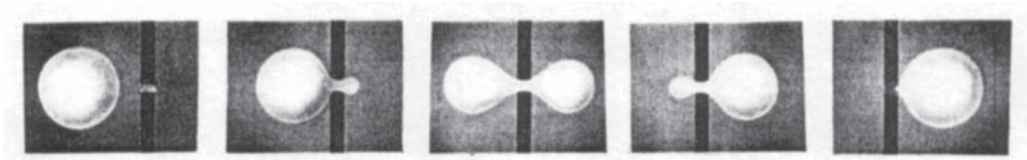


Рис. 5.20

Скорость движения шаровой молнии невелика: 1–10 м/с. За ней нетрудно следить. Внутри помещений молния может на некоторое время даже останавливаться, зависая над полом.

Живет шаровая молния примерно от 10 с до 1 мин. Меньше живут либо очень маленькие шаровые молнии (диаметром около

сантиметра и меньше), либо очень большие (диаметром до метра). Дольше всего живут молнии диаметром 10–40 см.

Наблюдаются три разных способа прекращения существования шаровой молнии. Чаще всего (в 55% случаев) молния *взрывается*. В 30% случаев молния *спокойно угасает* из-за нехватки запаса энергии, накопленной в ней. В 15% случаев внутри молнии развиваются неустойчивости, и она распадается на части. Маленькие молнии обычно угасают, большие «предпочитают» распадаться на части.

Надо сказать, что в поведении шаровой молнии немало коварства. Неизвестно, обойдет она тот либо иной объект или, напротив, притянется к нему. Неизвестно, взорвется она или спокойно угаснет. Можно лишь гадать, в какой именно момент произойдет взрыв.

Ну а если взрыв все-таки происходит, то, спрашивается, насколько он разрушителен? Это определяется *запасом энергии молнии*.

5.5.4. Энергия, содержащаяся в шаровой молнии.

Оценить минимальное количество энергии в шаровой молнии можно по тем последствиям, которые она оставляет после своего исчезновения. Воспользуемся сообщением одного из наблюдателей: «Она оплавил участок батареи диаметром 6 мм, оставив лунку глубиной 2 мм». Значит, молния испарила около 0,45 г железа. Для этого требуется энергия, равная 4 кДж. Конечно, не вся (и наверное, далеко не вся) энергия шаровой молнии была израсходована на испарение небольшого участка батареи, так что полученный результат можно рассматривать всего лишь как оценку нижней границы энергии молнии: она оказывается не меньше нескольких килоджоулей.

Вот еще одно наблюдение: «Шаровая молния диаметром 30 см взорвалась около водопроводного крана. Этот кран представлял собой трубу диаметром 3 см и высотой 80 см. После взрыва труба оказалась скрученной и была покрыта окалиной, хотя и не накалилась докрасна». Поэтому можно предположить, что молния нагрела участок железной трубы, скажем, до 600 К.

Задача. Сколько энергии требуется для нагревания на $\Delta T = 600$ К участка железной трубы длиной $l = 5$ см? Наружный радиус трубы $r_1 = 1,5$ см, внутренний $r_2 = 1,2$ см. Удельная теплоемкость железа $c = 7,1 \cdot 10^2$ Дж/(кг·К), плотность железа $\rho = 7800$ кг/м³.

Согласно условию задачи, надо нагреть массу железа

$$m = \rho\pi(r_1^2 - r_2^2)l.$$

Используя численные значения величин, получаем $m = 0,1$ кг. Отсюда находим искомую энергию: $W = ct\Delta T = 42$ кДж.

На основании подобных оценок ученые пришли к заключению, что энергия, запасенная в шаровой молнии диаметром 20–30 см, находится *в пределах от 40 до 100 кДж*. Если энергия молнии 100 кДж, а ее диаметр 25 см, то, следовательно, *плотность энергии оказывается порядка 10 Дж/см³*.

Опасна ли шаровая молния? В принципе, конечно, она опасна. В 1752 г. профессор *Георг Рихман*, занимавшийся во время грозы измерением напряженности атмосферного электрического поля, был убит шаровой молнией, возникшей после удара линейной молнии. Возможно, что, экспериментируя со специальным устройством для изучения поля, ученый ненароком искусственно создал шаровую молнию, которая и поразила его.

Вообще же встречи с естественной шаровой молнией, как правило, заканчивались без трагических последствий. Как отмечалось, выделяющаяся при взрыве шаровой молнии энергия не превышает 100 кДж. Этого достаточно, чтобы оплавить небольшой участок металлической трубы, согнуть не слишком толстую трубу, расщепить бревно, пробить перегородку, устроить пожар. Однако каких-либо действительно серьезных разрушений шаровая молния произвести, по-видимому, не в состоянии.

Чаще всего шаровая молния обходит человека стороной. Разумнее всего соблюдать спокойствие при встрече с ней. В некоторых случаях даже прямое прикосновение молнии не причиняло никакого вреда; иногда оно давало ожоги, хотя и болезненные, но отнюдь не смертельные. Можно утверждать, что *опасность шаровой молнии явно преувеличена*.

Как показывает практика, *куда более опасна линейная молния*. Об этом говорят и самые грубые оценки. Исходя из результата решения задачи в п. 5.4.3, можно заключить, что энергия линейной молнии должна составлять в среднем не менее 10^8 Дж, т. е. 10^5 кДж, что в тысячу раз больше энергии шаровой молнии средних размеров.

5.5.5. Как возникает шаровая молния и как часто это происходит? В подавляющем большинстве случаев (более 90 %) шаровая молния возникает в период грозовой активности, когда наблюдаются линейные молнии и когда напряженность атмосферного электрического поля особенно велика. Впрочем, имеются отдельные сообщения о появлении шаровой молнии и во время относительно хорошей погоды.

В большинстве своем наблюдатели утверждают, что шаровая молния возникла либо сразу после разряда, либо перед разрядом линейной молнии (последнее бывает значительно реже). Как именно рождается шаровая молния при разряде линейной молнии? На этот счет пока нельзя дать определенного ответа. Можно, например, предположить, что шаровая молния возникает в момент, когда спускающийся из грозового облака ступенчатый лидер встречается в нескольких десятках метров над землей со встречным лидером (рис. 5.21, *а*). Возможно также, что шаровая молния образуется в месте особенно резкого излома канала линейной молнии (рис. 5.21, *б*). Нельзя не принимать во внимание и свидетельства того, что шаровая молния возникла из земли или воды в том месте, которое было только что поражено линейной молнией (рис. 5.21, *в*). Шаровая молния может возникнуть в месте, где канал линейной молнии расходится на два или более рукавов (рис. 5.21, *г*). Наконец, шаровая молния может родиться при грозовом разряде между облаками или внутри облака (рис. 5.21, *д*). Понятно, что во всех этих случаях *шаровая молния образуется за счет энергии разряда линейной молнии* (с этим согласуется и тот факт, что энергия линейной молнии в тысячи раз больше энергии шаровой молнии).

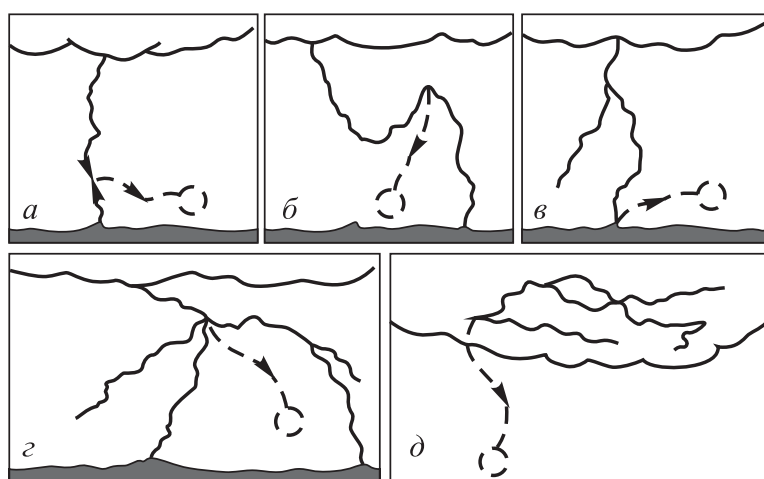


Рис. 5.21

На рис. 5.22 приведена впечатляющая фотография целого веера светящихся каналов линейной молнии. Можно предположить, что такой грозовой разряд привел к рождению сразу не одной, а нескольких шаровых молний.

Как часто появляется шаровая молния? Принято считать, что шаровая молния — весьма редкое явление, поскольку ее крайне редко удается наблюдать. Однако это еще не означает,



Рис. 5.22

что шаровая молния редко возникает. Не следует путать *частоту ее наблюдения с частотой появлений* (возникновений). Существует гипотеза, согласно которой шаровая молния возникает *столь же часто*, как и линейная молния. Линейная молния ярко вспыхивает, хорошо видна за километры и к тому же оповещает о своем возникновении раскатами грома. Что же касается шаровой молнии, то она, конечно, далеко не столь заметна. Чтобы заметить сравнительно небольшой шар, движущийся практически бесшумно и светящийся не слишком ярко, нужно, что называется, столкнуться с ним нос к носу.

Кроме того, надо учесть, что шаровую молнию наблюдают вблизи земной поверхности (на высотах от метра до десятков метров), так что она легко может скрыться за теми или иными объектами. Предположим, что шаровая молния возникла в месте удара линейной молнии. Но разве часто удастся наблюдать это место в непосредственной близости? Могут заметить, что шаровую молнию нетрудно опознать по ее взрыву. Однако не всегда она заканчивает свое существование взрывом. Могут сказать, что шаровая молния взрывается в 55% случаев. Но ведь эти 55% относятся к случаям наблюдения, а не к случаям появления. Может быть, значительно чаще молния заканчивает свое существование спокойно, без взрыва; просто мы ее замечаем.

Итак, вполне возможно, что шаровая молния — не такое уж редкое явление. Все дело в том, что наблюдатель в состоянии заметить лишь те шаровые молнии, которые либо случайно возникли вблизи него, либо приблизились к нему. Во всяком случае, вряд ли кто заметит небольшой светящийся шарик на расстоянии в несколько километров. Конечно, это только предположение, гипотеза. В настоящее время мы не можем ее подтвердить, как, впрочем, и не имеем оснований отбросить.

5.5.6. О природе шаровой молнии. Если физическая природа линейной молнии была установлена более двухсот лет назад, то природа шаровой молнии до сих пор остается, по сути дела, неразгаданной. Все гипотезы, касающиеся природы шаровой молнии, можно разделить на две группы. В первую входят гипотезы, согласно которым *шаровая молния непрерывно получает энергию извне*. Предполагается, что молния каким-то образом (по какому-то каналу) получает энергию, накапливающуюся в облаках, причем тепловыделение в самом канале оказывается незначительным, так что вся передаваемая по нему энергия сосредотачивается в объеме шаровой молнии, вызывая его свечение. Ко второй группе относятся гипотезы, согласно которым *шаровая молния после своего возникновения становится самостоятельно существующим объектом*. Он состоит из некоторого вещества, внутри которого происходят процессы, приводящие к выделению энергии.

Среди гипотез первой группы отметим гипотезу, предложенную в 1955 г. академиком *Петром Леонидовичем Капицей*. Предполагается, что энергия подводится к шаровой молнии посредством электромагнитного излучения диапазона сверхвысоких частот (диапазона дециметровых и метровых электромагнитных волн). Сама шаровая молния рассматривается как *пучность* стоячей электромагнитной волны, находящаяся на расстоянии четверти длины волны λ от поверхности земли или какого-либо проводящего объекта (рис. 5.23). В области этой пучности напряженность поля очень высока, поэтому здесь образуется сильно ионизованная плазма, которая и является веществом шаровой молнии.

Несмотря на многие привлекательные стороны данной гипотезы, она все же представляется несостоятельной. Дело в том, что она не может объяснить характера перемещений шаровой молнии, ее причудливого блуждания. В рамках данной гипотезы трудно объяснить хорошо наблюдаемую четкую поверхность шаровой молнии. К тому же взрыв такой молнии вообще не должен сопровождаться выделением энергии.

Если по каким-то причинам поступление энергии электромагнитного излучения вдруг прекратится, нагретый в пучности волны воздух быстро остынет и, сжимаясь, воспроизведет громкий хлопок.

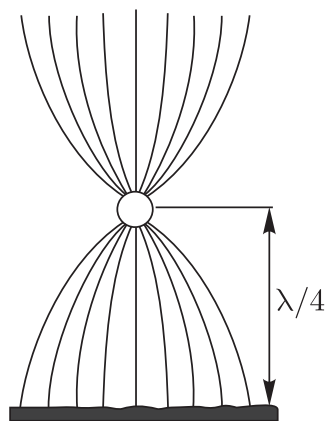
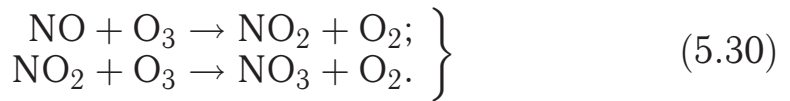


Рис. 5.23

Следует признать, что подобными недостатками страдают все гипотезы первой группы. Учитывая накопленные данные наблюдений, можно вполне уверенно утверждать, что шаровая молния — это *самостоятельно существующее физическое тело*. Иными словами, следует отдать предпочтение гипотезам второй группы.

Остановимся на некоторых таких гипотезах. Одна из них предполагает *чисто химическую природу* шаровой молнии. Эту гипотезу разрабатывал в середине 70-х годов прошлого столетия профессор *Б.М. Смирнов*. Предполагается, что шаровая молния состоит из обычного воздуха (с температурой примерно на 100 градусов выше температуры окружающей среды), небольшой примеси озона O_3 и оксидов азота NO и NO_2 . Принципиально важную роль играет здесь озон, образующийся при разряде линейной молнии. Внутри шаровой молнии происходят химические реакции



Они сопровождаются выделением энергии. При этом в объеме диаметром 20 см выделяется ~ 1 кДж энергии. Это мало; запас энергии шаровой молнии таких размеров должен составлять, как мы знаем, примерно 100 кДж. Недостатком рассматриваемой модели является также невозможность объяснения устойчивости формы шаровой молнии, существования поверхностного натяжения. Непонятно, каким образом у нагретого воздушного пузыря, обогащенного озоном, может возникнуть четкая поверхность, отделяющая его от окружающей атмосферы.

Поэтому обратим внимание на гипотезу, согласно которой *шаровая молния состоит из положительных и отрицательных ионов*. Ионы образуются за счет энергии разряда линейной молнии. Затраченная на их образование энергия как раз и определяет запас энергии шаровой молнии. *Она высвобождается при рекомбинации ионов*. Благодаря кулоновским (электростатическим) силам, действующим между ионами, объем, заполненный ионами, будет обладать поверхностным натяжением, что и определяет устойчивую шаровидную форму молнии.

Задача. Ионы заполняют объем сферы радиуса $r = 10$ см, концентрация ионного газа $n = 10^{19}$ см $^{-3}$. Оцените энергию, запасенную в таком объеме, если энергия ионизации $w_i = 8$ эВ (в расчете на один ион).

В единице рассматриваемого объема запасена энергия nw_i . Умножив ее на объем шара $\frac{4}{3}\pi r^3$, находим искомую энергию:

$$W = \frac{4}{3}\pi r^3 n w_i. \quad (5.31)$$

Подставив в (5.31) численные значения величин (учтя при этом, что $w_i = 8 \text{ эВ} = 1,28 \cdot 10^{-18} \text{ Дж}$), найдем: $W = 52 \text{ кДж}$.

Эта энергия вполне согласуется со сделанными ранее оценками энергии шаровой молнии соответствующих размеров. В задаче была выбрана концентрация ионного газа порядка 10^{19} см^{-3} . Именно такова концентрация молекул воздуха в условиях, близких к нормальным. В связи с этим напомним, что плотность вещества шаровой молнии должна быть примерно такой же, как и воздуха.

У рассматриваемой модели шаровой молнии есть уязвимое место. Дело в том, что если положительные и отрицательные ионы будут равномерно «перемешаны» в объеме молнии, то они будут *очень быстро рекомбинировать* — за время порядка 10^{-9} с . Следовательно, такая шаровая молния не может существовать в течение секунд, а тем более минут. Надо существенно затормозить процесс рекомбинации ионов. Задержка рекомбинации могла бы быть связана с *разделением в пространстве ионов разного знака*. Например, можно предположить, что положительные ионы сосредоточены в центре шара, а отрицательные вблизи его поверхности. Однако такое предположение следует исключить. Во-первых, отсутствует физический механизм, который мог бы заставить ионы именно так распределиться в пространстве. Во-вторых, между разделенными зарядами возникли бы поистине гигантские силы притяжения, которые невозможно уравновесить. Решим в связи с этим следующую задачу.

Задача. Имеется сфера радиуса $r = 1 \text{ см}$, заполненная газом из нейтральных атомов с концентрацией $n = 10^{19} \text{ см}^{-3}$. Предположим, что из каждого атома ушел один электрон и поместился на поверхности сферы, а оставшиеся положительные ионы сосредоточились в центральной части сферы. Чему равна сила электростатического притяжения между электронами и ионами?

Обозначим через V объем сферы. После разделения зарядов на поверхности сферы и в ее центре сосредоточатся заряды разного знака, каждый равный по модулю $Q = Vnq$, где $q = 1,6 \cdot 10^{-19} \text{ Кл}$ — абсолютное значение заряда электрона. Сферическая симметрия совокупности разделенных зарядов позволяет для определения искомой силы F воспользоваться законом Кулона:

$$F = kQ^2/r^2, \quad (5.32)$$

где $k = \frac{1}{4\pi\epsilon_0} = 9 \cdot 10^9 \text{ Н} \cdot \text{м}^2 / \text{Кл}^2$. Так как $V = \frac{4}{3}\pi r^3 = 4 \text{ см}^3$, то $Q = 4 \cdot 10^{19} q$. Подставив в (5.32) численные значения, получим $F = 4 \cdot 10^{15} \text{ Н}$.

Итак, остается вопрос: каким образом можно затормозить рекомбинацию равномерно перемешанных в объеме сферы ионов? Возможный ответ на этот вопрос предлагает так называемая *кластерная гипотеза*, предложенная в 1974 г. профессором *И.П. Стахановым*.

Кластер — это положительный или отрицательный ион, окруженный своеобразной «шубой» из нейтральных молекул. Если ион окружен молекулами воды, его называют *гидратированным*. На рис. 5.24, *а* схематически изображена молекула воды. Она является *полярной* молекулой: центры ее положительных и отрицательных зарядов не совпадают друг с другом. На рис. 5.24, *б* показан кластер — гидратированный отрицательный ион, а на рис. 5.24, *в*, — еще один кластер — гидратированный положительный ион. Молекулы воды в силу своей полярности удерживаются вблизи ионов силами электростатического притяжения. Заметим, что гидратированные ионы известны давно; они имеются в растворах электролитов. Они найдены также в земной атмосфере.

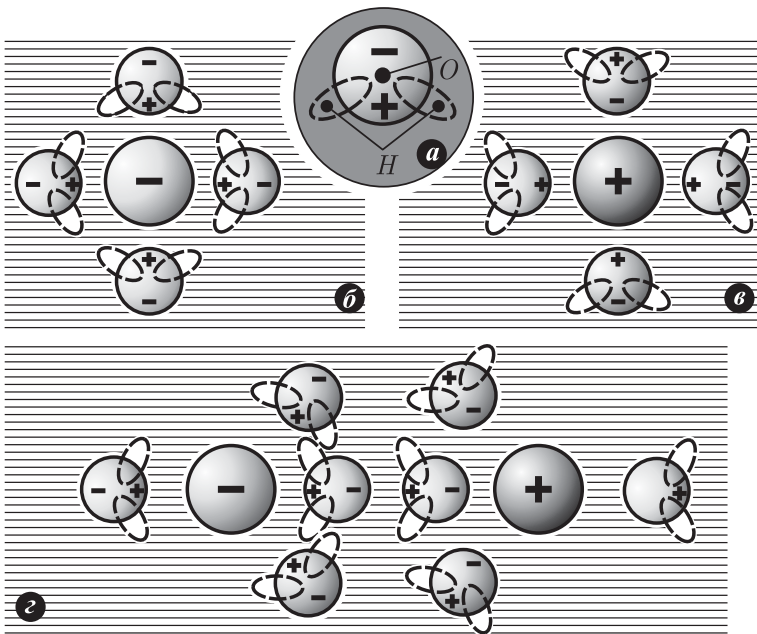


Рис. 5.24

На рис. 5.24, *г* два гидратированных иона разных знаков объединились в *нейтральный комплекс*. Вот из таких комплексов и состоит, согласно гипотезе Стаханова, вещество шаровой

молнии. Таким образом, предполагается, что в шаровой молнии каждый ион окружен шубой из молекул воды. Эта шуба мешает ионам сблизиться непосредственно друг с другом и тем самым существенно замедляет рекомбинацию ионов.

Если число рекомбинаций ионов за единицу времени в единице объема не слишком велико, шаровая молния ведет себя спокойно. Выделяющаяся при рекомбинации энергия преобразуется в энергию светового излучения и частично передается окружающей среде путем теплообмена. Когда же число рекомбинаций становится чрезмерно большим, выделяющаяся энергия не успевает отводиться из молнии и тогда быстро растет температура, дружно рушатся оболочки ионов-кластеров, рекомбинация резко усиливается — происходит взрыв.

Итак, согласно кластерной гипотезе, шаровая молния представляет собой самостоятельно существующее тело, состоящее из положительных и отрицательных ионов, рекомбинация которых сильно заторможена вследствие гидратации ионов.

Надо признать, что кластерная модель шаровой молнии не получила серьезного признания. В последние годы физики чаще всего сходятся на том, что шаровая молния — это фактически «кусочек» плазменного канала линейной молнии, отделившийся от нее и существующий самостоятельно. Это сгусток высокотемпературной плазмы, который может рассматриваться как плазменный вихрь. Он в течение некоторого времени удерживается в атмосферном воздухе собственным магнитным полем.

Предложен ряд моделей подобного рода. Мы не будем их обсуждать не только из-за их числа, но и из-за нецелесообразности углубляться в вопросы физики неравновесной высокотемпературной плазмы, с которыми наш читатель вряд ли знаком. Ограничимся лишь самыми общими соображениями, опустив детали и весьма упростив реальную картину процессов.

Напомним, что плазменный канал линейной молнии — это поток движущихся в одном и том же направлении электронов. Он создает вокруг себя магнитное поле, силовые линии которого образуют концентрические окружности (рис. 5.25: линии магнитной индукции \vec{B} показаны штриховыми окружностями). Это достаточно мощное

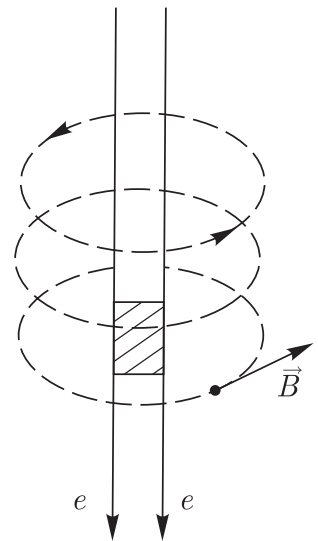


Рис. 5.25

магнитное поле; оно удерживает плазму в центральном канале молнии несмотря на очень высокую температуру.

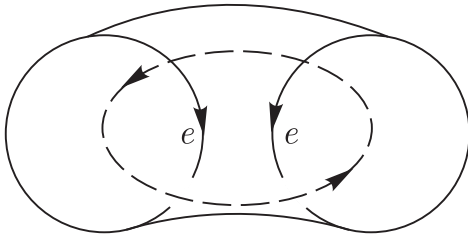


Рис. 5.26

Мысленно отделим «кусочек» канала линейной молнии (заштрихован на рис. 5.25). В результате такого отделения траектории электронов будут закручиваться силой Лоренца вокруг линий магнитной индукции — и появится плазменный торонд (рис. 5.26).

Понятно, что плазменный торонд обладает той энергией, которая ему досталась от породившей его линейной молнии.

Создаваемые магнитным полем торонда силы Лоренца будут удерживать торонд в атмосфере, отграничивая его от окружающей среды. Более того, под их действием отделившийся от линейной молнии торонд сожмется и приобретет шарообразную в целом структуру, сечение которой схематически изображено на рис. 5.27. Эта структура — плазменный торонд, стянутый собственным магнитным полем.

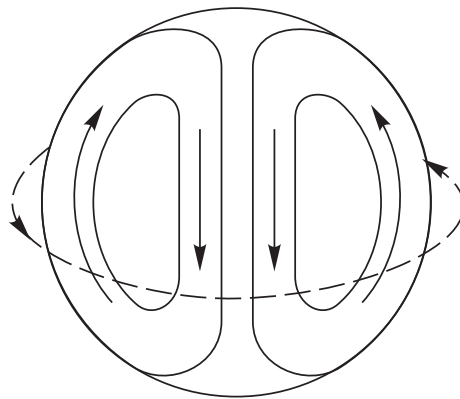


Рис. 5.27

Мы говорили о мысленном (воображаемом) отделении «кусочка» линейной молнии, превращающемся в плазменный торонд. А где на протяжении канала линейной молнии может произойти такое отделение в действительности? Оно может произойти в том месте, где канал контактирует с поверхностью (в момент удара молнии). Или в том месте канала, где его направление резко изменяется. Или в том месте, где происходит раздвоение канала линейной молнии. Все эти возможные места зарождения шаровой молнии отмечались на рис. 5.21.

Существуют также иные электродинамические плазменные модели шаровой молнии, не предполагающие образования плазменного тороида. Например, имеется модель, в которой рождается плазменный шар в результате *объемного взрыва при быстром разогреве воздуха мощным электронным пучком линейной молнии*. Шаровая молния рождается в том месте канала линейной молнии, где произошел взрыв. А он мог произойти, например, в месте встречи основного и встречного лидеров, месте излома канала или его раздвоения.

Упомянем также о модели, согласно которой шаровая молния оказывается *«кусочком» линейной молнии, случайным образом закрутившимся в клубок* диаметром 10–40 см; внутри клубка находятся ионы.

Несмотря на обилие моделей, мы пока не знаем природу шаровой молнии. Разные модели неплохо описывают отдельные свойства молнии, но *не позволяют создать искусственную шаровую молнию*. Мы сможем считать установленной природу шаровой молнии только тогда, когда будет создана модель, на основе которой окажется возможным искусственное воспроизведение этого удивительного природного явления.

Глава 6

ОПТИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ В АТМОСФЕРЕ

§ 6.1. Рассеяние и рефракция света в атмосфере

6.1.1. Голубой цвет неба, красный цвет заходящего солнца и опыт Тиндаля. Почему дневное небо имеет *голубой* цвет? Почему заходящее солнце становится *красным*? Оказывается, в обоих случаях причина одна — *рассеяние солнечного света в земной атмосфере*. Это было понято не сразу. Первые попытки объяснить голубой цвет неба относятся к XVI в. и связаны с именем *Леонардо да Винчи*. Он объяснял синеву небесного свода тем, что белый воздух на темном фоне мирового пространства кажется синим. В XVIII в. *Леонард Эйлер* считал, что «сами частицы воздуха имеют синеватый оттенок и в общей массе создают синеву». Допускалось также, что голубой цвет неба обусловлен голубым свечением частиц воздуха, возникающим при облучении этих частиц солнечным светом.

Несостоятельность подобных объяснений голубого цвета неба была доказана в 1868 г., когда английский физик *Джон Тиндаль* выполнил свой знаменитый опыт. Этот опыт совсем нетрудно воспроизвести в школьном кабинете физики. Надо взять аквариум прямоугольной формы, наполнить его водой, добавить в воду немного молока и тщательно размешать жидкость. Затем надо направить на стенку аквариума слабо расходящийся узкий пучок света от диапроектора. Опыт должен проводиться в затемненном помещении. Содержащиеся в молоке частицы жира не растворяются в воде; они находятся во взвешенном состоянии и способствуют рассеянию света. Можно наблюдать голубоватый оттенок у рассеянного в аквариуме света; свет же, прошедший сквозь аквариум, приобретает красноватый оттенок. Итак, если смотреть на световой пучок в аквариуме сбоку, он представляется голубоватым, а если смотреть с выходного торца — красноватым.

Это можно объяснить, предположив, что *синий свет рассеивается сильнее, чем красный*. При прохождении белого светового пучка через рассеивающую среду из него выбывает за счет рассеяния в основном синий компонент, а поэтому в выходящем из среды пучке преобладает красный компонент. Глядя на небо, мы воспринимаем рассеянный воздушной средой свет — и он представляется нам голубым. Глядя на заходящее солнце, мы воспринимаем «остатки» света, которые не рассеялись при прохождении сквозь слой атмосферы; они представляются нам красными.

6.1.2. Рассеяние света в атмосфере. В 1871 г. английский физик *Джон Уильям Рэлей* именно так и объяснил результаты опыта Тиндаля. Он построил теорию рассеяния световых волн на частицах, размеры которых много меньше длины световой волны. Установленный Рэлеем закон утверждает: *интенсивность рассеянного света обратно пропорциональна четвертой степени длины световой волны*:

$$I \sim 1/\lambda^4 \quad (6.1)$$

(I — интенсивность рассеянного света, λ — длина волны света).

Применяя закон Рэля к рассеянию солнечного света в земной атмосфере, легко объяснить и голубой цвет неба, и красный цвет солнца при закате и восходе. Поскольку интенсивнее рассеиваются световые волны с меньшей длиной волны (большей частотой), спектр рассеянного света *должен быть сдвинут в сторону более высоких частот*, а спектр света, остающегося в пучке (после того, как испытавший рассеяние свет покинул пучок), *должен быть сдвинут в обратную сторону* — к более низким частотам. В первом случае изначально белый цвет становится голубым, а во втором — красноватым.

Голубой цвет неба — это цвет света, рассеянного в атмосфере, т. е. того, у которого спектр, согласно закону Рэля, сдвинут в сторону более высоких частот. Глядя на Солнце, наблюдатель воспринимает свет, спектр которого сдвинут к низким частотам. Чем ближе солнечный диск к линии горизонта, тем более длинный путь проходят в атмосфере световые лучи, прежде чем попадут к наблюдателю, тем больше сдвигается их спектр в сторону низких частот. В результате мы видим заходящее (восходящее) Солнце в красных тонах.

Какова природа тех центров, на которых рассеиваются световые волны в атмосфере? Одно время полагали, что роль таких центров играют мельчайшие пылинки и капельки воды,

находящиеся в воздухе. Однако это не объясняло чудесного голубого цвета неба в высокогорных районах, где воздух очень чистый и сухой.

В 1899 г. Рэлей выдвинул гипотезу, по которой центрами, рассеивающими свет, являются сами молекулы воздуха.

Позднее, уже в первой половине XX в., благодаря работам Альберта Эйнштейна, польского физика Мариана Смолуховского, российского физика Леонида Исааковича Мандельштама, было установлено, что в действительности важно рассеяние света не на самих молекулах воздуха, а на несколько необычных объектах, возникающих вследствие хаотичного теплового движения молекул, — на *флуктуациях плотности воздуха*, т. е. на случайно возникающих микроскопических сгущениях и разрежениях воздуха.

Остановимся на этом подробнее. Мысленно разобьем воздушное пространство на одинаковые ячейки. Они должны быть достаточно мелкими; линейные размеры ячейки должны быть много меньше длины волны света (хотя и существенно больше диаметра молекулы). Выберем произвольно момент времени и мысленно сфотографируем картину распределения молекул воздуха в пространстве. Она показана на рис. 6.1, а. Видно, что некоторые ячейки оказываются почти пустыми, а некоторые, напротив, относительно плотно заселены молекулами. Это следствие хаотичного теплового движения молекул воздуха. В результате плотность атмосферного воздуха будет случайным образом изменяться (флуктуировать) от одной ячейки к другой. Ясно, что в другой момент времени уже другие ячейки окажутся более (или менее) плотно заселенными, но по-прежнему плотность воздуха будет случайно изменяться от одной точки пространства к другой.

Можно пояснить понятие флуктуации плотности воздуха и по-другому. Сосредоточим внимание не на определенном моменте времени, а на некоторой произвольно выбранной ячейке пространства. С течением времени число молекул в данной ячейке будет флуктуировать примерно так, как это показано на рис. 6.1, б, где выделены несколько разных моментов: $t_1, t_2, t_3, t_4, t_5, t_6$. В данном случае будет случайно изменяться плотность воздуха в выбранной точке пространства с течением времени.

Итак, картина флуктуаций плотности воздуха определяется случайными изменениями числа молекул как от одной ячейки пространства к другой, так и в любой ячейке от одного момента времени к другому. *Эти локальные неоднородности плотности воздуха и являются теми рассеивающими центрами,*

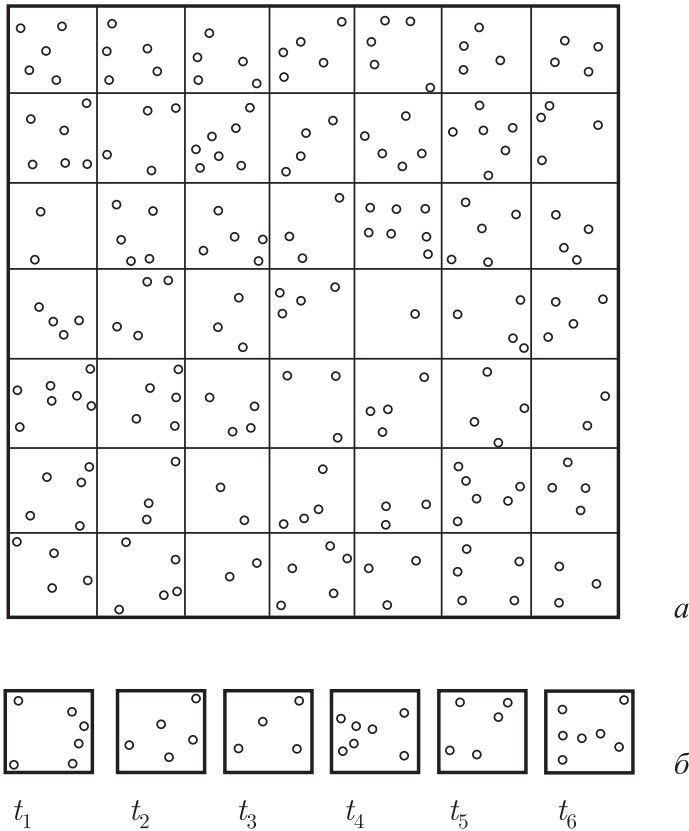


Рис. 6.1

которые обуславливают голубой цвет неба и красный цвет заходящего или восходящего солнца.

Конечно, наличие в воздухе мелкой пыли, аэрозольных частиц, водяных капель, приводя к дополнительному рассеянию света, в какой-то степени влияет на цвет неба и заката. Но первопричина заключается в рассеянии света на флуктуациях плотности воздуха. Существенно, что характер этих флуктуаций в значительной мере зависит от состояния атмосферы: температуры воздуха, характера и силы ветра. Именно поэтому в ясную тихую погоду закат золотистый, а в ветреную — багровый.

6.1.3. Рефракция света в атмосфере. Для объяснения многих интересных явлений, наблюдаемых при закате солнца, необходимо учитывать *рефракцию света в атмосфере*. Этим термином обозначают искривление световых лучей при прохождении ими атмосферы, обусловленное *оптической неоднородностью* атмосферного воздуха. Речь идет не о тех локальных неоднородностях, которые связаны с флуктуациями плотности воздуха, а об изменениях плотности воздуха (а значит, и показателя преломления) с высотой или при изменении его температуры.

Напомним, что показатель преломления среды

$$n = c/v, \quad (6.2)$$

где c — скорость света в вакууме, v — скорость света в данной среде. Скорость света в среде зависит, в частности, от плотности среды. Чем плотнее воздух, тем меньше скорость v и, значит, тем больше показатель преломления воздуха. Плотность воздуха понижается при переходе от нижних слоев атмосферы к верхним. Уменьшается она также с нагреванием. Кроме того, она зависит от характера воздушных потоков.

Различают *астрономическую* и *земную* рефракцию. В первом случае рассматривается искривление световых лучей, приходящих к земному наблюдателю от небесных тел (Солнца, Луны, звезд, искусственных спутников), а во втором — от земных объектов. В обоих случаях вследствие искривления лучей наблюдатель видит объект не в том направлении, в каком он находится. Кроме того, объект может представляться искаженным. Возможно, в частности, наблюдение объекта даже тогда, когда он фактически находится за линией горизонта.

Представим на минуту, что атмосфера состоит из оптически однородных горизонтальных слоев и что показатель преломления скачком изменяется от слоя к слою, постепенно возрастая при пе-

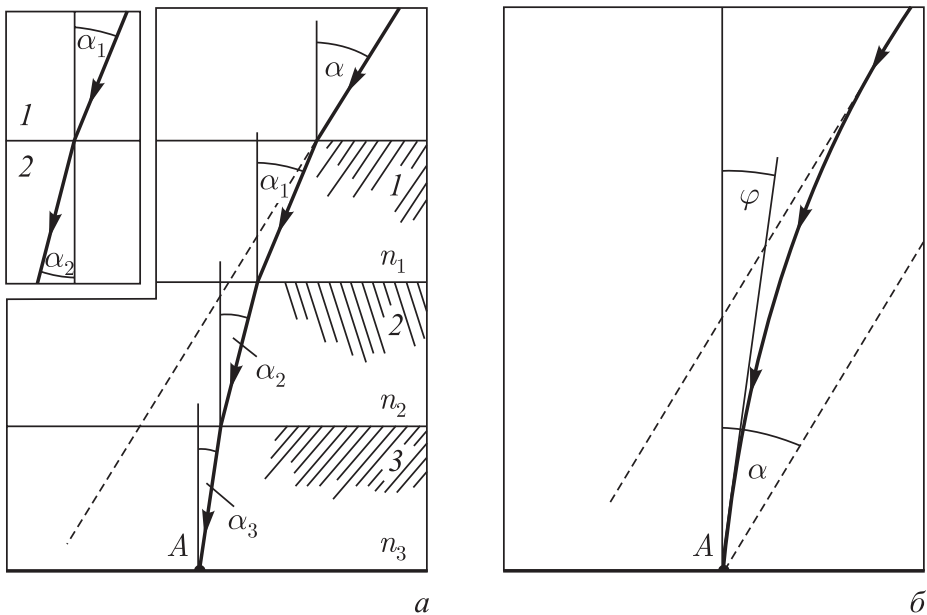


Рис. 6.2

реходе от верхних слоев к нижним. Такая ситуация показана на рис. 6.2, *a*, где атмосфера условно представлена в виде трех слоев с показателями преломления n_1 , n_2 , n_3 , причем $n_1 < n_2 < n_3$;

за верхней границей атмосферы показатель преломления равен единице. Предварительно напомним, что при переходе луча из среды 1 с показателем преломления n_1 в среду 2 с показателем n_2 выполняется соотношение

$$\sin \alpha_1 / \sin \alpha_2 = n_2 / n_1 \quad (6.3)$$

(см. ход луча в верхнем левом углу рис. 6.2, а). Это известный *закон преломления света на границе двух сред*. Применяя его к слоистой атмосфере на рис. 6.2, а, приходим к выводу, что траектория светового луча, приходящего от некоторого заатмосферного объекта к земному наблюдателю, находящемуся в точке А, должна иметь вид ломаной линии, причем

$$\sin \alpha / \sin \alpha_1 = n_1; \quad \sin \alpha_1 / \sin \alpha_2 = n_2 / n_1; \quad \sin \alpha_2 / \sin \alpha_3 = n_3 / n_2.$$

В действительности же плотность атмосферы, а следовательно, и показатель ее преломления изменяются с высотой не скачками, а *непрерывно*. Поэтому световой луч представляет собой не ломаную, а кривую линию (см. рис. 6.2, б).

Предположим, что изображенный на рис. 6.2, б луч приходит к наблюдателю от небесного объекта. Если бы не было рефракции света в атмосфере, то объект был бы виден под углом α . Из-за рефракции света наблюдатель видит объект не под углом α , а под углом ψ , называемым *зенитным расстоянием* объекта (имеется в виду не линейное, а *угловое* расстояние). Так как $\psi < \alpha$, объект видится наблюдателю над горизонтом *выше*, чем на самом деле; *рефракция как бы приподнимает объект над горизонтом*. Разность $\Omega = \alpha - \psi$ называют *углом рефракции*.

6.1.4. Небольшой исторический экскурс. Во II в. *Птолемей* справедливо указывал, что рефракция должна отсутствовать для лучей, идущих от объекта, находящегося в зените, и постепенно увеличиваться, по мере того как объект приближается к линии горизонта. Рефракцией света в атмосфере интересовался видный арабский ученый XI в. *Ибн Аль-Хайтан*, известный в Европе под именем Альхазена. Он отмечал, что вследствие рефракции света длительность дневной части суток немного возрастает.

В начале XVII в. *Иоганн Кеплер* в труде «Дополнение к Вителлию» изложил свою теорию рефракции света, упрощенно предполагая, что атмосфера представляет собой однородный слой воздуха некоторой толщины, имеющий на всех высотах одинаковую плотность. Не следует удивляться такому предположению, ведь во времена Кеплера воздух считался невесомым.

Исключительно большой вклад в развитие теории астрономической рефракции света внес *Исаак Ньютон*. К сожалению, он не включил эти исследования ни в «Лекции по оптике», ни в «Оптику». Сегодня мы можем познакомиться с ними лишь благодаря счастливой случайности. Дело в том, что более чем через сто лет после смерти великого ученого были обнаружены на чердаке одного из домов Лондона 27 писем Ньютона к *Флемстиду*, имевшему звание королевского астронома и занимавшемуся астрономическими наблюдениями в обсерватории в Гринвиче. Переписка между Ньютоном и Флемстидом началась в 1680 г. по поводу наблюдавшейся в том году большой кометы. Эта переписка стала более интенсивной в начале 90-х годов, когда Ньютон разрабатывал теорию движения Луны и использовал результаты астрономических наблюдений Флемстида.

Ньютон изложил в письмах к Флемстиду некоторые соображения, касающиеся теории рефракции света в атмосфере. Полагая вначале, что плотность воздуха убывает с высотой по линейному закону, он рассчитал свою первую таблицу рефракции. Обнаружив расхождение между результатами расчетов и данными наблюдений Флемстида, Ньютон начал затем работать над новой таблицей. При этом он отказался от предположения о линейном убывании плотности воздуха с высотой и стал полагать, что плотность уменьшается пропорционально уменьшению давления. Ученый писал в связи с этим, что «плотность воздуха в земной атмосфере пропорциональна весу всего накрывающего воздуха».

Таким образом, Ньютон фактически пришел к правильному выводу о том, что плотность атмосферного воздуха уменьшается с высотой по экспоненциальному закону. В результате ему удалось рассчитать весьма точную таблицу рефракции, содержащую углы рефракции для разных значений зенитного расстояния.

Переписку Ньютона с Флемстидом издало в 1835 г. английское Адмиралтейство. Но в продажу книга не поступила. Ее разослали отдельным научным учреждениям и известным астрономам. В 30-е годы прошлого столетия эту книгу приобрел у лондонского букиниста академик А. Н. Крылов. Он хорошо знал труды Ньютона, сделал перевод на русский язык «Математических начал натуральной философии». Используя письма Ньютона к Флемстиду и применяя только те математические средства, которыми располагал в свое время Ньютон, Крылов воскресил доказательства и выводы великого ученого и изложил их в работе «Теория рефракции Ньютона», вышедшей в свет в 1935 г.

В заключительной части этой работы Крылов писал: «Во все эти подробности я вошел, чтобы показать, насколько полна и обща

та теория астрономической рефракции, которую Ньютон создал в конце 1694 и начале 1695 года, но которую он, к сожалению, не опубликовал. Если развить ньютонovu теорию теми элементарными методами анализа, которыми Ньютон обладал, и сравнить ее с современными теориями, то сразу можно будет заметить, сколь простое и естественное получается изложение и как мало к нему, по существу, за 240 лет прибавлено».

§ 6.2. Солнечные закаты

В дали зеркальной, огненно-лучистой,
Закрывшись тучей
И окаймив дугой ее огнистой,
Пунцово-жгучей,
Огромный шар, склонясь, горит над нивой
Багрянцем роз...

Андрей Белый

6.2.1. Удивительное в солнечных закатах. Наблюдаемая картина заката солнца зависит всякий раз от состояния атмосферы и в существенной мере определяется формой облаков, подсвечиваемых лучами заходящего солнца. Поэтому один закат так не похож на другой. И всегда солнечные закаты необычайно красивы.

Что удивительного может подметить в закате солнца внимательный наблюдатель? Будем полагать, что закат наблюдается при ясном, безоблачном небе, линия горизонта прямая — солнце садится в море.

Прежде всего бросается в глаза красноватый цвет заходящего солнца и такой же цвет неба вблизи него. Часто этот цвет оказывается нежно-красным, почти розовым, но иногда солнечный диск выглядит ярко-красным и даже багровым. Согласно народным приметам, если заря на закате или восходе солнца золотистая, светло-розовая, то будет ясная погода. Красное заходящее солнце предвещает ветреную погоду.

Внимательный наблюдатель обратит внимание на некоторую *сплюснутость* заходящего солнечного диска по вертикали (рис. 6.3). В момент, когда нижний край диска касается

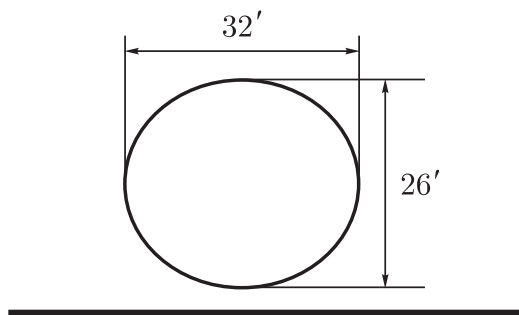


Рис. 6.3

линии горизонта, его поперечник в вертикальном направлении виден земному наблюдателю под углом $26'$, горизонтальный же поперечник виден под углом $32'$.

Отдельного разговора заслуживает наблюдаемый иногда при закате солнца *зеленый луч*. Яркий зеленый свет вспыхивает на несколько секунд, когда почти весь солнечный диск уже скрылся за горизонтом. Это впечатляющее зрелище можно наблюдать в такие вечера, когда солнце вплоть до самого заката ярко светит и почти не изменяет своего цвета, оставаясь желтым или, в крайнем случае, желтовато-оранжевым. Российский астроном *Гавриил Адрианович Тихов* много лет изучал удивительное явление зеленого луча. «Если солнце при закате красного цвета и на него легко смотреть, то можно с уверенностью утверждать, что зеленого луча не будет, — пишет Тихов. — Напротив, если солнце не очень изменило свой бело-желтый цвет и садится ярким, то можно предполагать, что зеленый луч появится. Важно, чтобы горизонт имел отчетливую линию, без всяких неровностей: ближнего леса, строений и т.п. Таких условий легче всего достичь на море; вот почему зеленый луч хорошо известен людям моря».

Приведем характерное описание зеленого луча, данное одним из очевидцев: «Я смотрел на заходящее солнце. Вдруг, в тот момент, когда уже почти весь диск опустился в океан, оставшаяся его часть вместо желто-красной стала зеленой, испустила во все стороны зеленые, как трава, лучи и исчезла». В романе Жюль Верна «Зеленый луч» описываются приключения путешественников, занятых поисками зеленого луча. «Если посчастливится видеть это явление, — читаем мы в романе, — то обратите внимание на то, что последний луч солнца оказывается не красным, а зеленым. Да, да, он будет иметь чудесный зеленый цвет, такой зеленый, какой не сможет создать ни один художник на своей палитре. Подобный зеленый цвет нельзя найти в растительном мире, несмотря на все множество и разнообразие его цветов и оттенков. Его не встретишь и в самых ярких морях. Если есть зеленый цвет в раю, то он не может быть иным, ибо это настоящий цвет надежды!» Заметим, что жители некоторых островов называют зеленый луч «живым светом».

Отметим еще одно удивительное явление, которое можно наблюдать при закате. Иногда солнце кажется заходящим не за четко просматриваемую линию горизонта, а за некоторую

невидимую линию, находящуюся над горизонтом (рис. 6.4, а). Интересно, что это явление наблюдается в отсутствие какой-либо облачности на горизонте.

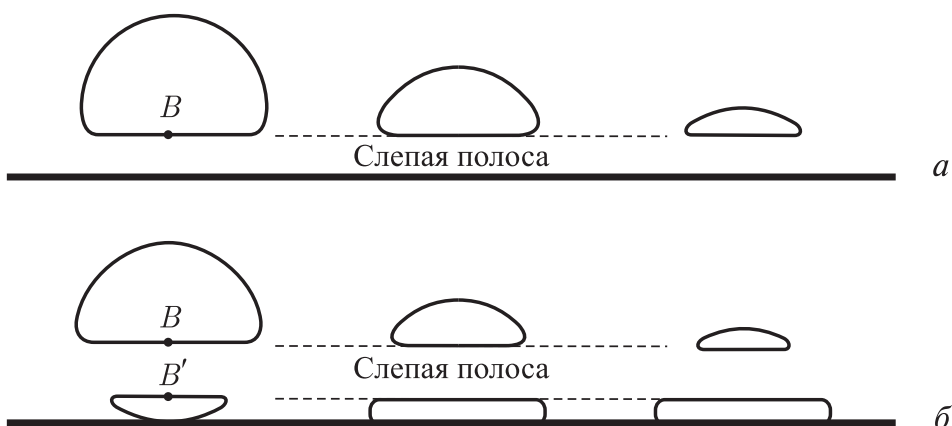


Рис. 6.4

Если при этом подняться на вершину холма (на верхний этаж здания, на верхнюю палубу большого теплохода), то можно наблюдать еще более странную картину: теперь солнце заходит за линию горизонта, но солнечный диск оказывается как бы перерезанным горизонтальной «слепой полосой». Вот солнце постепенно опускается все ниже, но положение слепой полосы по отношению к линии горизонта сохраняется неизменным (рис. 6.4, б).

И конечно же, не может не вызывать удивления отмечающееся многими наблюдателями *увеличение размеров* солнечного диска по мере его приближения к линии горизонта. Неужели это тоже «происки» атмосферной рефракции света?

6.2.2. Объяснение сплюснутости заходящего солнечного диска. Когда солнце стоит высоко над горизонтом, его диск имеет форму круга. Земной наблюдатель видит этот круг под углом $32'$. Когда солнце заходит, его диск представляется наблюдателю, как уже отмечалось, слегка сплюснутым: вертикальный поперечник виден под углом $26'$, что на 6 угловых минут меньше углового размера горизонтального поперечника. В этом повинна рефракция световых лучей в атмосфере.

Согласно современным данным, максимальный угол рефракции (соответствующий зенитному расстоянию $\psi = 90^\circ$) составляет $35'$. Когда, любуясь на морском берегу солнечным закатом, видим, как нижний край светила коснулся линии горизонта, мы обычно не сознаем, что в действительности этот край находится

на $35'$ ниже линии горизонта. А значит, и весь солнечный диск уже за горизонтом.

Интересно, что верхний край солнечного диска приподнимается вследствие рефракции света меньше, чем нижний (не на $35'$, а только на $29'$). Ведь рефракция уменьшается по мере уменьшения зенитного расстояния. Именно поэтому заходящее солнце и кажется наблюдателю сплюснутым по вертикали.

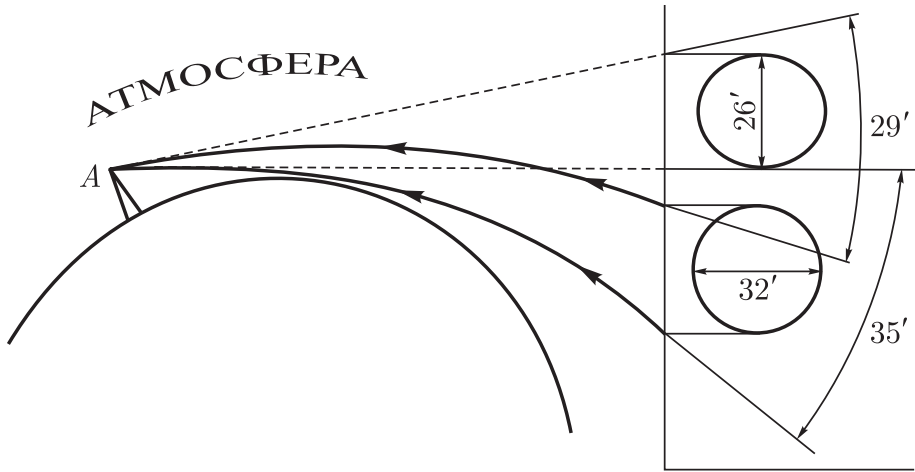


Рис. 6.5

Сказанное поясняет рис. 6.5. Здесь A — положение наблюдателя. Стрелками показан ход лучей в атмосфере от краев солнечного диска к наблюдателю. Искривление лучей в атмосферном воздухе приводит к тому, что наблюдатель видит солнечный диск в пределах угла, образуемого штриховыми прямыми, т. е. видит диск, слегка сплюснутый в вертикальном направлении.

6.2.3. Объяснение возникновения зеленого луча.

Возникновение зеленого луча можно объяснить, если принять во внимание *изменение показателя преломления с частотой света*.

Обычно показатель преломления растет с увеличением частоты. *Лучи с более высокой частотой преломляются сильнее*. Значит, сине-зеленые лучи претерпевают более сильную рефракцию по сравнению с красными лучами (см. лучи в виде искривленных линий со стрелками на рис. 6.6). Пусть для простоты в спектре солнечного света всего два цвета — зеленый и красный; «белый» солнечный диск можно рассматривать в данном случае как наложенные друг на друга зеленый и красный диски. Рефракция света в атмосфере приподнимает над горизонтом зеленый диск в большей степени, чем красный. Поэтому наблюдатель должен был бы видеть заходящее солнце таким,

каким оно показано на рис. 6.6 (см. штриховые прямые): верхний край солнечного диска (показан косой штриховкой) должен был бы выглядеть зеленым, а нижний (показан вертикальной штриховкой) — красным. В центральной же части диска происходило бы смешение цветов, т. е. наблюдался бы белый цвет.

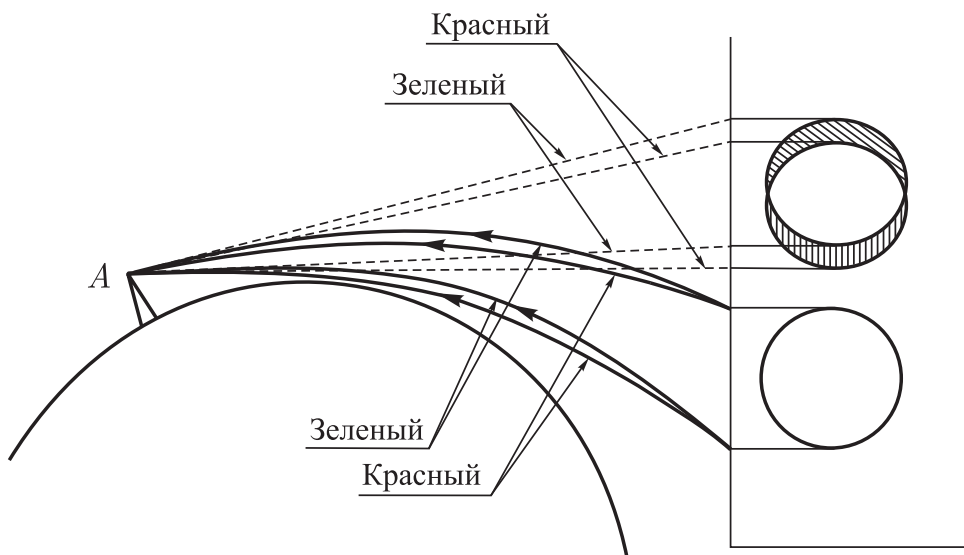


Рис. 6.6

Легко сообразить, что при наличии в солнечном спектре не двух, а всех цветов радуги солнечный диск был бы окрашенным, подобно радуге, в различные цвета, плавно переходящие один в другой — от красного нижнего края диска до фиолетового верхнего. Именно таким мы бы и видели заходящее солнце, *если бы при наличии рефракции света в атмосфере в ней не было бы рассеяния света.*

Но рассеяние света в атмосфере существует и действует закон Рэлея, а потому мы видим заходящий солнечный диск окрашенным не в цвета радуги, а в красноватые цвета. С учетом рассеяния света должна была бы исчезнуть зеленая каемка на наблюдаемом солнечном диске в рассмотренном на рис. 6.6 случае двухцветного солнечного спектра.

Все это так. Но представим себе, что воздух чист и стоит ясная, тихая погода, поэтому рассеяние света минимально. И вот когда почти весь солнечный диск скрылся за линией горизонта, когда сохранилась на мгновение только верхушка диска — в этот момент можно увидеть ярко-зеленый краешек солнца вместе с россыпью ярких зеленых лучей.

В эти недолгие секунды, когда избежавшие рассеяния красные и желтые лучи уже скрылись от глаза наблюдателя

за линией горизонта, наступил момент кратковременного торжества лучей, которые хотя и сильнее рассеиваются атмосферой, но зато и сильнее преломляются в ней. Образно говоря, наступил момент кратковременного торжества рефракции света над его рассеянием.

6.2.4. Объяснение появления «слепой полосы». Картина заката, изображенная на рис. 6.4, наблюдается, если воздух около земной поверхности оказывается достаточно *холодным*, а выше имеется слой относительно *теплого* воздуха. В этом случае показатель преломления воздуха n изменяется с высотой h в соответствии с кривой, изображенной на рис. 6.7, а. Переход от

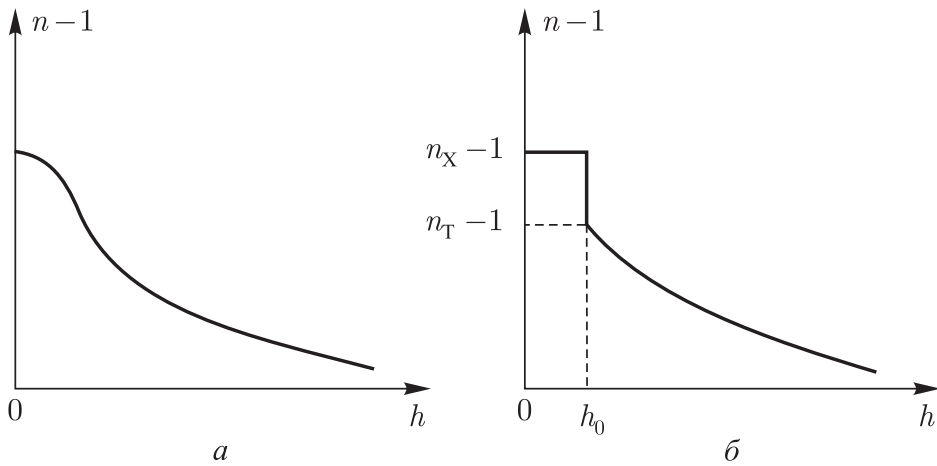


Рис. 6.7

нижнего холодного слоя воздуха к лежащему над ним теплomu может приводить к довольно резкому уменьшению с высотой показателя преломления. Для простоты примем, что это уменьшение совершается скачком, поэтому между холодным и теплым слоями существует четко выраженная поверхность раздела, находящаяся на некоторой высоте h_0 над земной поверхностью. Этот скачок хорошо виден на рис. 6.7, б, где через n_x обозначен показатель преломления воздуха в холодном слое, а через n_T — в теплом слое вблизи границы с холодным.

Показатель преломления воздуха очень мало отличается от единицы. Поэтому для большей наглядности по вертикальной оси отложены значения не самого показателя, а его *превышения над единицей*, т. е. разность $n - 1$.

Картина изменения показателя преломления, представленная на рис. 6.7, б, использована при построении хода световых лучей на рис. 6.8, где изображены часть поверхности земного шара и примыкающий к ней слой холодного воздуха толщины h_0 .

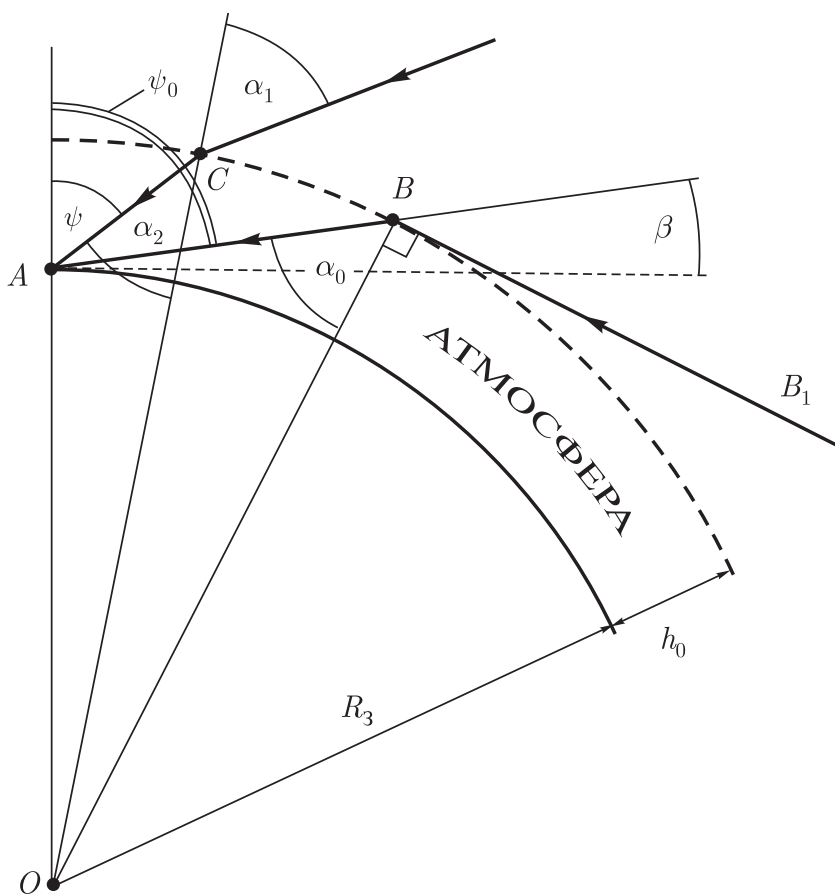


Рис. 6.8

Масштабы по необходимости искажены, в действительности высота h_0 примерно в сто тысяч раз меньше радиуса земного шара R_3 . Наблюдатель находится в точке A . Световой луч CA , приходящий к нему от небесного объекта, испытывает преломление в точке C на границе раздела холодного и теплого воздуха; при этом

$$\sin \alpha_1 / \sin \alpha_2 = n_x / n_T = 1 + \mu, \quad (6.4)$$

где $\mu = (n_x - n_T) / n_T$; $\mu \ll 1$.

Связь между углом ψ (зенитным расстоянием) и углом преломления α_2 устанавливает теорема синусов, примененная к треугольнику OAC :

$$OA / \sin \alpha_2 = OC / \sin(180^\circ - \psi),$$

или, иначе,

$$\sin \alpha_2 = \frac{\sin \psi}{1 + \xi}, \quad (6.5)$$

где $\xi = h_0/R_3$. Из (6.5) видно, что по мере увеличения зенитного расстояния ψ от нуля до 90° угол α_2 возрастает, достигая максимального значения при $\psi = 90^\circ$.

Будем постепенно увеличивать ψ начиная от нуля. Предположим, что при некотором значении $\psi = \psi_0$ угол α_2 становится равным предельному углу α_0 , отвечающему *полному внутреннему отражению* на границе холодного и теплого слоев; в этом случае $\sin \alpha_1 = 1$. Углу α_0 соответствует на рис. 6.8 луч BA ; он образует с горизонталью (показана штриховой линией) угол $\beta = 90^\circ - \psi_0$. Ясно, что к наблюдателю не будут попадать лучи, которые войдут в холодный слой в точках с угловой высотой над горизонтом меньше угловой высоты точки B , т.е. меньше угла β . Тем самым получает объяснение картина заката солнца, показанная на рис. 6.4, *a*.

Угловую ширину слепой полосы (т.е. угол β на рис. 6.8) нетрудно вычислить. Рассмотрим в связи с этим следующую задачу.

Найдите угловую ширину слепой полосы, наблюдаемой при закате солнца (см. рис. 6.4, *a*), если высота холодного слоя воздуха $h_0 = 50$ м, а отношение разности показателей преломления холодного и теплого слоев к показателю преломления теплого слоя равно $\mu = 10^{-5}$.

При решении задачи будем использовать рис. 6.8. Поскольку луч B_1V составляет с OB угол 90° , можно переписать (6.4) в виде

$$1/\sin \alpha_0 = 1 + \mu. \quad (6.6)$$

Теорема синусов для треугольника OAB позволяет записать

$$\frac{OA}{\sin \alpha_0} = \frac{OB}{\sin \psi_0}.$$

Учитывая, что $\beta = 90^\circ - \psi_0$ и $h_0/R_3 = \xi$, перепишем последнее равенство в виде

$$\cos \beta = (1 + \xi) \sin \alpha_0. \quad (6.7)$$

Из (6.6) и (6.7) получаем

$$\cos \beta = (1 + \xi)/(1 + \mu). \quad (6.8)$$

Далее воспользуемся тем, что угол β весьма мал и можно представить $\cos \beta$ в виде $\cos \beta = 1 + \beta^2/2$. Кроме того, воспользуемся малостью ξ и μ , вследствие чего можно принять

$$(1 + \xi)/(1 + \mu) = (1 + \xi)(1 - \mu) = 1 - (\mu - \xi).$$

В результате соотношение (6.8) преобразуется к виду

$$\beta^2 = 2(\mu - \xi). \quad (6.9)$$

Таким образом,

$$\beta = \pm \sqrt{2(\mu - \xi)}. \quad (6.10)$$

Наличие двух знаков означает, что слепая полоса существует как над (плюс), так и под (минус) линией горизонта. Чтобы убедиться в существовании слепой полосы под линией горизонта, наблюдателю надо подняться на холм.

Ограничимся рассмотрением той слепой полосы, которой в (6.10) отвечает плюс. Для $h_0 = 50$ м и $R_3 = 6370$ км получаем: $\xi = 0,78 \times 10^{-5}$. Подставляя это значение ξ в (6.10), находим

$$\beta = 2,1 \cdot 10^{-3} \text{ рад} = 7,2'.$$

Теперь нетрудно объяснить и картину заката солнца, показанную на рис. 6.4, б. Если наблюдатель находится на некотором возвышении, то он может, в принципе, наблюдать лучи, харак-

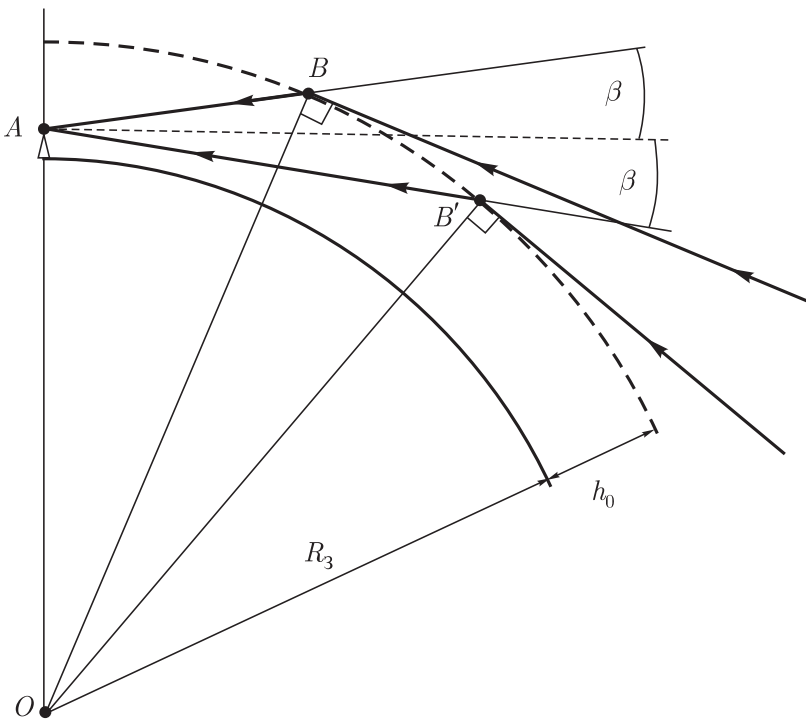


Рис. 6.9

теризующиеся зенитным расстоянием ψ , превышающим $90^\circ + \beta$ (рис. 6.9). В этом случае он увидит часть солнечного диска, расположенную ниже слепой полосы, имеющей угловую ширину 2β . Полагая $\beta = 7'$, получаем, что слепая полоса, пересекающая солнечный диск, имеет ширину $14'$.

Напомним, что диск солнца виден под углом около $30'$. Следовательно, ширина слепой полосы в данном случае оказывается чуть меньше половины диаметра солнечного диска.

6.2.5. Кажущееся увеличение размеров заходящего солнца. Сразу заметим: увеличение размеров заходящего солнца — это не более чем *оптическая иллюзия*. Измерения показывают, что углы, под которыми виден диск солнца в зените и у горизонта, одни и те же. Если, конечно, не принимать во внимание уже обсуждавшуюся небольшую сплюснутость заходящего светила вследствие рефракции света в атмосфере.

Чем же можно объяснить эту оптическую иллюзию? На этот счет высказываются разные соображения. Например, полагают, что иллюзия объясняется психологией нашего восприятия небесного свода. Он представляется нам не полусферой, а куполом, как бы прижатым (приплюснутым) к земле. Чтобы убедиться в этом, попробуйте на глазок разделить пополам воображаемую дугу, соединяющую наивысшую точку небесного свода с какой-либо точкой на линии горизонта. Можно не сомневаться, что вы укажете на дуге точку, направление на которую составит с земной поверхностью угол отнюдь не 45° , а существенно меньший. Обычно указывают угол между 20° и 30° . Кажущаяся приплюснутость небесного свода приводит к тому, что, наблюдая солнце в зените, мы мысленно помещаем его гораздо ближе к себе, чем тогда, когда смотрим на заходящее солнце (и помещаем светило в нашем сознании за далекой линией горизонта). Если удаленный объект виден под тем же углом, что и близкий, то это означает, что первый объект больше второго. Обычно мы даже не задумываемся над тем, что далекий объект должен быть в данном случае более крупным; мы воспринимаем его таким подсознательно. Вот почему заходящее солнце представляется нам более крупным, чем солнце в зените.

Есть и другое объяснение иллюзии увеличения размеров заходящего солнца. Объяснение более простое и естественное. Оно связано с психологией нашего восприятия размеров объектов, наблюдаемых в далекой перспективе. Как известно, по мере удаления от нас различные объекты на поверхности земли делаются в наших глазах все меньше и меньше. Можно сказать, что по мере приближения к линии горизонта размеры объектов как бы устремляются к нулю. Точнее говоря, устремляется к нулю угол, под которым видны эти объекты. В отличие от них приближающееся к линии горизонта светило наблюдается нами

под неизменным углом; по этой причине оно и воспринимается нашим сознанием как преувеличенно большое.

§ 6.3. Миражи

Пустыня мертвая пылает, но не дышит.
Блестит сухой песок, как желтая парча,
И даль небес желта и так же горяча,
Мираж струится в ней и сказки жизни пишет.

А. М. Федоров

6.3.1. Разнообразие миражей. Говоря о чем-то неуловимом, нереальном, пригрезившемся, мы используем слово «мираж». Подобно сказке, он восхищает нас, влечет к себе и бесследно исчезает, когда мы пробуем к нему приблизиться. Для уставшего путника в пустыне он может представиться долгожданным оазисом. Но бесполезно надеяться отдохнуть и освежиться в таком оазисе — это всего лишь *мираж*.

О, как ты далек! Не найти мне тебя, не найти!
Устали глаза от простора пустыни безлюдной.
Лишь кости верблюдов белеют на тусклом пути
Да чахлые травы змеятся над почвою скудной.
Я жду, я тоскую. Вдали вырастают сады.
О, радость! Я вижу, как пальмы растут, зеленея.
Сверкают кувшины, звеня от блестящей воды.
Все ближе, все ярче! — И сердце забилось, робея.
Боится и шепчет: «Оазис!» — Как сладко цвести
В садах, где как праздник пленительна жизнь молодая!
Но что это? Кости верблюдов лежат на пути!
Все скрылось. Лишь носится ветер, пески наметая.

Так передал К. Д. Бальмонт настроение человека, пленившегося миражом и обманутого им.

В стихотворении шла речь о наиболее распространенном виде миражей — так называемом *озерном*, или *нижнем мираже*. Представьте себе раскаленную пустыню: кругом, куда ни посмотришь, горячий песок. И вдруг впереди, где-то у линии горизонта, возникает озеро. Это чудо представляется совершенно реальным. Кажется, что надо преодолеть всего лишь один-два километра, и можно будет освежиться. В воображении возникает даже плеск воды. Но вот вы проходите один, другой, третий километры, а озеро все так же где-то впереди, а вокруг по-прежнему одни пески.

Нижние (озерные) миражи возникают над сильно нагретой поверхностью. Чтобы увидеть их, не обязательно отправляться в пустыню. Многие из читателей не раз наблюдали озерный мираж, когда глядели на убегающую вдаль ленту асфальтовой или бетонной дороги, сильно нагретой летним солнцем. В жаркий день отчетливо видны лужи впереди на дороге, хотя в действительности дорога сухая. По мере того, как мы движемся по дороге, эти «лужи» отступают все дальше и дальше, оставаясь недостижимыми.

Над сильно охлажденной поверхностью, например над холодной водой, могут возникнуть так называемые *верхние миражи*. Если нижние миражи наблюдают, как правило, в пустынях и знойных степях, то верхние в относительно высоких широтах. Верхние миражи отличаются разнообразием. В одних случаях они дают прямое изображение объекта, в других в воздухе появляется перевернутое изображение. Миражи могут быть двойными: наблюдаются два изображения — прямое и перевернутое. Иногда возникает еще одно — третье изображение.

На рис. 6.10 представлен типичный озерный мираж, а рис. 6.11 — пример тройного верхнего миража.

Принято подразделять миражи на три класса. Миражи *первого* и *второго* классов — это, соответственно, *нижние* и *верхние* миражи. К *третьему* классу относят наиболее удивительные *миражи сверхдальнего видения*. Они позволяют наблюдать в небе события, которые в это время происходят за сотни и тысячи километров от наблюдателя.

В книге К. Фламариона «Астрономия» отмечен пример миража сверхдальнего видения. Вот что пишет автор: «Опираясь на свидетельства нескольких лиц, заслуживающих доверия, я могу сообщить про мираж, который наблюдали в городе Вервье (Бельгия) в июне 1815 г. Однажды утром жители города увидели в небе войско, и так ясно, что можно было различить костюмы артиллеристов и даже, например, пушку со сломанным колесом, которое вот-вот отвалится... Это было утро сражения при Ватерлоо!» Описанный мираж изображен в виде цветной акварели одним из очевидцев. Эта акварель воспроизведена на рис. 6.12. Заметим, что расстояние от Вервье до Ватерлоо по прямой линии более ста километров.

В давние времена миражи порождали многие суеверия. Древние египтяне верили, что мираж — это призрак страны, которой больше нет на свете. С миражами связывали привидения. Миражи считали проделками злых духов. Из средних веков

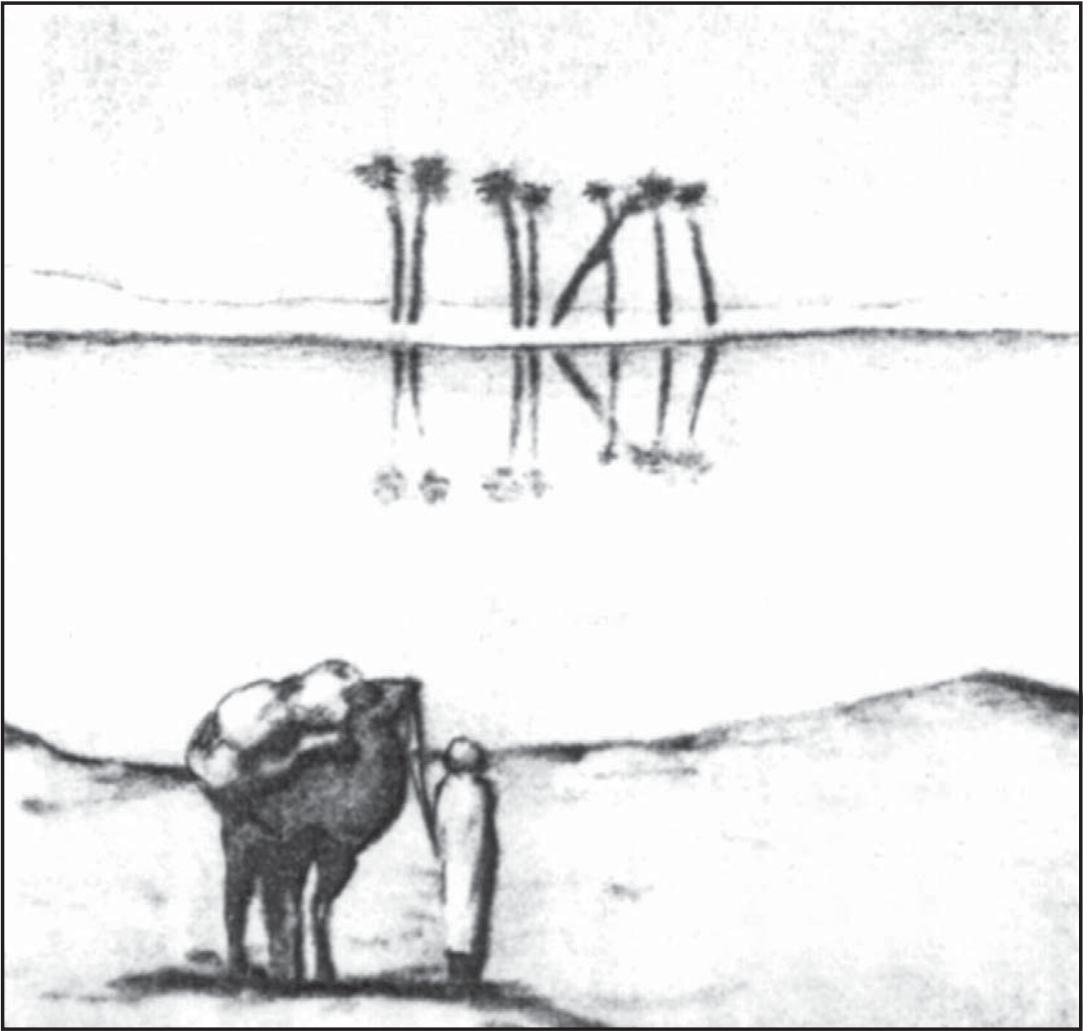


Рис. 6.10

дошла до нас легенда о *летучем голландце* — корабле-призраке, встреча с которым в океане якобы предвещала несчастье. Эту легенду породил суеверный страх, охватывавший матросов, когда в тихую штилевую погоду перед ними вдруг возникало видение — бесшумно несущийся на всех парусах корабль. А такие видения действительно возникали. Кораблем-призраком оказывался реальный корабль, который в это время несся по волнам где-то далеко, за тысячи километров. Это был мираж сверхдальнего видения.

Существовали легенды о злых духах, специально вызывавших сказочные видения для того, чтобы обмануть путников, заставить их свернуть с дороги. Согласно одной из таких легенд, коварная фея Моргана любила подстерегать в пустыне караваны, очаровывать караванщиков прекрасными призрачными видениями — сверкающими дворцами, пышными садами, роскошными

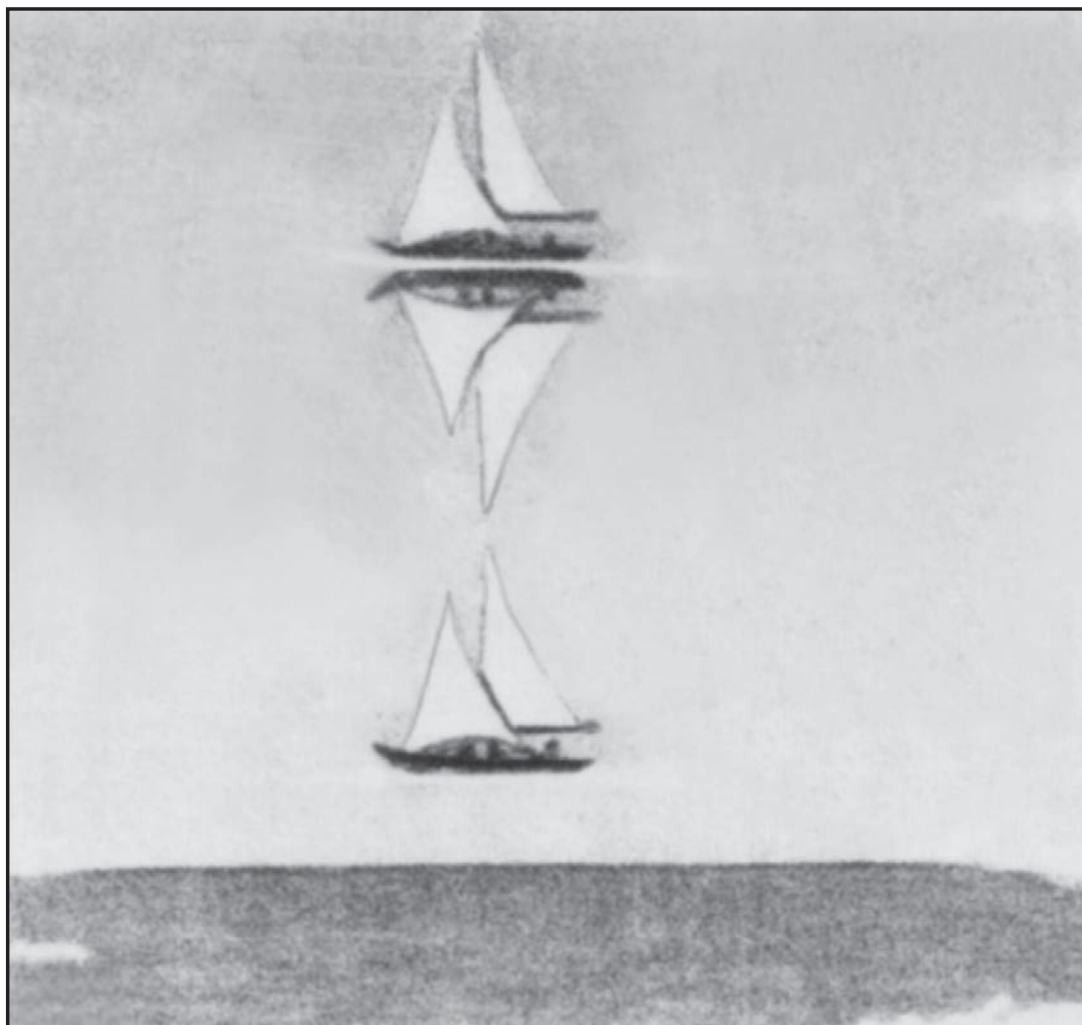


Рис. 6.11

фонтанами. Усталые путники невольно устремлялись к этим садам и в конечном счете погибали в песках. *Фата-Моргана* — так называют особый вид миражей, когда над песчаной равниной или над поверхностью моря вдруг возникают призрачные сады, дворцы, замки, фонтаны, коллонады, и при этом одна картина быстро и неуловимо сменяется другой. У К. Д. Бальмонта есть стихотворение «Фата-Моргана»:

Фата-Моргана,
Замки, узоры, цветы и цвета,
Сказки, где каждая краска, черта
С каждой секундой — не та.
Фата-Моргана
Явственно светит лишь тем, кто, внимательный, рано
Утром, едва только солнце взойдет,
Глянет с высокого камня на море...



Рис. 6.12

Правда ль тут будет, неправда ль обмана,
Только роскошной цветной пеленой
Быстро возникнет пред ним над волной
Фата-Моргана.

6.3.2. Световой луч в оптически неоднородной среде.

Для объяснения физики миражей необходимо предварительно рассмотреть, как распространяется световой луч в *оптически неоднородной среде*, где показатель преломления *непрерывно* изменяется от одной точки к другой. Мы уже знаем, что в такой

среде световой луч плавно искривляется. С этим явлением, называемым рефракцией света в атмосфере, мы имели дело, обсуждая солнечные закаты (см. разд. 6.2). Там мы рассматривали искривление лучей, идущих к земному наблюдателю от небесных объектов, — *астрономическую рефракцию*. Теперь же рассмотрим *земную рефракцию* — искривление лучей, идущих к наблюдателю от объектов, находящихся на земной поверхности.

Рассмотрим опыт с жидкой оптически неоднородной средой. Наполним аквариум прямоугольной формы водой. Затем через воронку со шлангом, конец которого надо опустить до самого дна аквариума, будем медленно наливать насыщенный раствор поваренной соли (300 г соли на литр воды). Раствор соли будет растекаться по дну и постепенно вытеснять вверх воду. В итоге нижняя половина аквариума окажется заполненной более плотной жидкостью (раствором соли), а верхняя — менее плотной (водой). Вследствие взаимной диффузии между жидкостями через некоторое время образуется переходный слой с *плавно изменяющейся в вертикальном направлении плотностью*, а значит, и показателем преломления. Он будет постепенно возрастать в направлении сверху вниз. Чтобы световой луч был хорошо виден в жидкости, можно предварительно добавить в чистую воду и в солевой раствор щепотку концентрата, продающегося в аптеке, слабый раствор которого обладает способностью светиться зеленым светом (люминесцировать) под действием обычного (белого) света.

Теперь приступим к самому опыту. Через боковую стенку аквариума направим внутрь жидкости узкий световой луч. Сначала пусть он идет снизу вверх под некоторым углом α_1 к вертикали

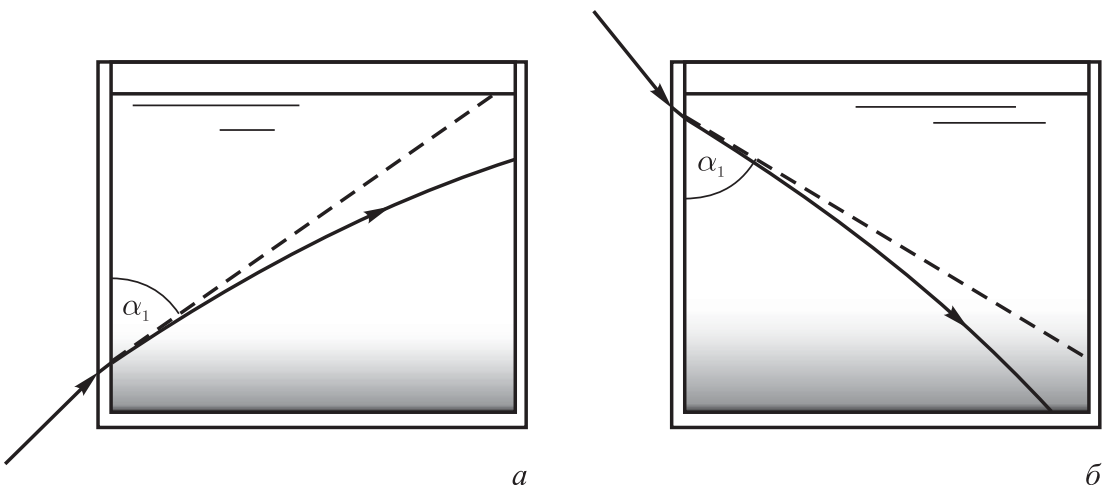


Рис. 6.13

(рис. 6.13, а). Мы обнаружим, что по мере перехода луча в слой жидкости с более низким показателем преломления угол луча с вертикалью возрастает. Световой луч будет изгибаться выпуклостью вверх. Затем направим луч сверху вниз под углом α_1 к вертикали (рис. 6.13, б). При переходе в слой с более высоким показателем преломления луч будет изгибаться опять-таки выпуклостью вверх, т. е. *в сторону оптически менее плотной жидкости*. Картина, наблюдаемая в этих случаях, вполне понятна; достаточно вспомнить обсуждение астрономической рефракции в разд. 6.1 (см. рис. 6.2).

А теперь обратимся к более интересному случаю: луч входит в аквариум *строго горизонтально*. Казалось бы, он должен распространяться внутри жидкости тоже горизонтально. Однако, как показывает опыт, световой луч будет изгибаться книзу — в сторону слоев оптически более плотных (рис. 6.14, а).

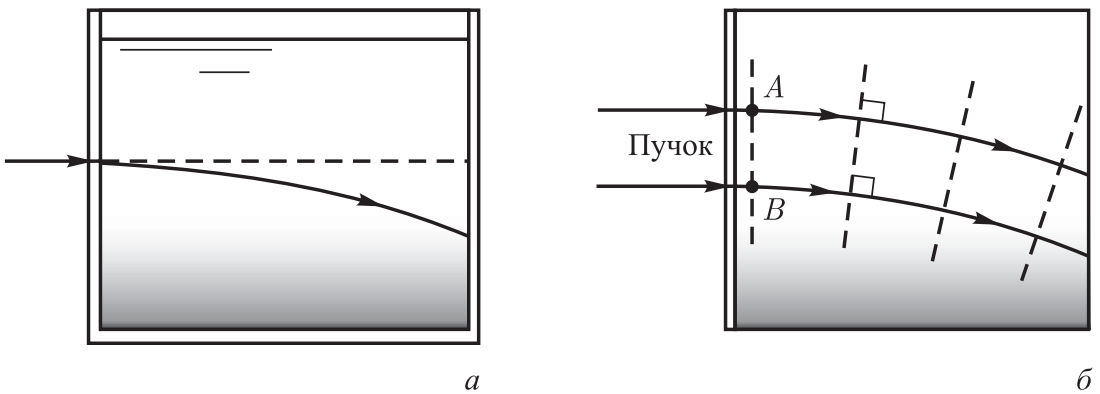
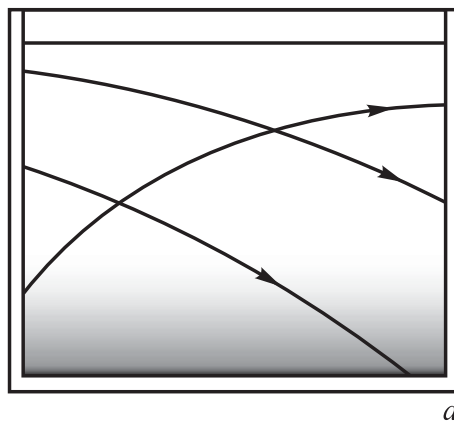


Рис. 6.14

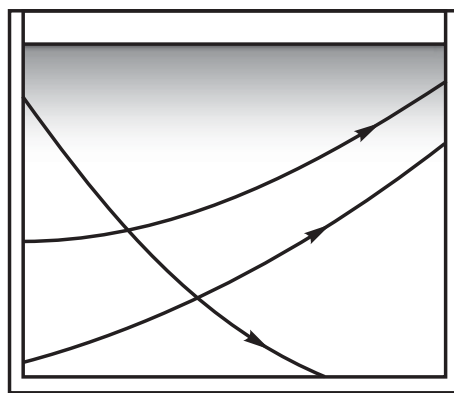
Чтобы это объяснить, нужно принять во внимание, что бесконечно узкий световой луч есть идеализация, а в действительности мы всегда имеем дело со *световым пучком конечной ширины*. Пусть световой пучок входит в аквариум строго горизонтально. Штриховые линии на рис. 6.14, б изображают сечения *волнового фронта* пучка в разных точках вдоль оси пучка; стрелками показаны световые лучи. Напомним, что все точки волнового фронта находятся в данный момент времени в одной и той же фазе колебаний и что в каждой точке пространства поверхность волнового фронта и световой луч взаимно перпендикулярны. Рассмотрим фронт AB светового пучка сразу после того, как он вошел в жидкость. Пусть v_A — скорость света в точке A , а v_B — в точке B . Показатель преломления равен скорости света в вакууме, деленной на скорость света в среде. Поскольку плотность среды уменьшается в направлении снизу вверх

и, значит, показатель преломления в точке A меньше, чем в точке B , то $v_A > v_B$. Отсюда следует, что вначале вертикальный волновой фронт пучка (фронт AB) будет по мере распространения пучка в жидкости *все более наклоняться*, как показано на рис. 6.14, б. Значит, пучок будет постепенно *загибаться книзу*.

Данный опыт позволяет заключить: если свет распространяется в среде, показатель преломления которой уменьшается в направлении снизу вверх, то независимо от начального направления луча он всегда будет искривляться так, чтобы его траектория была обращена выпуклостью вверх (рис. 6.15, а). Если бы показатель преломления уменьшался в направлении сверху вниз, то выпуклая сторона изогнутого светового луча была бы обращена вниз (рис. 6.15, б).



а



б

Рис. 6.15

Обобщая, можем сформулировать следующее важное правило: *в оптически неоднородной среде световой луч изгибается таким образом, что его траектория оказывается обращенной выпуклостью в сторону уменьшения показателя*

преломления. Это справедливо для любого агрегатного состояния среды, в частности для атмосферного воздуха.

6.3.3. Радиус кривизны светового луча. Насколько сильно будет искривляться световой луч в среде с непрерывно изменяющимся показателем преломления? Это зависит от того, насколько быстро изменяется показатель преломления при переходе от одних точек среды к другим.

Выполним несложные математические выкладки. Пусть световой пучок диаметра d входит горизонтально в среду, показатель преломления которой уменьшается в направлении снизу вверх. В точке A , соответствующей верхнему краю пучка, показатель преломления $n - \Delta n$, а в точке B , отвечающей нижнему краю пучка, n , причем $\Delta n \ll n$ для воздушной среды (рис. 6.16). Обозначим через R радиус кривизны пучка сразу после того, как он вошел в среду. Можно считать, что $R \gg d$. Угол β выбираем достаточно малым, чтобы полагать, что показатель преломления в A' такой же, как и в A . Дугу AA' световой луч проходит за время $(R + d)\beta/v_A$, а дугу BB' — за время $R\beta/v_B$. Эти времена равны:

$$(R + d)\beta/v_A = R\beta/v_B. \quad (6.11)$$

Так как $v_A = c/(n - \Delta n)$ и $v_B = c/n$, где c — скорость света в вакууме, то равенство (6.11) можно переписать после сокращения общих множителей в виде

$$(R + d)(n - \Delta n) = Rn. \quad (6.12)$$

Раскрывая скобки и пренебрегая слагаемым $d \cdot \Delta n$ как величиной второго порядка малости, получаем

$$R = \frac{n}{\Delta n/d}. \quad (6.13)$$

Отношение $\Delta n/d$ характеризует *быстроту изменения* показателя преломления с расстоянием; это *градиент показателя преломления*. В данном случае речь идет о градиенте в вертикальном направлении; в горизонтальном направлении показатель преломления не изменяется — в этом направлении его градиент равен нулю. Из (6.13) видно, что чем больше градиент

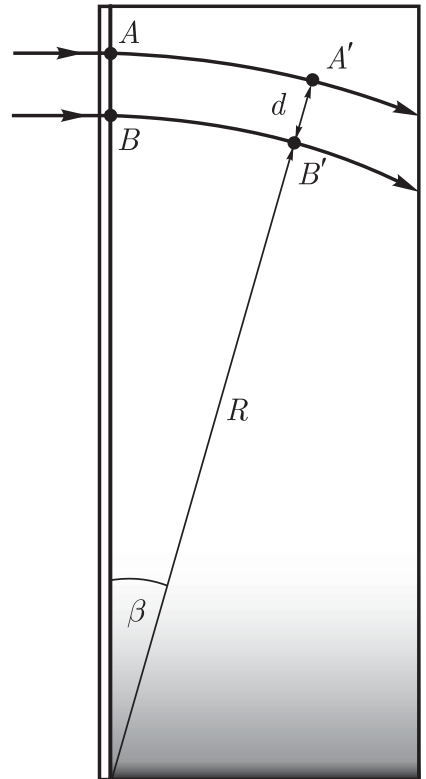


Рис. 6.16

показателя преломления $\Delta n/d$, тем меньше радиус кривизны пучка R и, следовательно, тем круче изгибается световой пучок.

В предельном случае, когда показатель преломления изменяется не плавно, а скачком, т. е. когда имеется *четкая граница* между двумя областями с разными значениями показателя преломления (это отвечает бесконечно большому градиенту показателя преломления), световой луч испытывает не изгиб, а *излом*, и на границе двух областей (например, двух сред — воздуха и воды) он резко изменяет свое направление, преломляясь и отражаясь или же только отражаясь.

6.3.4. Объяснение нижнего (озерного) миража. Если воздух у самой поверхности сильно нагрет и, следовательно, его плотность относительно мала, то показатель преломления у поверхности оказывается меньше, чем в более высоких слоях воздуха. Изменение показателя преломления воздуха n с высотой h вблизи земной поверхности для рассматриваемого случая показано на рис. 6.17, *а*. Для наглядности это изменение представлено более значительным, чем в действительности.

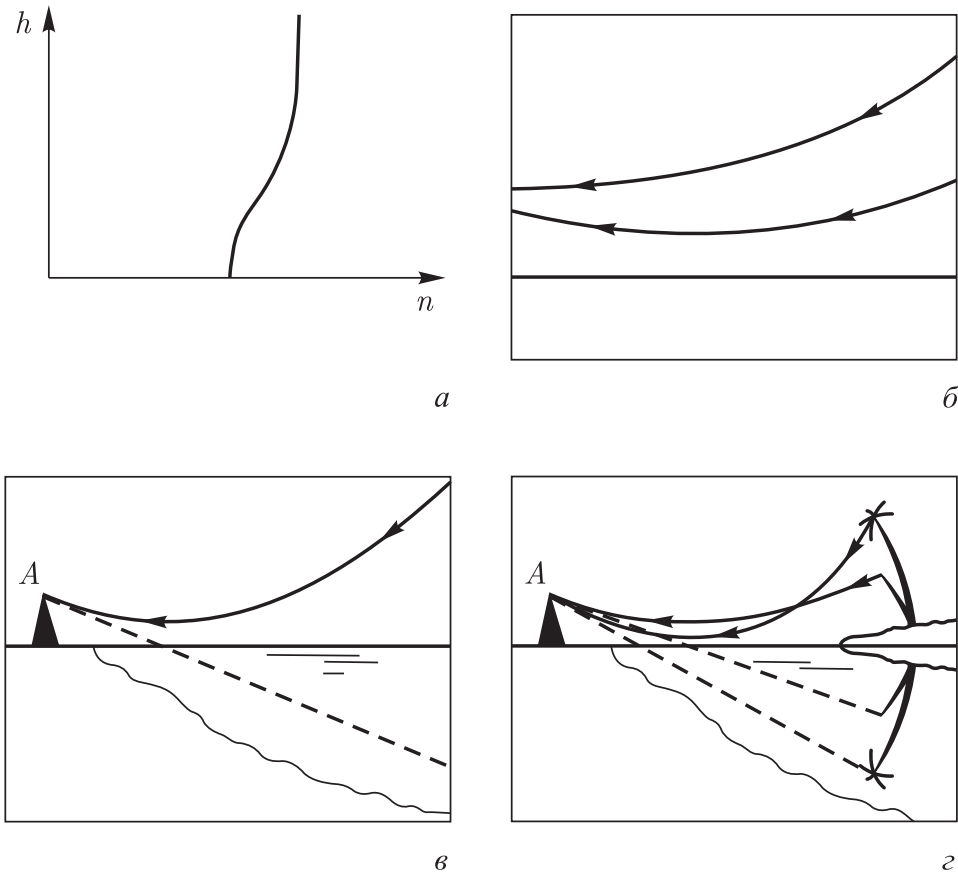


Рис. 6.17

В соответствии с установленным выше правилом, световые лучи вблизи земной поверхности будут в данном случае изгибаться так, чтобы их траектория была обращена выпуклостью вниз (рис. 6.17, б). Пусть в точке A на рис. 6.17, в находится наблюдатель. Световой луч от некоторого участка неба попадет в глаз наблюдателя, испытав указанное искривление. Это означает, что наблюдатель увидит соответствующий участок небосвода не над линией горизонта, а ниже ее — см. штриховую прямую на рис. 6.17, в. Ему будет казаться, что он видит воду, хотя на самом деле перед ним изображение голубого неба.

Представим теперь, что у линии горизонта находятся пальмы или иные объекты. Благодаря отмеченному выше искривлению лучей наблюдатель увидит их перевернутыми (рис. 6.17, г) и воспримет как отражения соответствующих объектов в несуществующей воде. Так возникает иллюзия, представляющая собой озерный мираж.

6.3.5. Объяснение простых верхних миражей. Пусть воздух у поверхности заметно охлажден по сравнению с более высокими слоями, так что изменение показателя преломления n с высотой h имеет характер, представленный на рис. 6.18, а. Световые лучи в рассматриваемом случае изгибаются так, что

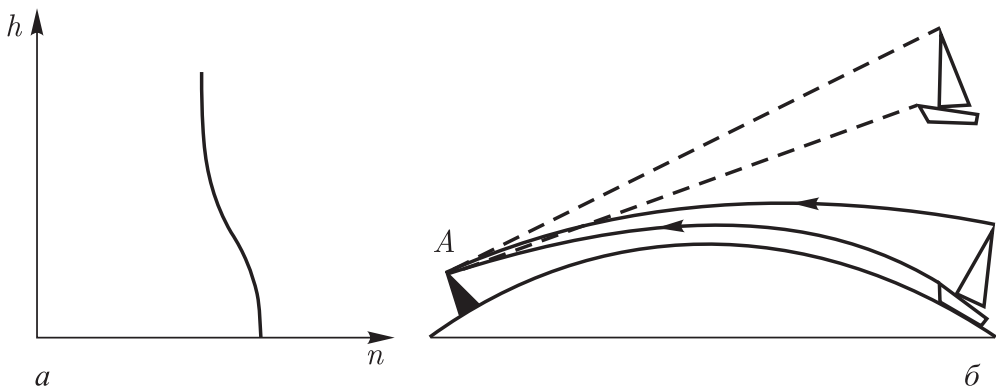


Рис. 6.18

их траектория обращена выпуклостью вверх. Поэтому теперь наблюдатель может видеть объекты, *скрытые от него за горизонтом*, причем он будет видеть их *вверху*, как бы висящими над линией горизонта (рис. 6.18, б). Недаром такие миражи называют *верхними*.

Верхний мираж может давать как *прямое*, так и *перевернутое* изображение. Показанное на рис. 6.18, б прямое изображение возникает, когда показатель преломления воздуха уменьшается с высотой относительно медленно. При быстром же

уменьшении показателя преломления образуется перевернутое изображение.

В этом легко убедиться, рассмотрев гипотетический случай, когда показатель преломления воздуха на некоторой высоте h_1 уменьшается скачком (рис. 6.19, а). Для простоты не будем принимать во внимание кривизну земной поверхности. Лучи от

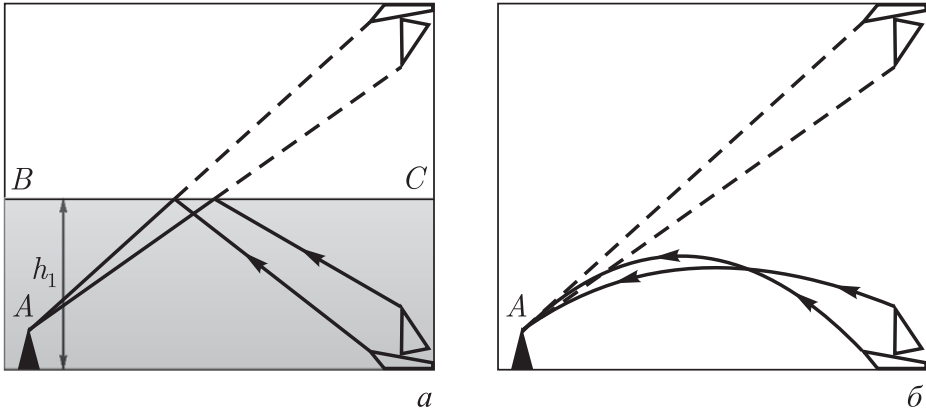


Рис. 6.19

объекта, прежде чем попасть к наблюдателю A , испытывают *полное внутреннее отражение* от границы BC , ниже которой в данном случае находится более плотный, а выше — менее плотный воздух. Видно, что верхний мираж дает перевернутое изображение объекта. В действительности, разумеется, нет скачкообразной границы между воздушными слоями: изменение показателя преломления происходит постепенно. Однако если оно совершается быстро, резко, верхний мираж даст перевернутое изображение (рис. 6.19, б).

6.3.6. Объяснение двойных и тройных миражей.

Допустим, что показатель преломления воздуха уменьшается с высотой *сначала быстро*, а потом *медленно* (рис. 6.20, а). В этом случае световые лучи в области I будут искривляться сильнее, чем в области II . В результате возникают *два изображения* (рис. 6.20, б). Световые лучи 1 , распространяющиеся в пределах области I (те самые, которые сильно искривляются), формируют перевернутое изображение объекта. Лучи 2 , распространяющиеся в основном в пределах области II , искривляются в меньшей степени и формируют прямое изображение.

Теперь представим себе, что существуют три последовательные воздушные области: первая (у самой поверхности земли), где показатель преломления *уменьшается с высотой медленно*, следующая, где показатель преломления *уменьшается быстро*,

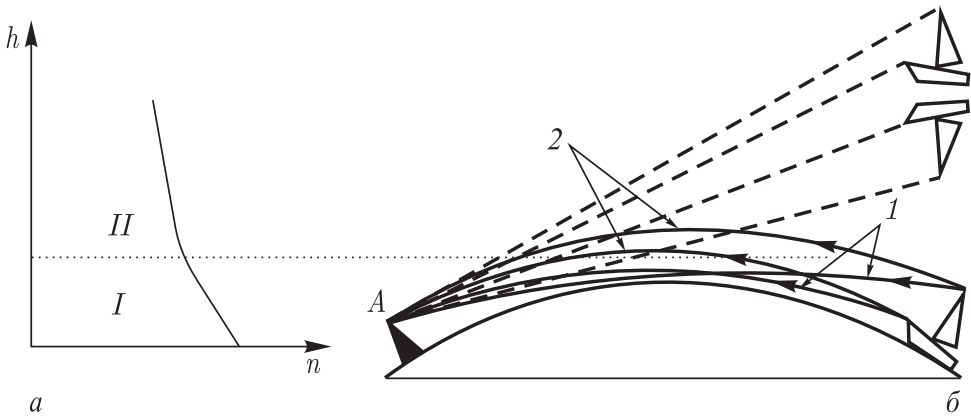


Рис. 6.20

и, наконец, третья, где показатель преломления снова уменьшается медленно (рис. 6.21, а, соответствующие воздушные области обозначены I, II, III). В этом случае возможен тройной мираж.

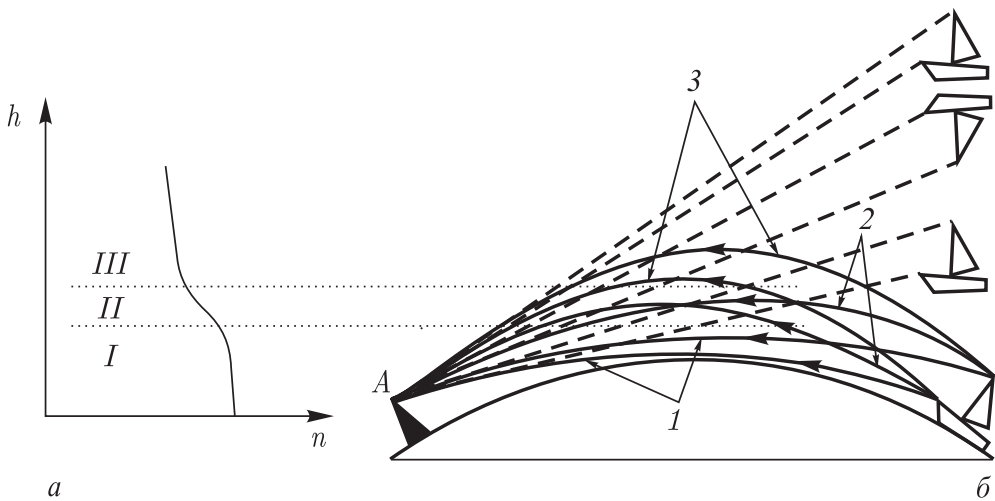


Рис. 6.21

На рис. 6.21, б показано, как возникает этот тройной мираж. Лучи 1 формируют нижнее прямое изображение объекта; они распространяются в пределах воздушной области I. Лучи 2 формируют перевернутое изображение. Попадая в воздушную область II, эти лучи испытывают довольно сильное искривление. Наконец, лучи 3 формируют верхнее прямое изображение объекта.

Двойной мираж может возникнуть и тогда, когда у самой поверхности воздух сильно нагрет, выше охлажден, а еще выше снова нагрет. Показатель преломления воздуха с высотой сначала возрастает, а затем начинает уменьшаться (рис. 6.22, а).

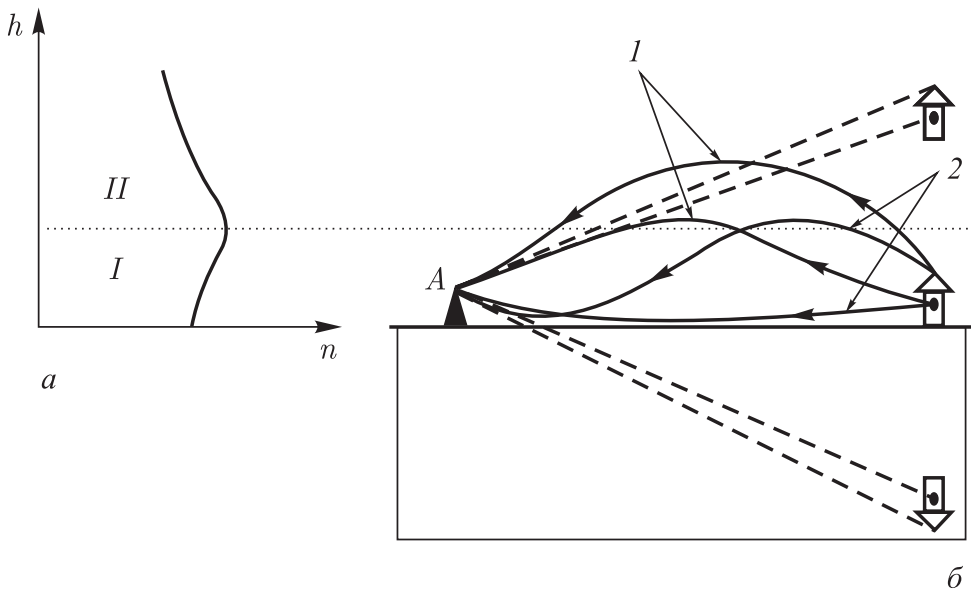


Рис. 6.22

В данном случае ход световых лучей от объекта к наблюдателю может иметь вид, показанный на рис. 6.22, б (как обычно, А — наблюдатель). Выделены две воздушные области: I, где показатель преломления растет с высотой, и II, где показатель преломления с высотой уменьшается (области разделены пунктирной границей). Обратим внимание: все световые лучи в пределах области I обращены выпуклостью вниз, тогда как в пределах II лучи обращены выпуклостью вверх. Напомним, что траектория светового луча всегда обращена выпуклостью в сторону менее плотного воздуха. Судя по рисунку, наблюдатель увидит два изображения объекта — одно выше линии горизонта (прямое изображение), а другое ниже (перевернутое изображение). Первое изображение формируют лучи 1, а второе — лучи 2.

Под влиянием ветра и вертикальных воздушных потоков слой холодного воздуха может *изменяться со временем* — менять свою толщину, перемещаться по высоте, опускаясь к земной поверхности или, напротив, еще больше приподнимаясь над ней. Соответственно, как верхнее, так и нижнее изображения могут изменяться со временем, создавая картину *сменяющихся видений*. По-видимому, именно так возникает знаменитая Фата-Моргана, и появляются перед наблюдателем

Замки, узоры, цветы и цвета,
Сказки, где каждая краска, черта
С каждой секундой не та.

6.3.7. О миражах сверхдальнего видения. Природа этих миражей изучена менее всего. Понятно, что атмосфера должна быть очень прозрачной, максимально свободной от загрязнений и водяных паров. Но этого мало. Должен образоваться устойчивый слой охлажденного воздуха на некоторой высоте над поверхностью земли. Ниже и выше этого слоя воздух должен быть более теплым. Данная ситуация похожа на представленную на рис. 6.22. Световой луч, попавший внутрь плотного холодного слоя воздуха, оказывается как бы *запертым внутри него* и распространяется по нему, как по *своеобразному световоду*. Траектории световых лучей внутри этого световода показаны на рис. 6.23. Обратим внимание: траектории лучей везде обращены выпуклостью в сторону менее плотных областей воздуха, т.е. к границе световода. Возникновение сверхдальних мира-

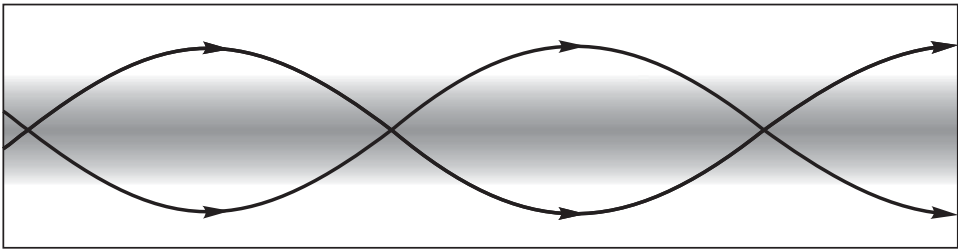


Рис. 6.23

жей можно объяснить распространением световых лучей внутри подобных световодов, которые иногда возникают в атмосфере. Впрочем, такое объяснение не следует считать исчерпывающим. Возможно, что при некоторых условиях в атмосфере образуются своеобразные *воздушные линзы*, а также возникают *вторичные миражи*, которые можно назвать *миражами от миражей*. Возможно, наконец, что определенную роль в возникновении сверхдальних миражей играет *ионосфера*, которая способна отражать световые волны.

...Есть в «Страшной мести» Н. В. Гоголя вот такие строки:

«За Киевом показалось неслыханное чудо. Все паны и гетманы собирались дивиться сему чуду: вдруг стало видимо далеко во все концы света. Вдали засинел Лиман, за Лиманом разливалось Черное море. Бывалые люди узнали и Крым, горою подымавшийся из моря, и болотный Сиваш. По левую руку видна была земля Галичская. — А то что такое? — допрашивал собравшийся народ старых людей, указывая на далеко мерещившиеся на небе и больше похожие на облака серые и белые верхи. — То Карпатские горы! — говорили старые люди, — меж ними есть такие, с которых век не сходит снег, а тучи пристают и ночуют там».

О чем эти строки? Может быть, это фантазия, навеянная удивительным природным явлением — миражами сверхдальнего видения?

§ 6.4. Радуга

Там разноцветною дугой,
Развеселясь, нередко дивы
На тучах строят мост красивый,
Чтоб от одной скалы к другой
Пройти воздушную тропой.

М. Ю. Лермонтов

6.4.1. Радуга в поверьях и легендах. Радуга издавна поражала воображение людей. О ней слагали легенды, ей приписывались удивительные свойства. Древние греки верили, что радуга соединяет небо и землю, а богиня радуги Ирида считалась доброй посредницей между богами и людьми. По мнению древних эстов, радуга наполняла водой истощенные после дождя облака. По представлениям древних индейцев,

Все цветы лесов зеленых,
Все болотные кувшинки,
На земле когда увянут,
Расцветают снова в небе.

Эти строки взяты из «Песни о Гайавате», написанной Г. Лонгфелло на основе легенд североамериканских индейцев. По библейской легенде, бог Яхве после Всемирного потопа повесил на небе радугу как знак всепрощения: «Я полагаю радугу в облаке, чтобы она была знамением вечного согласия между мною и людьми». Арабы считали радугу луком бога света Кузаха. После победы над силами тьмы, не пускавшими Солнце на небо, Кузах вешал радугу-лук на облака.

Радуга всегда воспринималась как добрая предвестница. Слово «радуга» содержит старославянский корень «радь», что означает «веселый». На Украине радугу называют «вэсэлкой» (от слова «веселье»). Вспомним строки из «Дон-Жуана» Дж. Байрона:

Все ободрились: радугу они
Считали добрым предзнаменованьем;
И римляне, и греки искони
Подобным доверяли указаньям.

Существовало поверье, будто в том месте, где радуга как бы уходит одним концом в землю, можно откопать горшок с золотом. А чтобы до окончания жизни быть счастливым и удачливым, достаточно хотя бы раз пройти под радугой босиком. Однако никому еще не удалось пройти под радугой и никто не смог приблизиться к ее кажущемуся концу.

6.4.2. Портрет радуги. Называя радугу «жемчужным разноцветным мостом», Ф. Шиллер отмечал не только *недоступность*, но и *недолговечность* этого моста:

Идешь к нему — он прочь стремится,
И в то же время недвижим;
С своим потоком он родится
И вместе исчезает с ним.

Радуга на небе возникает, когда солнце освещает завесу дождя. Об этом говорится в поэме Лукреция «О природе вещей»:

Тут, если солнце блеснет во мгле непогоды лучами,
Прямо против дождя, из тучи кропящего капли,
Радуги яркой цвета появляются в облаке черном.

По мере того как дождь стихает, а затем прекращается, радуга блекнет и вскоре исчезает. О «минутном торжестве» радуги писал Ф. И. Тютчев:

Как неожиданно и ярко
На влажной неба синеве
Воздушная воздвиглась арка
В своем минутном торжестве!

Обратим внимание на то, что, во-первых, под радугой небо *немного светлее*, чем над ней, и во-вторых, цвета в радуге чередуются *от красного, соответствующего внешнему ее краю, до фиолетового, соответствующего внутреннему краю, обращенному к земной поверхности.*

Сколько у радуги цветов? Обычно говорят о семи цветах, расположенных от внешнего края радуги к внутреннему в такой последовательности; *красный, оранжевый, желтый, зеленый, голубой, синий, фиолетовый.* Впрочем, количество цветов — понятие *условное*; между соседними из указанных выше цветов нет четких границ. Ньютон вначале выделял в радуге пять цветов: красный, желтый, зеленый, синий, фиолетовый (он называл

его пурпуровым). Позднее он говорил о десяти цветах: алом, киновари, лимонном, шафранном, желтоватой зелени, травянистом, лазурном, голубом, индиго, пурпуровом. В конечном счете Ньютон остановился на семи цветах — тех самых, которые и по сей день принято выделять в радуге.

Нередко над *основной* радугой возникает еще одна (*дополнительная*) радуга, более широкая и размытая. Цвета в дополнительной радуге чередуются в *обратном порядке*: от фиолетового (внешний край) до красного (внутренний край). Явление двойной радуги так описывается у Данте:

Как средь прозрачных облачных пелён
Над луком лук соцветный и сокружный
Посланицей Юноны вознесен,
И образован внутренним наружный.

Здесь посланница Юноны — это Ирида, богиня радуги. Что касается последней строки, то в ней выразилось существовавшее в средние века мнение, будто наружная (дополнительная) радуга есть как бы отражение внутренней (основной). На эту мысль наводило наблюдаемое обратное чередование цветов в дополнительной радуге.

На фотографиях хорошо просматривается темная полоса между основной и дополнительной радугами. Ее называют *александровой полосой* — по имени жившего во втором веке греческого философа Александра, подметившего эту особенность двойной радуги.

Особенно яркая радуга возникает после шумной летней грозы (или во время грозы). При морозящем дождике цветовая окраска радуги становится бледной. В этом случае радуга может превратиться в белесый полукруг.

6.4.3. Условия наблюдения радуги. Завеса дождя служит своеобразным экраном, на котором перед наблюдателем появляется радуга. Дождь идет из туч, находящихся или над самим наблюдателем, или где-то перед ним. Существенно, что радуга наблюдается только тогда, когда из-за туч выглянуло солнце, причем наблюдается *в стороне, противоположной солнцу*. Если встать лицом к солнцу, радуги не увидишь. *Нужно, чтобы наблюдатель был обращен спиной к солнцу*.

Для наблюдателя на относительно ровной земной поверхности радуга появляется, если высота солнца над горизонтом меньше 42° . *Чем ниже солнце, тем больше угловая высота вершины радуги и тем, следовательно, больше наблюдаемый*

участок радуги. Дополнительная радуга может наблюдаться, если высота солнца над горизонтом меньше 53° .

Радугу можно рассматривать как гигантское колесо, которое как на ось надето на воображаемую прямую линию, проходящую через солнечный диск и наблюдателя. На рис. 6.24 эта прямая обозначена OO_1 ; O — наблюдатель, CD — линия горизонта, $AOO_1 = \psi$ — угловая высота солнца над горизонтом. Чтобы найти $\text{tg } \psi$, надо разделить рост наблюдателя на длину отбрасываемой им тени. Точка O_1 называется *противосолнечной точкой*; она находится ниже линии горизонта CD . Видно, что радуга представляет собой окружность основания конуса, вершиной которого является наблюдатель. Ось конуса — прямая OO_1 , γ — угол между осью конуса и любой из его образующих (угол раствора конуса). Конечно, наблюдатель видит не всю указанную окружность, а лишь ту ее часть (участок CBD), которая оказывается над линией горизонта. Заметим, что $\angle AOB = \Phi$ — угол, под которым наблюдатель видит вершину радуги.

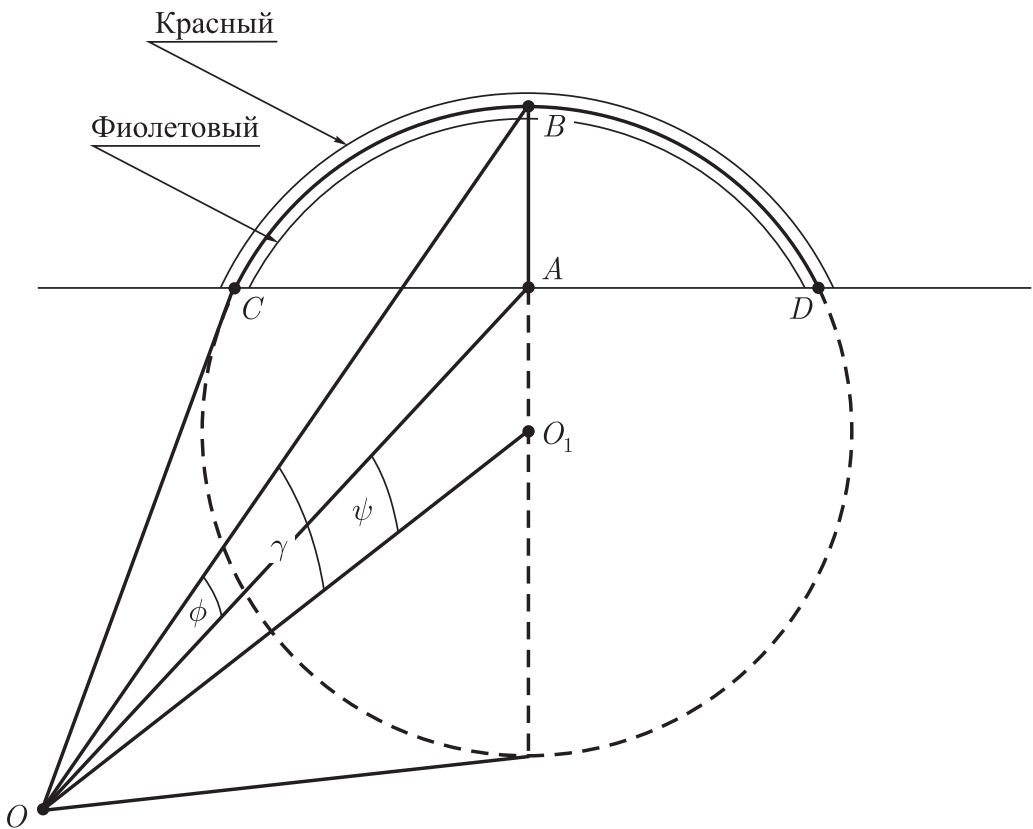


Рис. 6.24

При передвижениях наблюдателя рассматриваемый конус, а значит и радуга, соответствующим образом перемещаются (помните у Шиллера: «Идешь к нему — он прочь стремится»).

Поэтому бесполезно охотиться за обещанным горшком с золотом, равно как и бесполезно пытаться пройти под радугой.

Внешний край основной радуги окрашен в красный цвет. Для красных лучей основной радуги угол раствора конуса $\gamma = 42^\circ 22'$ (позднее мы покажем, как получается это значение γ). Так как $\Phi = \gamma - \psi$ и, значит, положительные значения угла Φ получаются при $\psi < \gamma$, становится понятным, почему земной наблюдатель не сможет увидеть даже краешек вершины основной радуги, если высота солнца над горизонтом ψ превышает 42° . *Внешний край дополнительной радуги окрашен в фиолетовый цвет.* Угол раствора конуса γ' для фиолетовых лучей дополнительной радуги равен $53^\circ 46'$. Поэтому наблюдатель не сможет увидеть даже вершину дополнительной радуги, если высота солнца над горизонтом превышает 53° .

Иное дело, если наблюдатель в самолете. В этом случае он может увидеть радугу в виде полной окружности. Но где бы ни находился наблюдатель (на земной поверхности или над нею), он всегда — вершина ориентированного на солнце конуса с углом раствора $42^\circ 22'$ для красных лучей основной радуги и углом раствора $53^\circ 46'$ для фиолетовых лучей дополнительной радуги.

Радугу можно наблюдать не только в небе, но также на фоне струй фонтана или водопада, освещенного солнцем, находящимся за спиной наблюдателя. О такой радуге Гете написал взволнованные строки:

К тебе я, солнце, обращусь спиною;
 На водопад сверкающий, могучий
 Теперь смотрю я с радостью живою, —
 Стремится он, дробящийся, гремучий,
 На тысячи потоков разбиваясь,
 Бросая к небу брызги светлой тучей.
 И между брызг, так дивно изгибаясь,
 Блистает пышной радуга дугою,
 То вся видна, то вновь во мгле теряясь,
 И всюду брызжет свежую росую!

6.4.4. Ход монохроматического светового луча в капле дождя. Рис. 6.25 объясняет возникновение радуги. Здесь A_1A — световой монохроматический луч (пусть это будет красный луч), падающий на сферическую водяную каплю. Основная радуга рождается вследствие того, что этот луч преломляется в точке A , отражается в точке B и, наконец, преломляется в точке C . Выходящий из капли луч CC_1 образует угол γ с прямой AA_1 ;

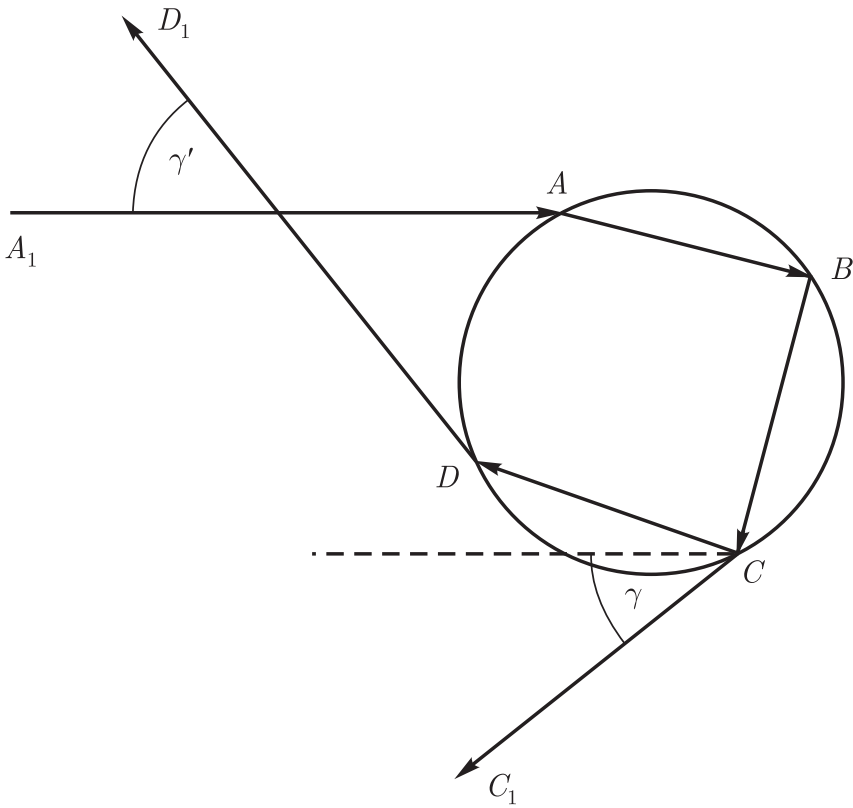


Рис. 6.25

он представляет собой тот самый угол γ , о котором мы говорили ранее как об угле раствора конуса. Дополнительная радуга рождается потому, что падающий на каплю луч преломляется в точке A , отражается в точке B , отражается в точке C и, наконец, преломляется в точке D . Выходящий из капли луч DD_1 образует угол γ' с прямой AA_1 . Итак, луч основной радуги рождается в результате *двух преломлений и одного отражения* в капле воды, а луч дополнительной радуги — в результате *двух преломлений и двух отражений* в капле воды.

Рассмотрим подробнее ход луча в случае двух преломлений и одного отражения в капле воды. Пусть на каплю радиуса R падает пучок параллельных монохроматических лучей, имеющих *прицельный параметр* $\xi = \rho/R$, где ρ — расстояние от луча до параллельной ему прямой, проходящей через центр капли.

Из-за сферической симметрии капли все световые лучи с одинаковым прицельным параметром (рис. 6.26, *a*) имеют аналогичные траектории внутри капли и выходят из нее под одним и тем же углом к первоначальному направлению (как убедимся ниже, это угол $180^\circ - \gamma$). Траектория каждого луча лежит в плоскости, которая проходит через центр капли и исходное направление луча. Траектория одного из световых лучей представлена

на рис. 6.26, б. Легко видеть, что $\rho/R = \sin \alpha$, где α — угол падения луча на поверхность капли. Треугольники AOB и BOC

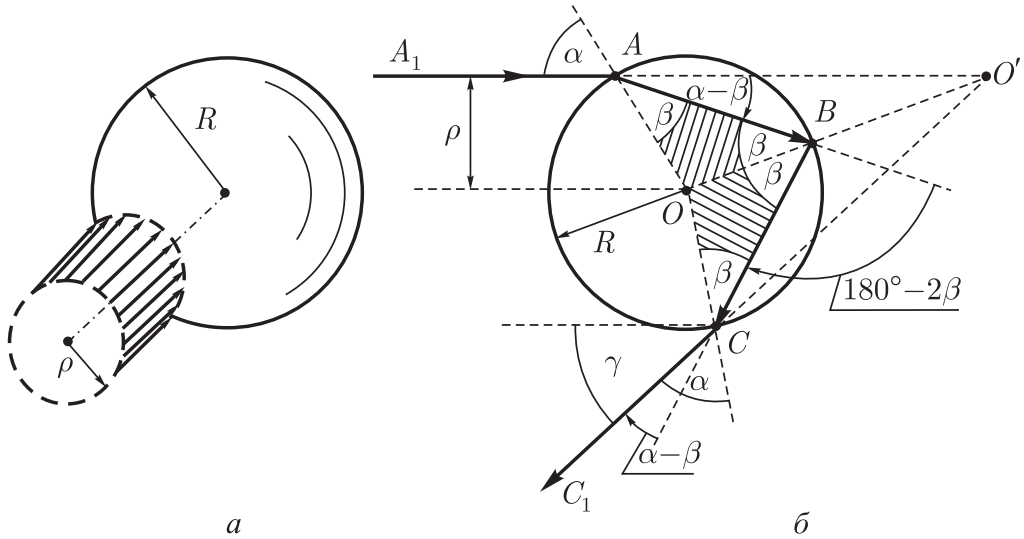


Рис. 6.26

равнобедренные, поэтому $\angle OAB = \angle ABO$ и $\angle OBC = \angle BCO$. Угол падения равен углу отражения, поэтому $\angle ABO = \angle OBC$. Обозначим все эти углы β . Картина хода луча симметрична относительно прямой OO' . В точках A и C луч, преломляясь, поворачивается каждый раз на угол $\alpha - \beta$. В точке B луч поворачивается на угол $180^\circ - 2\beta$. Таким образом, выходящий из капли луч CC_1 оказывается повернутым относительно исходного направления на угол $2(\alpha - \beta) + (180^\circ - 2\beta)$. Это угол $180^\circ - \gamma$. Отсюда находим

$$\gamma = 4\beta - 2\alpha. \quad (6.14)$$

Вспользуемся *законом преломления* $\sin \beta = \sin \alpha/n$, где n — показатель преломления для лучей с рассматриваемой длиной волны (в данном случае — для красных лучей $n = 1,331$). Но сначала перепишем этот закон в виде

$$\beta = \arcsin(\sin \alpha/n). \quad (6.15)$$

Подставив (6.15) в (6.14), получим

$$\gamma = 4 \arcsin(\sin \alpha/n) - 2\alpha.$$

Так как $\sin \alpha = \rho/R = \xi$, то последнее равенство преобразуется к виду

$$\gamma = 4 \arcsin(\xi/n) - 2 \arcsin \xi. \quad (6.16)$$

График функции γ/ξ , определяемой выражением (6.16), представлен на рис. 6.27 для $n = 1,331$ (красные лучи). По мере

увеличения прицельного параметра луча от нуля до единицы угол γ сначала возрастает от нуля до максимального значения $\gamma_{\text{кр}} = 42^\circ 22'$ (это значение функция принимает при прицельном параметре $\xi = 0,862$), а затем снова стремится к нулю.

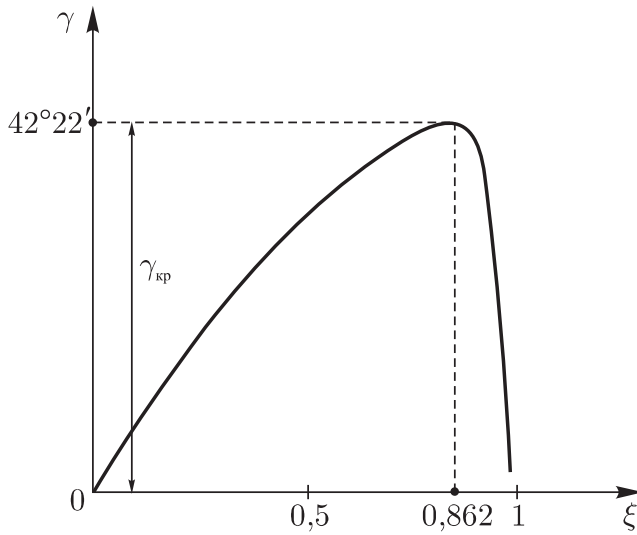


Рис. 6.27

Для тех, кто знаком с началами математического анализа, заметим, что для нахождения значения ξ , при котором функция достигает максимума, нужно продифференцировать эту функцию и приравнять производную нулю. Производная функции $\gamma(\xi)$, определяемой выражением (6.16), есть

$$\frac{d\gamma}{d\xi} = \frac{4}{n\sqrt{1 - (\xi/n)^2}} - \frac{2}{\sqrt{1 - \xi^2}}.$$

Приравняв ее нулю, получим следующее уравнение относительно ξ :

$$n\sqrt{1 - (\xi/n)^2} = 2\sqrt{1 - \xi^2}.$$

Решая это уравнение, находим значение ξ , при котором функция $\gamma(\xi)$ достигает максимума:

$$\xi = \sqrt{\frac{4 - n^2}{3}}. \quad (6.17)$$

Учитывая, что $n = 1,331$, получим $\xi = 0,862$. Подставив это значение ξ в (6.17), находим, что $\gamma_{\text{кр}} = 42^\circ 22'$.

6.4.5. Вид основной радуги в монохроматическом свете.

Пусть солнечный диск находится у самой линии горизонта и завеса дождя имеет вид отвесной стены, перпендикулярной

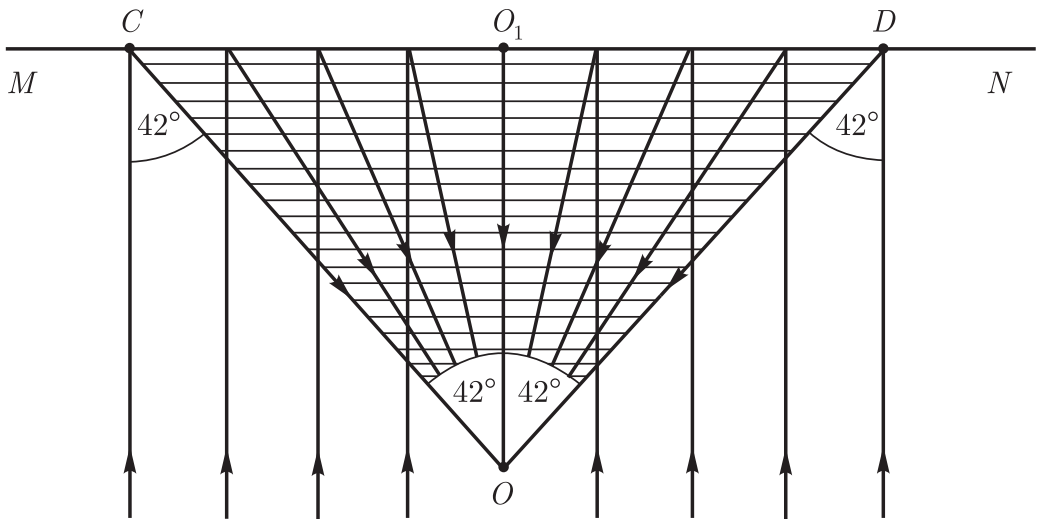


Рис. 6.28

направлению солнечных лучей. Используя рис. 6.28, обсудим гипотетический случай: солнце испускает лучи одного цвета, например красного. Плоскость рисунка — земная поверхность; O — наблюдатель, MN — завеса дождя.

На дождевые капли падают лучи со всевозможными (от 0 до 1) прицельными параметрами. Испытав отражение и двукратное преломление, лучи выходят из капель под различными углами γ , попадающими в интервал от нуля до $\gamma_{\text{кр}} = 42^\circ 22'$. Естественно, что более яркими наблюдатель увидит те лучи, для которых угол γ медленнее следует за изменением прицельного параметра. Самое медленное изменение угла γ у лучей, прицельный параметр которых оказывается *вблизи максимума* кривой на рис. 6.27, т.е. примерно равен 42° . По выражению Ньютона, эти лучи «наиболее сгущены».

К наблюдателю, изображенному на рис. 6.28 точкой O , придут лучи от дождевых капель, оказавшихся в пределах от C до D (для этих капель $0 \leq \gamma \leq \gamma_{\text{кр}}$); траектории данных лучей находятся в области, которая на рисунке заштрихована. Наиболее яркими будут лучи, приходящие к наблюдателю от C и D , т.е. лучи с прицельным параметром $\gamma_{\text{кр}} = 42^\circ 22'$. В результате наблюдатель должен увидеть основную радугоу в виде узкой светящейся красной дуги, вершина которой имеет угловую высоту $42^\circ 22'$. Небо под этой дугой должно слегка отсвечивать красным цветом, тогда как над дугой свечения не будет. Такую радугоу можно было бы наблюдать, если бы в спектре солнца была представлена лишь одна длина волны (в данном случае соответствующая красному цвету).

закон преломления (6.15) и учитывая, что $\sin \alpha = \rho/R = \xi$, преобразуем (6.18) к виду

$$\gamma' = 180^\circ + 2 \arcsin \xi - 6 \arcsin(\xi/n). \quad (6.19)$$

При нулевом прицельном параметре (при $\xi = 0$) получаем отсюда $\gamma' = 180^\circ$. По мере увеличения ξ от 0 до 1 угол γ' будет сначала уменьшаться, достигая *минимального* значения $\gamma'_{\text{кр}}$ при значении ξ , равном

$$\xi = \sqrt{\frac{9 - n^2}{8}}, \quad (6.20)$$

а затем снова возрастать, стремясь к 180° . Заметим, что результат (6.20) получен таким же путем, каким найдено (6.17) для основной радуги. Так как для красных лучей показатель преломления $n = 1,331$, то из (6.20) находим $\xi = 0,951$. Полагая в (6.19) $\xi = 0,951$, получаем угол γ' для красных лучей: $\gamma'_{\text{кр}} = 50^\circ 24'$.

Итак, испытав двукратное отражение и двукратное преломление, лучи выходят из дождевых капель под углами γ' , попадающими в интервал от 180° до $\gamma' = 50^\circ 24'$. Наблюдатель будет видеть относительно яркими те лучи, прицельный параметр которых оказался *вблизи минимума* функции $\gamma'(\xi)$, т. е. оказался равным $\sim 50^\circ$. Дополнительная радуга будет выглядеть узкой светящейся красной дугой, небо над дугой будет слегка отсвечивать красным цветом, тогда как под дугой свечение будет отсутствовать.

Вернемся к рис. 6.28 и дополним изображенную там картину, принимая во внимание обе радуги — основную и дополнительную. Получим рис. 6.30. В глаз наблюдателя попадают лучи, претерпевшие отражение и двукратное преломление в каплях дождя, оказавшихся между C и D , а также лучи, претерпевшие двукратное отражение и двукратное преломление в каплях, оказавшихся слева от C_1 или справа от D_1 . Наиболее яркими будут лучи от капель в C и D (они формируют красную дугу основной радуги), а также лучи от C_1 и D_1 (формирующие красную дугу дополнительной радуги). На фоне черной тучи наблюдатель мог бы наблюдать красноватое свечение под внутренней дугой и над внешней дугой. Но никакого свечения между дугами он не увидел бы. Это как раз и есть упоминавшаяся ранее александрова полоса.

6.4.7. Чередование цветов в основной и дополнительной радугах. До сих пор мы полагали, что капли дождя освещаются монохроматическим светом (например, красным).

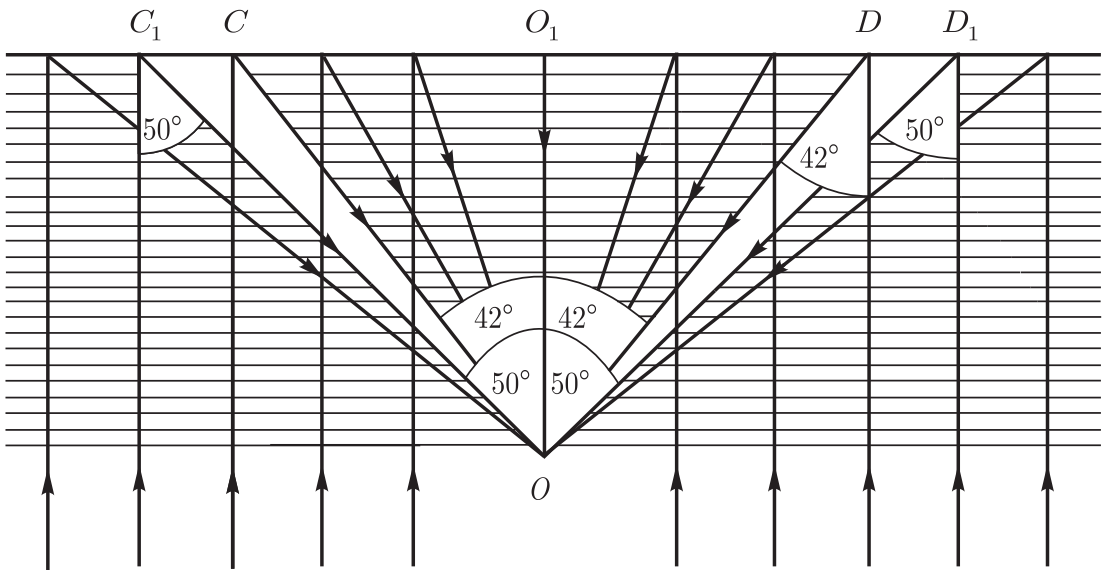


Рис. 6.30

В действительности же в солнечном спектре представлены различные длины волн; именно поэтому реальная радуга (как основная, так и дополнительная) оказывается не просто светлой дугой, а дугой разноцветной. Сделаем следующий шаг: учтем *немонохроматичность* солнечного света.

Для простоты ограничимся рассмотрением только двух длин волн, которым соответствуют показатели преломления $n = 1,331$ (красные лучи) и $n = 1,344$ (фиолетовые лучи).

Рассматривая основную радугу, мы пользовались соотношениями (6.17) и (6.16) с $n = 1,331$ и получили для красных лучей $\gamma_{\text{кр}} = 42^\circ 22'$ при прицельном параметре лучей $\xi = 0,862$. Воспользовавшись теми же соотношениями с $n = 1,344$, получим для фиолетовых лучей $\gamma_{\text{ф}} = 40^\circ 36'$ при прицельном параметре $\xi = 0,855$. На рис. 6.31, а показаны траектории красного и фиолетового лучей для случая, когда каждый из них по выходе из капли образует наибольший угол с начальным направлением. Наблюдатель увидит красную дугу под углом $42^\circ 22'$ и фиолетовую дугу под углом $40^\circ 36'$. Теперь понятно, почему внешний край основной радуги окрашен в красный цвет, а внутренний — в фиолетовый.

Рассматривая дополнительную радугу, мы пользовались соотношениями (6.20) и (6.19) с $n = 1,331$ и получили для красных лучей $\gamma'_{\text{кр}} = 50^\circ 24'$ при прицельном параметре $\xi = 0,951$. Воспользовавшись теми же соотношениями с $n = 1,344$, получим для фиолетовых лучей $\gamma'_{\text{ф}} = 53^\circ 46'$ при прицельном параметре $\xi = 0,948$. На рис. 6.31, б даны траектории красного

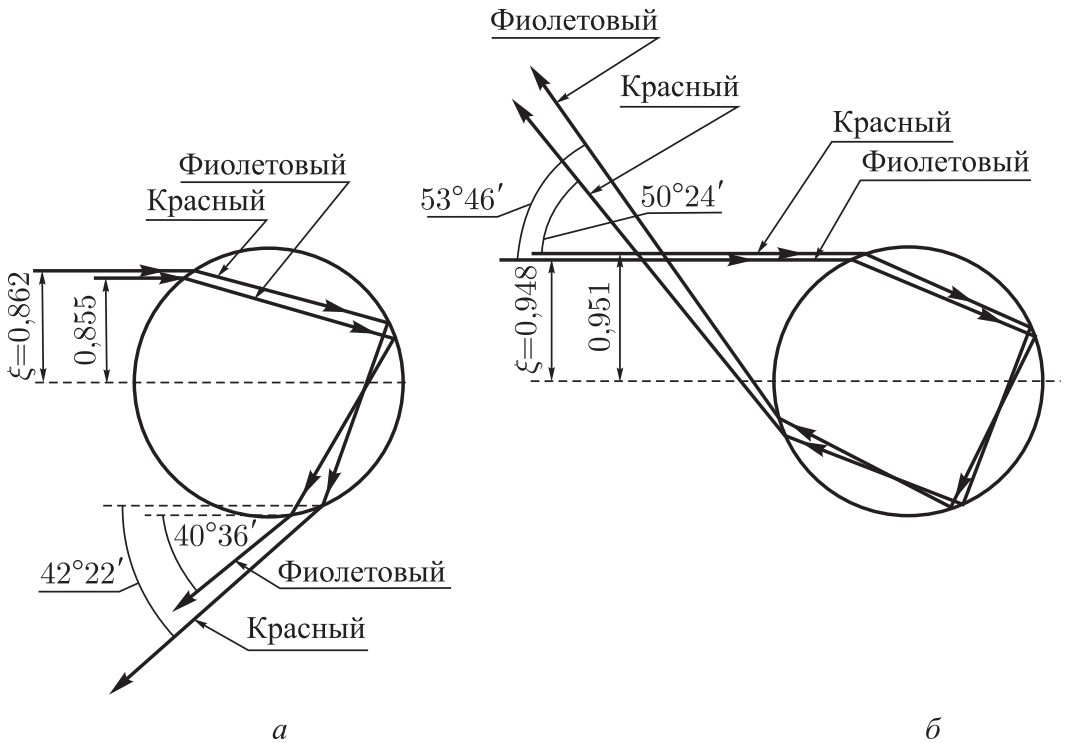


Рис. 6.31

и фиолетового лучей для случая, когда каждый из них по выходе из капли образует наименьший угол с начальным направлением. Наблюдатель увидит красную дугу под углом $50^{\circ}24'$ и фиолетовую дугу под углом $53^{\circ}46'$. Теперь понятно, почему порядок чередования цветов в дополнительной радуге противоположен порядку их чередования в основной.

Говоря о цветах радуги, отметим еще одно обстоятельство. Ограничиваясь по-прежнему двумя цветами (красным и фиолетовым), воспроизведем для основной радуги ситуацию, аналогичную той, которая была представлена на рис. 6.28. Получим рис. 6.32. По направлениям CO и DO к наблюдателю приходят относительно яркие красные лучи, а по направлениям C_2O и D_2O — относительно яркие фиолетовые лучи, к которым добавляются ослабленные красные лучи. От капель между C_2 и D_2 к наблюдателю приходят ослабленные красные и фиолетовые лучи; они смешиваются и в итоге дают (с учетом других цветов) белый свет. Таким образом, возникновение цветной основной радуги объясняется не только тем, что для каждого цвета имеется свой наибольший угол γ , но и тем, что *вблизи этого угла смешивание цветов происходит в наименьшей степени*. Аналогичные замечания можно сделать относительно дополнительной радуги.

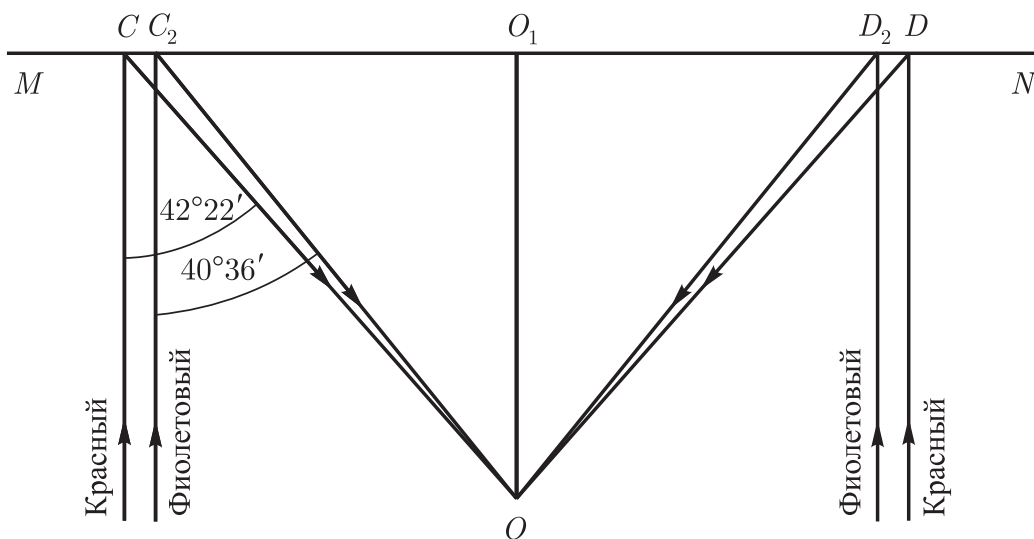


Рис. 6.32

6.4.8. Влияние размеров капель дождя на вид радуги.

Исаак Ньютон в свое время утверждал, что при рассмотрении радуги дождевые капли «физически могут считаться за точки», так что «не стоит совсем рассматривать их величины, а только углы, образуемые падающими лучами с выходящими». Строго говоря, нужно принимать во внимание также *дифракцию световых волн на каплях*, проявляющуюся тем сильнее, чем меньше диаметр капель. Но во времена Ньютона дифракция еще не была открыта.

Мы не будем рассматривать здесь дифракционную теорию радуги. Отметим лишь, что дифракция света на каплях влияет на степень яркости радуги и на сам факт присутствия в ней того или иного цвета. Дифракция света приводит к появлению внутри радужной полосы вторичных цветовых дуг, искажающих «первоначальные» цвета.

По виду радуги можно приближенно оценивать диаметр водяных капель. При диаметре 1-2 мм наблюдаются очень яркий фиолетовый и почти столь же яркий зеленый цвета. Хорошо видна красная дуга, но едва заметна голубая. При уменьшении диаметра капель до 0,5 мм наблюдается заметное ослабление красного цвета, который практически полностью исчезает при диаметре 0,2 мм. При диаметре капель в облаке примерно от 0,05 до 0,15 мм в радуге сохраняется достаточно ярким лишь фиолетовый цвет: радуга в целом уширяется и бледнеет. Когда диаметр облачных капель становится меньше 0,05 мм, наблюдается белая радуга.

§ 6.5. Гало

...Смотри, как солнечные ласки
В лазури нежат строгий крест.

А. Блок

6.5.1. Наблюдения гало. Когда мы рассказывали о радуге, не нужно было предварительно объяснять, о чем именно идет речь. Все читатели неоднократно наблюдали радугу. Иное дело — *гало*. По своей природе это оптическое явление *родственно радуге*. Однако оно *наблюдается значительно реже радуги*. Можно предположить, что многим читателям не доводилось видеть гало; более того, многие, наверное, даже не слышали о нем.

Гало воспринималось в давние времена как божье знамение. Оно повергало в трепет религиозно настроенных людей. Вот одна из древних записей: «Бысть знамение: стояще солнце во круге, а посреди круга крест, а посреди креста солнце, а за кругом два солнца, а над солнцем, кроме круга дуга...» Запись относится к началу XII в. Наблюдая на небосводе светящиеся кольца, возникающие вокруг солнца или луны, а также кресты, которые, к тому же, имели подчас красноватый оттенок, люди усматривали в них знамения свыше. Они считали, что подобные знамения предвещают несчастья — войну, голод, болезни, являясь не чем иным, как божьей карой.

Однако в действительности эти знамения представляют собой оптическое явление. Оно получило название «гало». Это слово происходит от греческого слова *halos*, означающего «круг».

У *Джека Лондона* есть рассказ «Тропой ложных солнц». В нем мы читаем: «По обе стороны солнца стояли ложные солнца, так что в небе их было сразу три. В воздухе от мороза алмазная пыль...» Интересное описание ложных солнц и ложных лун можно найти в книге «Северный полюс», принадлежащей перу американского полярного исследователя *Роберта Пири*. В этой книге Пири рассказывает о своей экспедиции к Северному полюсу, состоявшейся в 1908 г. «Мы наблюдали гало — два отчетливых кольца и восемь ложных лун в южной части неба, — пишет Пири. — Это явление, объясняемое наличием в воздухе ледяных кристалликов, нередко можно наблюдать в Арктике. На этот раз внутреннее кольцо имело одну ложную луну в зените, одну в надире и по одной справа и слева. Четыре другие ложные луны размещались на внешнем кольце».

На рис. 6.33 воспроизведено лунное гало, наблюдавшееся Робертом Пири. Поистине фантастическое зрелище посчастливилось увидеть ему во время путешествия к Северному полюсу!

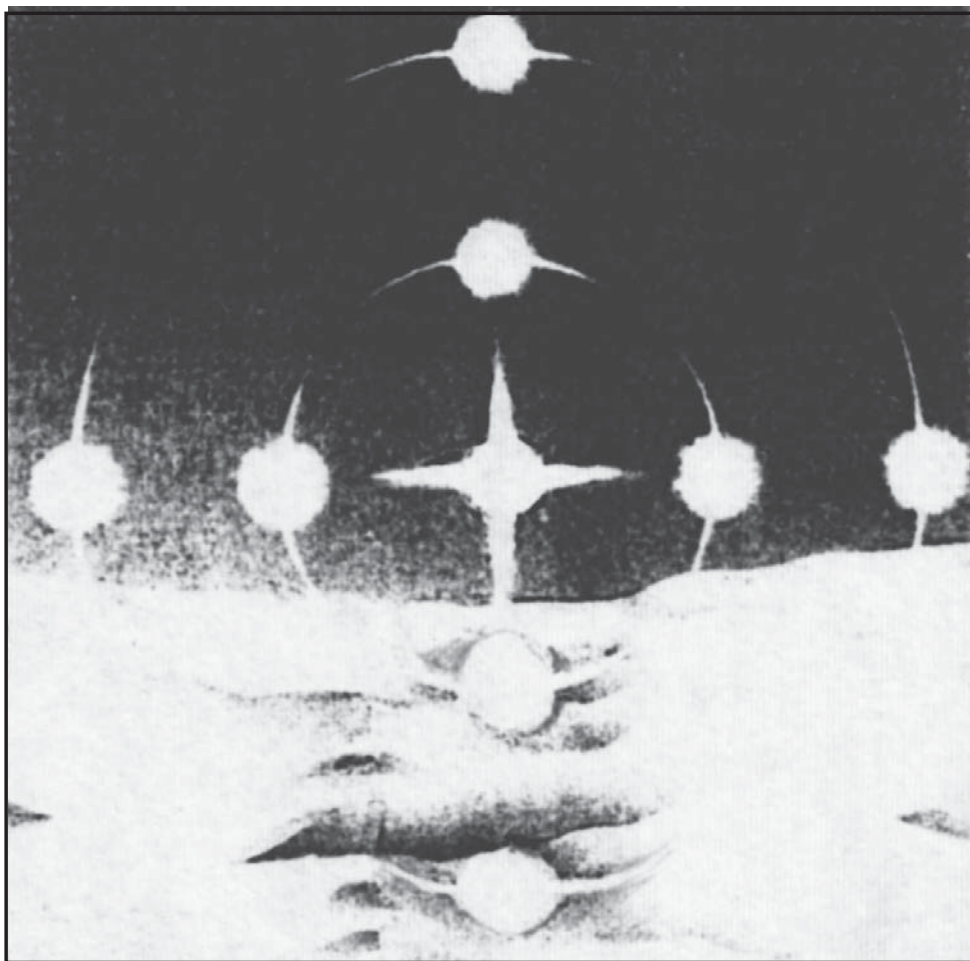


Рис. 6.33

Чаще удастся наблюдать куда более скромное гало — в виде одного кольца вокруг солнца или луны. Обычно оно возникает, когда тихая и ясная погода сменяется ветреной, давление воздуха падает, небо делается беловатым, так что солнце светит как бы сквозь матовое стекло. Очертания солнца при этом становятся расплывчатыми и все вокруг кажется освещенным особым светом. В такие дни и возникает вокруг солнца достаточно яркое кольцо, радиус которого наблюдатель видит под углом 22° .

На рис. 6.34 приведены три фотографии солнечного гало. На снимке *a* можно видеть светящееся кольцо, а также светящиеся вертикальный столб и горизонтальную полосу, проходящие через солнечный диск. На фото *б* довольно хорошо видны



Рис. 6.34

внутреннее кольцо и верхняя половина внешнего кольца, а также горизонтальная полоса. На фото *в* светящегося кольца не видно,

зато вполне различимы три светила — одно истинное (в центре) и два ложных.

Итак, как мы видим, наблюдаемые гало могут выглядеть разнообразно — *светящиеся кольца, столбы, кресты, ложные светила*. Какова же структура гало в общем случае?

6.5.2. Структура гало в общем случае. Эта структура показана на рис. 6.35 (рассматривается солнечное гало). Предположим, что наблюдатель находится на равнинной местности с ровной линией горизонта. На рисунке он стоит в точке O , являющейся центром плоского круга, ограниченного линией го-

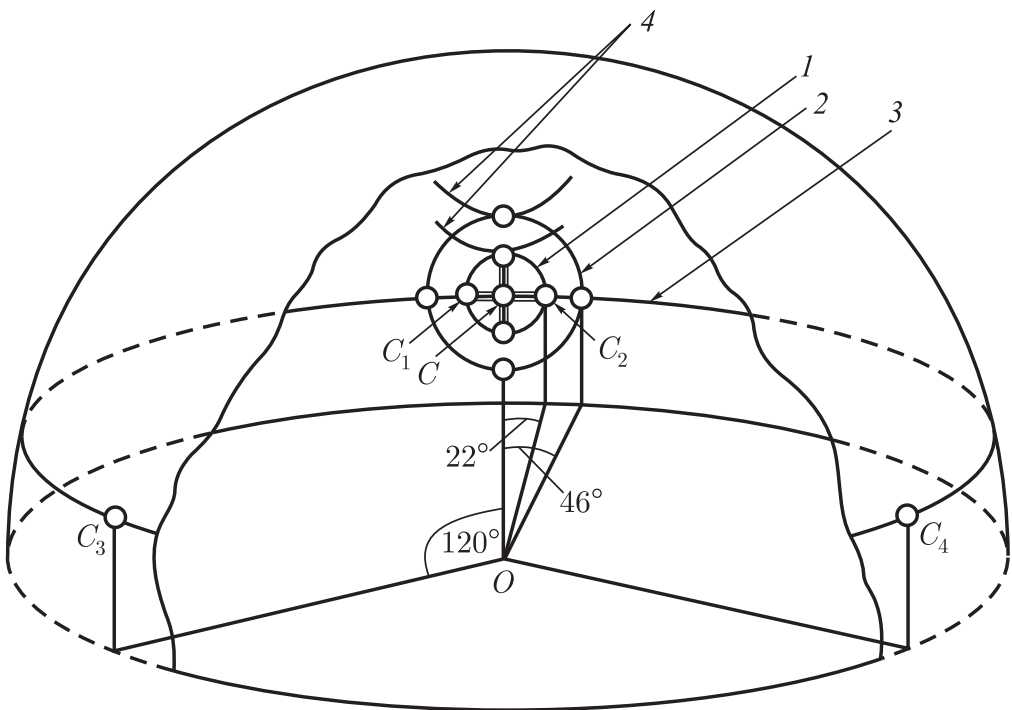


Рис. 6.35

ризонта. Солнце и все элементы гало наблюдатель видит как бы размещенными на небосводе — сфере, опирающейся на линию горизонта. Солнце обозначено C . Вокруг солнца видны два светящихся кольца: 1 с угловым радиусом 22° — *малое гало* и кольцо 2 с угловым радиусом 46° — *большое гало*. Можно видеть также горизонтальную светящуюся окружность 3 (так называемый *паргелический круг*): чтобы увидеть ее целиком, наблюдатель должен повернуться вокруг своей оси на 360° . На рисунке показаны всевозможные *ложные солнца*, C_1 и C_2 обозначают два ложных солнца, которые наблюдаются чаще всего. Через C_3 и C_4 обозначены ложные солнца, отстоящие от настоящего солнца на 120° ; их называют *парантелиями*.

Показаны также дополнительные светящиеся дуги 4, входящие в общую структуру гало. Само солнце находится в этой структуре в центре *светящегося креста*.

Различные элементы гало можно разбить на две группы: *белые* и *с цветовыми оттенками*. Паргелический круг белый, а малое и большое гало слегка окрашены. Их внутренние края имеют красноватый оттенок, а наружные — фиолетово-синеватый. Если солнце находится относительно высоко над горизонтом, то ложные солнца выглядят практически белыми; они могут иметь слабые цветовые оттенки, соответствующие окраске дуг малого и большого гало. Цвет светящегося креста совпадает с цветом солнечного диска. Он может казаться красноватым, если солнце находится вблизи линии горизонта.

Полная структура гало в действительности никогда не наблюдается целиком. Всякий раз перед наблюдателем возникают только какие-то отдельные *элементы этой структуры*. Так, гало может быть представлено всего лишь кольцом с угловым радиусом 22° . В других случаях малое гало дополняется находящимися на нем ложными солнцами или крестом, который как бы накладывается на солнечный диск. Паргелический круг и большое гало обычно видны не полностью, а частично — в виде отдельных дуг. Чаще всего полностью видно малое гало, но и оно может быть представлено всего лишь отдельными дугами. Иногда никаких колец вообще нет, а видны лишь три солнца — настоящее и два ложных (ложные солнца S_1 и S_2 на рис. 6.35) — см. рис. 6.34, в.

Появление перед наблюдателем тех или иных элементов гало зависит от состояния атмосферы, характера облачности в данном направлении в данный момент, о чем мы подробнее поговорим ниже.

6.5.3. Общие замечания о физике гало. Гало наблюдаются на фоне перисто-слоистых или других облаков, состоящих из ледяных кристаллов. В морозный день кристаллы могут находиться и в воздухе, окружающем наблюдателя. Помните у Джека Лондона: «В воздухе от мороза алмазная пыль»?

Причина возникновения гало — *преломление света в ледяных кристаллах и отражение света от их граней*. Преломление приводит к появлению слегка окрашенных в радужные цвета элементов гало. При отражении образуются белые элементы гало; цвет этих элементов совпадает с цветом солнечного (лунного) диска.

Хотя ледяные кристаллы присутствуют во многих облаках, гало тем не менее наблюдаются относительно редко. Дело в том, что кристаллы льда в облаках обычно имеют неправильную форму. А для возникновения гало важно, чтобы большинство кристаллов было правильной формы — *в виде шестигранных призм*, которые в отдельных случаях могут иметь на торцах шестиугольные пластинки (рис. 6.36). Подчеркнем, что своей симметрией гало обязано правильной форме ледяных кристаллов. При этом существенную роль может играть упорядоченная ориентация в пространстве осей кристаллов. Нетрудно показать, как

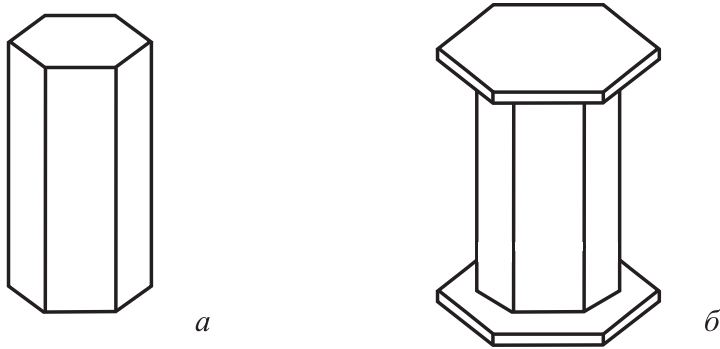


Рис. 6.36

именно возникают те или иные элементы гало в результате преломления и отражения света на ледяных шестигранных призмах. Займемся этим позднее, а пока обратим внимание читателя на то, что гало по своей природе *родственно радуге*. Радуга возникает в результате преломлений и отражений световых лучей в каплях дождя, а гало связано с преломлениями и отражениями света в ледяных кристаллах.

Но есть и различия. Радугу наблюдатель видит в стороне, противоположной солнцу, тогда как для наблюдения колец гало он *должен повернуться к солнцу лицом* (не надо забывать при этом о солнцезащитных очках). Напомним, что основную радугу наблюдатель видит под *наибольшими* для каждого цвета углами отклонения луча, а дополнительную — под *наименьшими* (см. разд. 6.4). Малое и большое гало возникают в результате двукратного преломления лучей в кристаллах-призмах. Наблюдатель видит гало под *наименьшим* углом отклонения светового луча.

6.5.4. Наименьший угол отклонения светового луча в призме. Проследим прохождение монохроматического светового луча через трехгранную призму с *преломляющим углом* θ и показателем преломления n . Изображенный на рис. 6.37, а луч

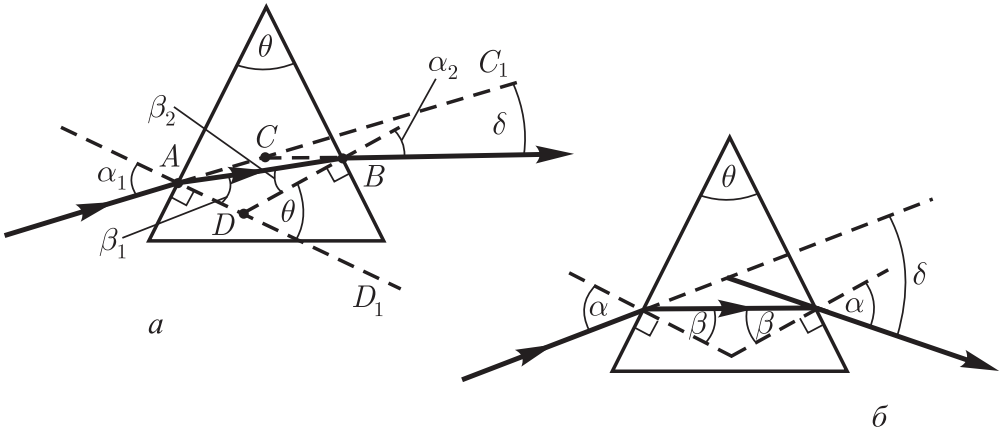


Рис. 6.37

падает на левую грань призмы под углом α_1 . Используя закон преломления в точках A и B , запишем

$$\sin \alpha_1 / \sin \beta_1 = n; \quad \sin \alpha_2 / \sin \beta_2 = n. \quad (6.21)$$

В результате прохождения через призму световой луч отклоняется от первоначального направления на угол C_1CB . Обозначим его δ и будем далее называть *углом отклонения* луча. Учитывая, что $\angle C_1CB = \angle CAB + \angle CBA$, заключаем

$$\delta = (\alpha_1 - \beta_1) + (\alpha_2 - \beta_2). \quad (6.22)$$

Далее заметим, что

$$\angle D_1DB = \angle DAB + \angle ABD = \beta_1 + \beta_2.$$

Поскольку $\angle D_1DB = \angle AOB$, то

$$\beta_1 + \beta_2 = \theta. \quad (6.23)$$

С учетом (6.23) перепишем (6.21) и (6.22) в виде

$$\left. \begin{aligned} \sin \alpha_1 / \sin \beta_1 &= n; \\ \sin \alpha_2 / \sin(\theta - \beta_1) &= n; \\ \delta &= \alpha_1 + \alpha_2 - \theta. \end{aligned} \right\} \quad (6.24)$$

Рассмотрим случай *симметричного хода лучей в призме* — траектория луча симметрична относительно биссектрисы преломляющего угла (рис. 6.37, б). В данном случае

$$\alpha_1 = \alpha_2 = \alpha; \quad \delta = 2\alpha - \theta; \quad \beta_1 = \beta_2 = \beta = \theta/2.$$

С учетом этих равенств перепишем закон преломления $\sin \alpha / \sin \beta = n$ в виде

$$\sin \frac{\delta + \theta}{2} = n \sin \frac{\theta}{2}. \quad (6.25)$$

Отсюда находим

$$\delta = 2 \arcsin \left(n \sin \frac{\theta}{2} \right) - \theta. \quad (6.26)$$

В своих «Лекциях по оптике» Ньютон с помощью геометрических рассуждений доказал, что «при преломлении однородных лучей в призме угол, составляемый падающим и выходящим лучами, получается наибольшим тогда, когда тут и там преломление одинаково». Под однородными лучами Ньютон понимал монохроматические лучи, а под углом, «составляемым падающим и выходящим лучами», — угол ACB (см. рис. 6.37, а), т. е. равный $180^\circ - \delta$. Итак, *угол отклонения светового луча при прохождении через призму оказывается наименьшим при симметричном ходе луча.*

Докажем это утверждение, используя дифференцирование. Будем рассматривать угол отклонения луча δ как функцию угла β_1 , однозначно связанного с углом падения луча на входную грань призмы. Согласно третьему уравнению системы (6.24)

$$\delta(\beta_1) = \alpha_1(\beta_1) + \alpha_2(\beta_2) - \theta.$$

Чтобы найти значение угла β_1 , при котором угол δ минимален, надо продифференцировать функцию $\delta(\beta_1)$ и приравнять производную нулю:

$$\frac{d\delta}{d\beta_1} = \frac{d\alpha_1}{d\beta_1} + \frac{d\alpha_2}{d\beta_1} = 0. \quad (6.27)$$

Из первого уравнения системы (6.24) следует, что $\alpha_1 = \arcsin(n \sin \beta_1)$, а из второго, что $\alpha_2 = \arcsin[n \sin(\theta - \beta_1)]$. Напомним, что

$$\frac{d}{dx} \arcsin f(x) = \frac{1}{\sqrt{1 - f^2(x)}} \cdot \frac{df}{dx}.$$

Таким образом,

$$\frac{d\alpha_1}{d\beta_1} = \frac{n \cos \beta_1}{\sqrt{1 - n^2 \sin^2 \beta_1}}; \quad \frac{d\alpha_2}{d\beta_1} = -\frac{n \cos(\theta - \beta_1)}{\sqrt{1 - n^2 \sin^2(\theta - \beta_1)}}.$$

Подставляя эти производные в (6.27), находим

$$\sqrt{1 - n^2 \sin^2(\theta - \beta_1)} \cos \beta_1 = \sqrt{1 - n^2 \sin^2 \beta_1} \cos(\theta - \beta_1),$$

или

$$\sqrt{(1 - \sin^2 \beta_1)(1 - n^2 \sin^2(\theta - \beta_1))} = \sqrt{(1 - n^2 \sin^2 \beta_1)[1 - \sin^2(\theta - \beta_1)]}.$$

Отсюда получаем $\beta_1 = \theta/2$, что как раз и соответствует симметричному ходу луча через призму.

6.5.5. Объяснение возникновения малого гало. Малое гало возникает вследствие показанного на рис. 6.38, *а* двукратного преломления луча в шестигранной призме (ледяном кристалле). Это соответствует прохождению луча сквозь трехгранную призму с преломляющим углом $\theta = 60^\circ$. Выходящие из кристаллов лучи будут наиболее сгущены, если они испытают в призме наименьшее отклонение. Выше мы выяснили, что такая ситуация отвечает *симметричному* ходу лучей в призме. Именно она изображена на рис. 6.38, *а*. Чтобы найти угол отклонения луча δ в рассматриваемом случае, воспользуемся формулой (6.26), положив там $\theta = 60^\circ$ и $n = 1,31$ (показатель преломления льда вблизи 0°C для желтых лучей). В результате получим $\delta = 22^\circ$. Таким образом, наблюдатель будет видеть светящееся кольцо с угловым радиусом 22° — рис. 6.38, *б*.

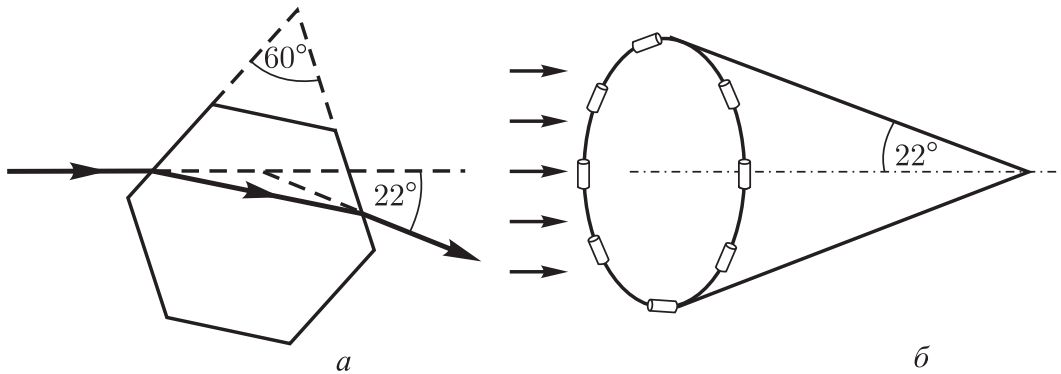


Рис. 6.38

Нетрудно понять, что интенсивность свечения кольца будет одинаковой по всей его окружности лишь при условии, что оси шестигранных ледяных призм ориентированы *беспорядочно*. Если же имеется *преимущественная ориентация* осей призм, то отдельные участки кольца будут более яркими по сравнению с другими участками; возможно, что наблюдатель увидит не полное кольцо, а только некоторые его части.

До сих пор мы полагали, что через призму проходят монохроматические лучи. Показатель преломления льда $n = 1,31$ соответствует желтым лучам. В действительности же в ледяных кристаллах преломляются лучи с разными длинами волн. Поэтому кольцо гало оказывается, строго говоря, окрашенным в цвета радуги. Наименьший угол отклонения для красных лучей равен $21^\circ 30'$ ($n = 1,307$), а для фиолетовых лучей $22^\circ 20'$ ($n = 1,317$), поэтому внутренний край кольца гало окрашен в красный цвет, а наружный в фиолетовый. Сопоставляя эти результаты с соответствующими данными для радуги, приведенными в п. 6.4.7,

закключаем, что угловая ширина кольца малого гало по крайней мере в два раза меньше угловой ширины радуги.

Заметим, что небо внутри малого гало часто кажется чуть-чуть темнее, чем вне гало. Это очень напоминает явление легкого затемнения неба между основной и дополнительной радугами (александрова полоса) и объясняется похожим образом.

6.5.6. Объяснение возникновения большого гало.

Большое гало возникает вследствие двукратного преломления луча в шестигранной ледяной призме, показанного на рис. 6.39. Такое же преломление испытал бы луч в трехгранной призме с преломляющим углом $\theta = 90^\circ$. Подставляя $\theta = 90^\circ$ и $n = 1,31$ в формулу (6.26), находим $\delta = 46^\circ$. Наблюдатель увидит кольцо с угловым радиусом 46° .

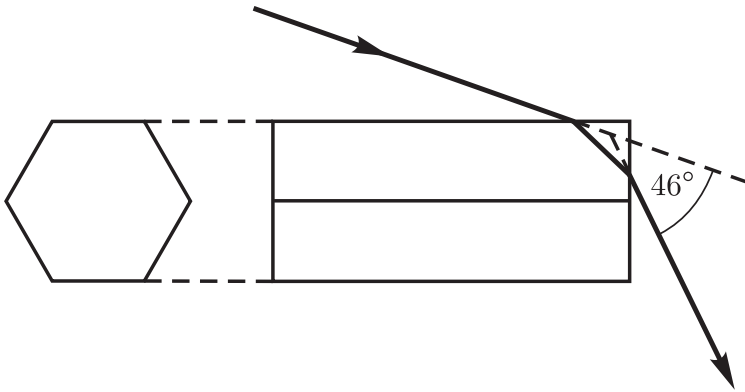


Рис. 6.39

Выше отмечалось, что в случае вертикально ориентированных шестигранных ледяных призм наблюдаются только боковые части малого гало. Что же касается большого гало, то в данном случае будет наблюдаться лишь его верхняя часть (нижняя часть обычно оказывается ниже линии горизонта).

Зависимость показателя преломления льда от длины световой волны приводит к тому, что большое гало, как и малое, окрашено в радужные цвета. Чередование цветов в большом гало такое же, как в малом. Красный (внутренний) край большого гало наблюдатель видит под углом $45^\circ 10'$, а фиолетовый (внешний) край — под углом $48^\circ 10'$.

6.5.7. Горизонтальный (паргелический) круг, столбы и кресты. Предположим, что ледяные кристаллы ориентированы в пространстве таким образом, что их основные отражающие грани оказываются вертикальными. В этом случае *благодаря отражениям от указанных граней* и возникает белая светящаяся горизонтальная полоса шириной, соответствующей ширине

солнечного диска, и на одной высоте с последним. Ее называют *паргелическим кругом*; он хорошо виден на рис. 6.34, б. Естественно, что упорядоченная ориентация кристаллов имеет место обычно не во всех, а только в некоторых направлениях от наблюдателя. Поэтому он видит паргелический круг, как правило, не полностью, а лишь отдельные его части.

Если отражающие плоскости ледяных кристаллов ориентированы почти горизонтально, то может наблюдаться светящийся вертикальный столб, проходящий через солнечный диск.

Предположим теперь, что в воздухе много ледяных кристаллов, имеющих форму, показанную на рис. 6.36, б. Медленно падая на землю, эти кристаллы ведут себя как парашюты: их оси будут ориентированы в основном вертикально. Отражение света от боковых поверхностей приведет к появлению горизонтальной светящейся полосы, проходящей через солнечный диск. Отражение же от поверхностей шестиугольных пластинок на торцах кристаллов обусловит вертикальную светящуюся полосу. В результате наблюдатель увидит светящийся крест, в центре которого находится солнечный диск (рис. 6.34, а).

6.5.8. Ложные солнца (луны). Ложные солнца (*паргелии*) и ложные луны (*парселены*) возникают на пересечениях малого, а также большого гало с горизонтальным паргелическим крутом и вертикалью, проходящей через солнечный (лунный) диск. Их возникновение можно объяснить, воспользовавшись сделанными ранее замечаниями. Указанные элементы гало являются следствием преломлений и отражений света на шестигранных ледяных призмах, ориентированных определенным образом в пространстве. Например, показанные на рис. 6.35 ложные солнца S_1 и S_2 возникают, когда шестигранные ледяные призмы ориентированы в основном вертикально (см. также фотографии на рис. 6.34, б и особенно на рис. 6.34, в).

Неоднократно высказывались предположения, что в некоторых случаях ложные солнца могли ассоциироваться с так называемыми летающими тарелками. Очевидцы их появления могли оказаться наблюдателями четко выраженных паргелиев или парселен, возникших в отсутствие малого гало.

Отдельно поговорим о возникновении ложных солнц, называемых *парантелиями*. Напомним, что они наблюдаются на паргелическом круге на угловых расстояниях 120° от солнечного диска (речь идет о ложных солнцах S_3 и S_4 на рис. 6.35). Парантелии возникают вследствие двукратного отражения лучей от боковых граней шестигранных ледяных призм, сросшихся

попарно (рис. 6.40, *a*). При этом необходимо, чтобы оси призм были ориентированы вертикально.

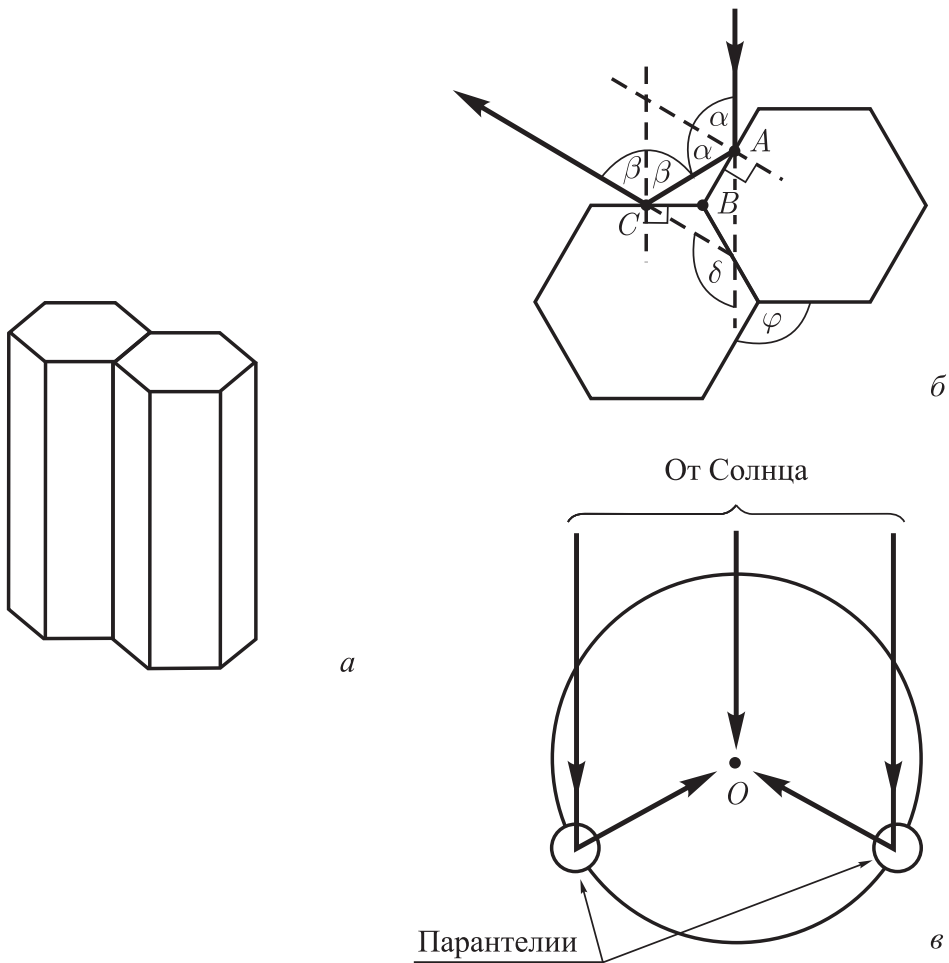


Рис. 6.40

Пусть δ — угол отклонения луча в результате двукратного отражения, показанного на рис. 6.40, *б*. Предположим, что ориентация призм по отношению к падающему лучу такова, что угол его падения на первую отражающую грань равен α . Обозначим β угол падения луча на вторую отражающую грань. В результате первого отражения световой луч повернется на угол $180^\circ - 2\alpha$, а в результате второго — на угол $180^\circ - 2\beta$. Полный угол поворота

$$\delta = 360^\circ - 2(\alpha + \beta). \quad (6.28)$$

Рассматривая треугольник ABC , заключаем, что

$$\varphi + (90^\circ - \alpha) + (90^\circ - \beta) = 180^\circ,$$

следовательно, $\alpha + \beta = \varphi$. Подставляя этот результат в (6.28), находим: $\delta = 360^\circ - 2\varphi$. Так как $\varphi = 120^\circ$, окончательно получаем: $\delta = 120^\circ$. Таким образом, наблюдатель увидит парантелии на угловых расстояниях 120° от солнечного диска (рис. 6.40, в).

Завершая обсуждение гало, приведем небольшую выдержку из книги М. Миннарта «Свет и цвет в природе».

«...Существует тенденция описывать явления гало, считая их более совершенными, чем они есть на самом деле. Важно учитывать степень развития каждого конкретного явления гало, оценивая его интенсивность и протяженность его видимой части. Усредняя наблюдения, можно в большинстве случаев исключить влияние случайных “неправильностей” в распределении облаков. Особенно яркое гало отличается (также в среднем) большой протяженностью. Умеренно разреженный слой облаков наиболее благоприятен для развития гало. Очень разреженные слои содержат мало кристаллов, а очень плотные не пропускают достаточно света и, кроме того, интенсивно рассеивают его во всех направлениях».

Глава 7

НЕБЕСНЫЕ СПОЛОХИ В ВЕРХНЕЙ АТМОСФЕРЕ

§ 7.1. Солнечный ветер и магнитосфера Земли

7.1.1. Солнечный ветер. Земной шар находится относительно близко от Солнца — всего на расстоянии ста его диаметров. С одной стороны, это надо рассматривать как счастливое обстоятельство — ведь Солнце является основным источником энергии, питающим все процессы, происходящие на Земле. С другой стороны, близость к Солнцу создает фактор опасности, поскольку мы оказываемся под достаточно сильным действием всего того, что испускает наше светило. А испускает оно, во-первых, *электромагнитное (световое) излучение* и, во-вторых, *потоки заряженных частиц* — электронов, протонов и в небольшой мере альфа-частиц. Потоки этих частиц представляют собой *истечение плазмы солнечной короны*. Их называют *солнечным ветром*.

Из-за наличия солнечного ветра Солнце ежесекундно теряет около миллиона тонн вещества. Интенсивность солнечного ветра складывается из интенсивностей так называемых *медленных* и *быстрых* потоков частиц. Первые характеризуются скоростями 300–400 км/с, а вторые — скоростями 600–700 км/с (на уровне земной орбиты). Медленные потоки стационарны, они порождаются «спокойной» частью солнечной короны, имеющей температуру $(1-3) \cdot 10^6$ К. Быстрые потоки нестационарны; они действуют с периодом 27 сут (периодом вращения Солнца вокруг своей оси). Эти потоки связаны с «корональными дырами» — областями короны с пониженной температурой около $8 \cdot 10^5$ К и со структурой магнитного поля Солнца. Средняя концентрация частиц солнечного ветра на уровне земной орбиты составляет примерно 10^7 м⁻³.

Надо заметить, что термин «солнечный ветер» не вполне удачен. При рассмотрении пока еще фантастических проектов использования в космических полетах *солнечных парусов*

представляется естественным полагать, что эти паруса будет надувать солнечный ветер. Получается, что космический парусник должен двигаться под действием силы давления солнечного ветра, т. е. силы давления со стороны потоков солнечных электронов и протонов. Но в действительности сила давления солнечного света (электромагнитного излучения Солнца) в несколько тысяч раз превышает силу давления солнечного ветра. Всегда направленные в противоположную от Солнца сторону хвосты комет образуются за счет давления света, а не солнечного ветра.

Итак, земной шар находится под воздействием электромагнитного излучения Солнца и солнечного ветра. От излучения Солнца его защищает *атмосфера*. Правильнее сказать, что она обеспечивает установление *радиационного баланса*, при котором одна часть солнечного излучения (примерно треть) сразу отражается в космос, а другая поглощается атмосферой и земной поверхностью, чтобы, превратившись в конечном счете в инфракрасное излучение самой Земли, тоже отправиться в космос. Об этом у нас был обстоятельный разговор в гл. 1. Напомним, что озоновый слой атмосферы в буквальном смысле играет роль щита, защищающего Землю от губительного для живой природы жесткого излучения с длинами волн менее 320 нм. А вот от солнечного ветра атмосфера Земли не защищает.

Очевиден вопрос: что же защищает нашу планету от солнечного ветра? Ее защищает от него *магнитное поле Земли*, иначе говоря, *магнитосфера Земли*.

7.1.2. Магнитосфера Земли. Земной шар — большой магнит. Как и вокруг обычного магнита, вокруг Земли наблюдается магнитное поле; его называют *геомагнитным полем*. Область околопланетного пространства, физические свойства которой определяются геомагнитным полем и его взаимодействием с солнечным ветром, называют *магнитосферой Земли*.

Использование компасов в мореходстве началось в Европе в XI–XII веках. В те времена полагали, что стрелка компаса ориентируется по меридиану благодаря воздействию на нее Полярной звезды. В 1600 году английский физик и врач *Уильям Гильберт* доказал, что Земля является большим магнитом и что, следовательно, на стрелку компаса воздействует не Полярная звезда, а магнитное поле Земли. Правда, Гильберт ошибочно полагал, что магнитные полюса Земли совпадают с географическими. В действительности же они не только не совпадают, но, в отличие от географических полюсов, положения магнитных полюсов изменяются со временем. При этом Северный

магнитный полюс находится в Южном полушарии (его географические координаты в 2001 году: $64^{\circ}40'$ ю.ш., $138^{\circ}07'$ в.д.), а Южный магнитный полюс находится в Северном полушарии (его географические координаты в 2001 году: $81^{\circ}18'$ с.ш., $110^{\circ}48'$ з.д.).

Упрощенная картина линий магнитной индукции геомагнитного поля, напоминающая картину линий поля обыкновенного полосового магнита, показана на рис. 7.1. Такой ее представляли всего полвека назад. Новейшие исследования геомагнитного поля, начавшиеся с запусками искусственных спутников Земли, показали, что изображенная на рис. 7.1 картина не соответствует действительности.

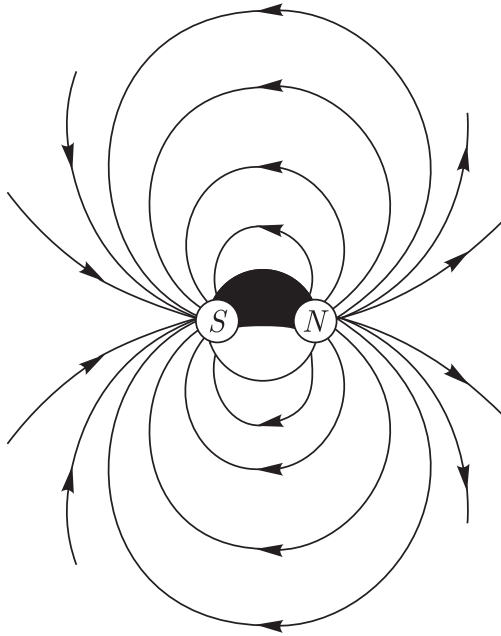


Рис. 7.1

Оказалось, что на геомагнитное поле существенно влияет солнечный ветер. Из-за этого влияния магнитосфера на дневной стороне земного шара сильно отличается от магнитосферы на ночной стороне. Действительная картина линий магнитной индукции геомагнитного поля показана на рис. 7.2. Солнечный ветер как бы поджимает поле с дневной стороны; здесь магнитосфера простирается на расстояние, равное примерно десяти земным радиусам (около 70 тыс. км). На ночной же стороне линии поля оказываются отброшенными далеко от Земли, образуя длинный хвост. Здесь магнитосфера Земли простирается на расстояние более сотни земных радиусов (больше 1 млн км), что было установлено при помощи искусственных спутников Земли.

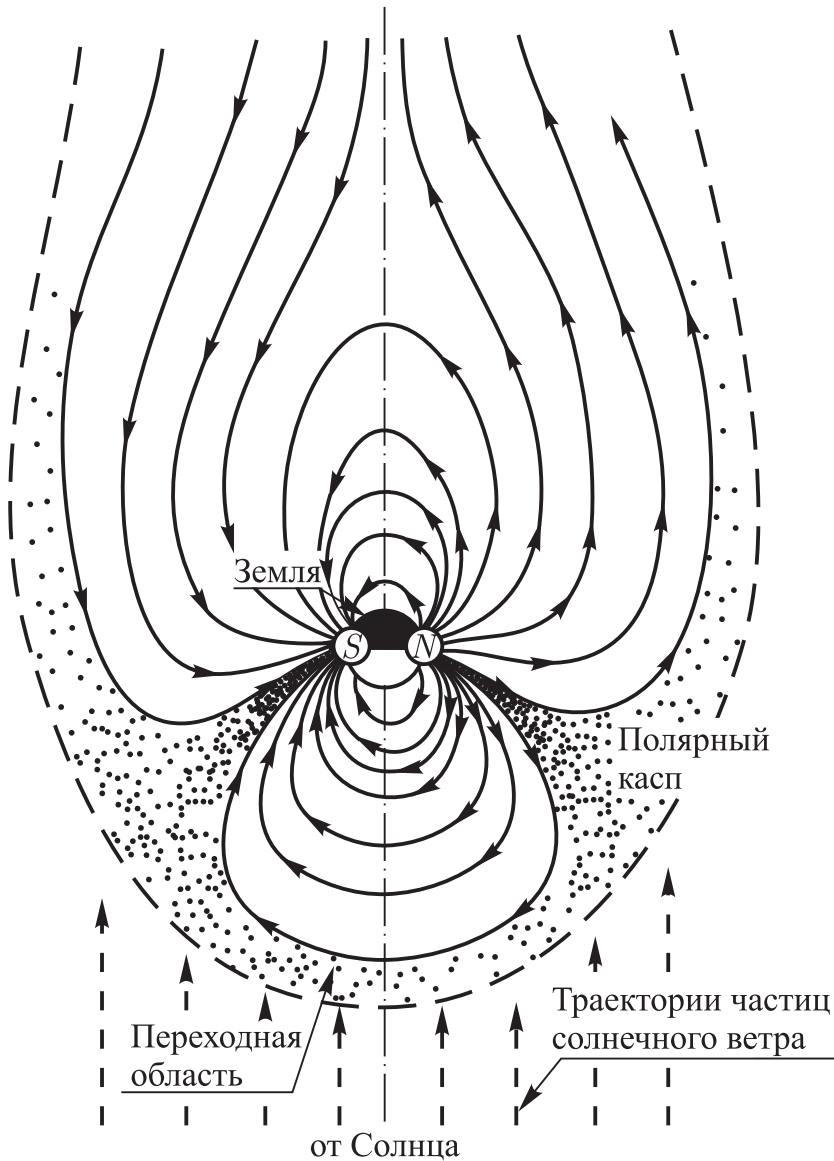


Рис. 7.2

Граница магнитосферы изображена на рис. 7.2 в виде штриховой кривой. Обратим внимание на то, что в магнитосфере имеется так называемая *переходная область*. Магнитное поле внутри нее находится в «неорганизованном» виде, оно здесь нерегулярно меняется, не имеет определенных линий магнитной индукции. Отдельно отметим район переходной области, называемый *полярным каспом*. Полярный касп, постепенно сужаясь, достигает фактически верхних слоев атмосферы вблизи Северного и Южного магнитного полюсов, обозначенных *N* и *S* соответственно.

Каким образом магнитосфера защищает Землю от солнечного ветра? Прежде чем ответить на этот вопрос, надо познакомиться с тем, как движутся в магнитном поле заряженные частицы.

7.1.3. Сила Лоренца. Предположим, что частица с зарядом q движется в магнитном поле. Пусть в некоторый момент времени скорость частицы \vec{v} , а магнитная индукция поля в этот момент в точке пространства, где находится частица, \vec{B} . В рассматриваемый момент времени на частицу будет действовать со стороны магнитного поля сила \vec{F} , определяемая следующей формулой:

$$\vec{F}/q = \vec{v} \times \vec{B}, \quad (7.1)$$

где \times означает *векторное произведение*. Эта формула была установлена нидерландским физиком *Хендриком Лоренцем*. Поэтому силу \vec{F} называют *силой Лоренца*.

Ранее мы уже познакомились с понятием векторного произведения двух векторов (см. п. 3.3.4, а также рис. 3.6). Поэтому понятно, что модуль силы Лоренца описывается соотношением

$$F = |q|vB \sin \beta, \quad (7.2)$$

где β — меньший из двух углов между направлениями сомножителей \vec{v} и \vec{B} . Направление вектора \vec{F}/q перпендикулярно плоскости векторов-сомножителей.

Последнее означает, в частности, что *сила Лоренца в любой момент времени перпендикулярна скорости частицы*. Следовательно, эта сила не может совершать работу. Она не может ни увеличить, ни уменьшить энергию частицы, а лишь изменяет направление ее движения. Короче говоря, *сила Лоренца изменяет направление вектора \vec{v} , оставляя неизменным его модуль*.

На рис. 7.3 наряду с векторами \vec{v} и \vec{B} показаны векторы \vec{F}_p/q (для положительно заряженной частицы, например протона, $q > 0$) и \vec{F}_e/q (для отрицательно заряженной частицы, например электрона, $q < 0$). Обе частицы имеют одну и ту же скорость. Векторы \vec{F}_p/q и \vec{F}_e/q направлены перпендикулярно плоскости S , в которой лежат векторы \vec{v} и \vec{B} . Направление вектора \vec{F}_p/q определяется по *правилу правого винта*, если мысленно поворачивать вектор \vec{v} к вектору \vec{B} в сторону меньшего угла между ними (угла β). Направление вектора \vec{F}_e/q , естественно, противоположно направлению вектора \vec{F}_p/q .

7.1.4. Движение заряженной частицы в однородном магнитном поле. Напомним, что магнитное поле называют *однородным*, если его магнитная индукция одинакова во всех точках. Линии магнитной индукции такого поля представляют собой семейство взаимно параллельных прямых. Всякое реальное поле

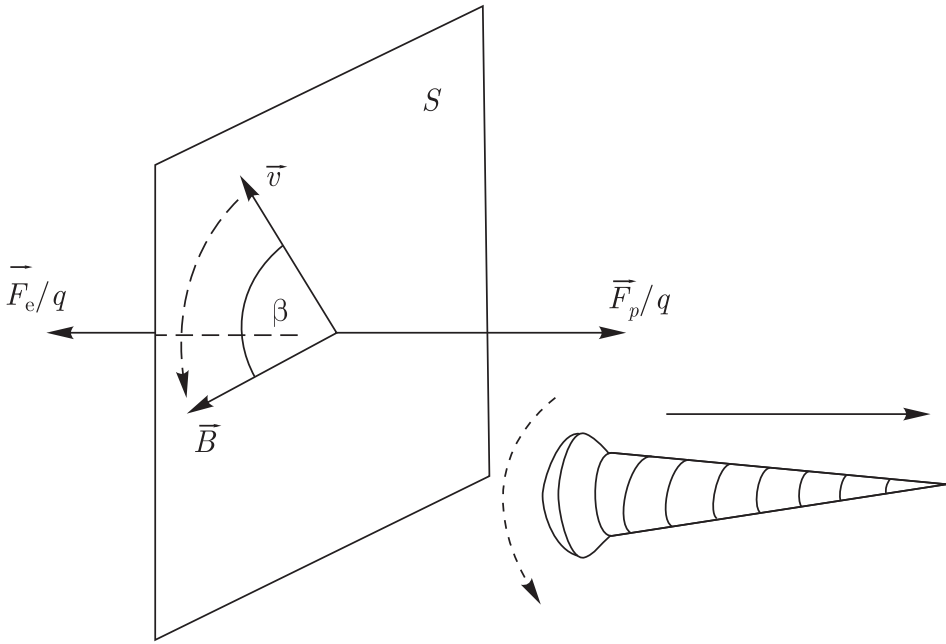


Рис. 7.3

неоднородно; однородное поле — идеализация. Однако идеализация эта весьма полезная, поскольку в пределах достаточно малой области пространства поле практически всегда можно приближенно считать однородным. Поэтому, прежде чем переходить к магнитному полю Земли (являющемуся, разумеется, неоднородным), рассмотрим однородное магнитное поле и выясним, как будет двигаться в нем заряженная частица.

Предположим, что частица массы m с положительным зарядом q влетает в однородное поле со скоростью \vec{v} , направленной перпендикулярно линиям магнитной индукции: $\vec{v} \perp \vec{B}$. Обозначим K плоскость, перпендикулярную вектору \vec{B} (линиям магнитной индукции). Частица будет двигаться в этой плоскости по окружности под действием силы Лоренца \vec{F} , играющей роль центростремительной силы. В этом нетрудно убедиться, обратившись к рис. 7.4, а. Сила Лоренца изображена здесь для точек A и C траектории частицы (траектория показана штриховой окружностью). Всякий раз для выявления направления этой силы надо мысленно поворачивать вектор \vec{v} к вектору \vec{B} и применять правило правого винта. Из (7.2) следует, что в рассматриваемом случае $F = qvB$. Радиус окружности R , описываемой частицей (его называют *гирорадиусом*), найдем, воспользовавшись вторым законом Ньютона, который в данном случае имеет вид

$$qvB = m \frac{v^2}{R} \quad (7.3)$$

(здесь, напоминаем, v^2/R — модуль центростремительного ускорения). Из (7.3) следует, что

$$R = mv/(qB). \quad (7.4)$$

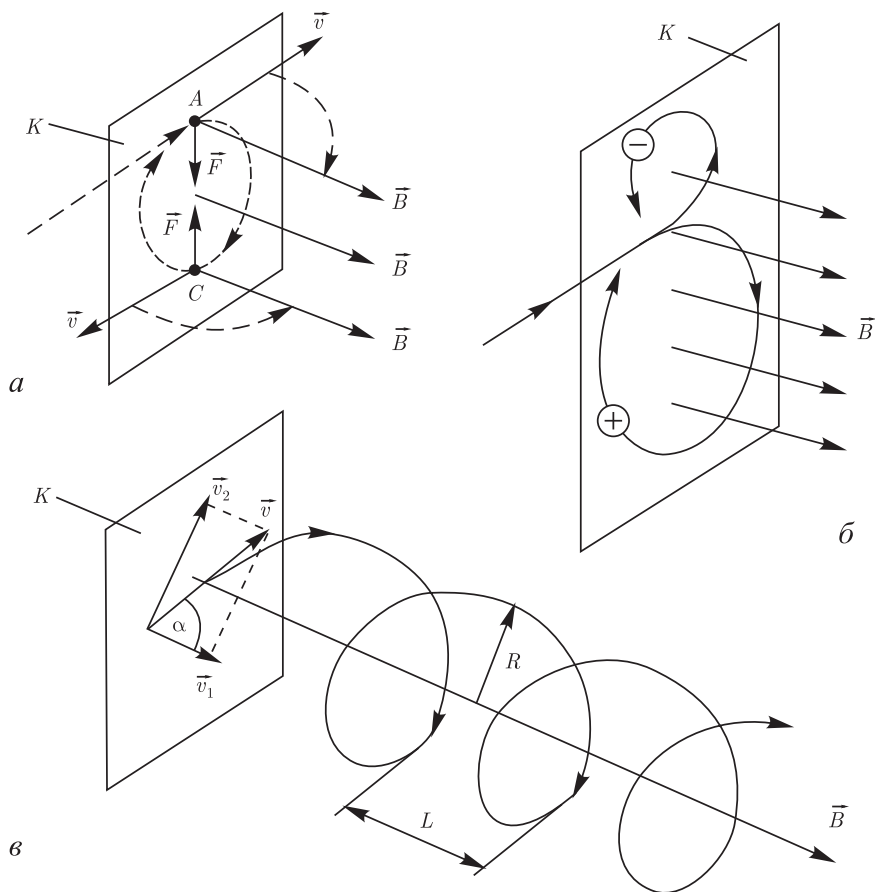


Рис. 7.4

Рис. 7.4, *а* относится к частице с положительным зарядом; в этом случае сила Лоренца совпадает по направлению с векторным произведением $(\vec{v} \times \vec{B})$. Если у частицы отрицательный заряд, то направление силы Лоренца будет совпадать с направлением вектора $-(\vec{v} \times \vec{B})$. Такая частица совершает движение по окружности вокруг линии магнитной индукции в направлении, обратном по отношению к направлению движения положительно заряженной частицы. На рис. 7.4, *б* сопоставляются движения частиц с зарядами разных знаков. Если смотреть навстречу силовым линиям поля, то положительно заряженная частица должна совершать поворот по часовой стрелке, а отрицательно заряженная частица — против часовой стрелки.

Задача. Чему равен гирорадиус протона, если известно, что гирорадиус электрона, имеющего такую же энергию, равен $R_e = 5$ м? Масса протона в 1840 раз больше массы электрона.

Обозначим через m и M массы электрона и протона, а через v_e и v_p — модули их скорости. В соответствии с (7.4) запишем для электрона $R_e = mv_e/(qB)$ и для протона $R_p = Mv_p/(qB)$. Отсюда видно, что

$$R_p/R_e = (Mv_p)/(mv_e). \quad (7.5)$$

Так как энергии электрона и протона одинаковы, то $mv_e^2 = Mv_p^2$, и, значит, $v_p/v_e = \sqrt{m/M}$. Подставляя в (7.5), находим

$$R_p/R_e = \sqrt{M/m}. \quad (7.6)$$

Учтем, что $M/m = 1840$ и $R_e = 5$ м. В результате получаем: $R_p = 215$ м.

Теперь предположим, что частица с положительным зарядом q , массой m и скоростью \vec{v} влетает в однородное магнитное поле (магнитная индукция \vec{B}) *под углом α к линиям магнитной индукции*. Разложим вектор \vec{v} на две составляющие: \vec{v}_1 и \vec{v}_2 — соответственно вдоль линий магнитной индукции ($v_1 = v \cdot \cos \alpha$) и перпендикулярно к ним ($v_2 = v \sin \alpha$). Вектор \vec{v}_1 параллелен вектору \vec{B} , и поэтому $\vec{v}_1 \times \vec{B} = 0$; значит, вдоль линий поля частица будет перемещаться с постоянной скоростью (со скоростью v_1). В то же время она будет совершать обороты вокруг линии магнитной индукции со скоростью v_2 . В соответствии с (7.4) радиус оборотов (гирорадиус частицы)

$$R = mv_2/(qB) = mv \sin \alpha/(qB). \quad (7.7)$$

Таким образом, *частица будет двигаться по спиральной траектории, которая как бы намотана на линию магнитной индукции*. Эта спираль для положительно заряженной частицы изображена на рис 7.4, в. Здесь R и L — соответственно *радиус и шаг* спирали.

Найдем шаг спирали L . Так как движение частицы вдоль вектора \vec{B} равномерное, то $L = v_1 T$, где $T = 2\pi R/v_2$ — период обращения частицы вокруг линии магнитной индукции. Учитывая (7.7), находим

$$L = 2\pi v_1 m/(qB) = 2\pi v \cos \alpha/(qB). \quad (7.8)$$

7.1.5. Движение электрона в геомагнитном поле. Теперь нетрудно представить, как должна двигаться заряженная частица в *неоднородном* магнитном поле. Для определенности будем рассматривать движение электрона. Как и в однородном магнитном поле, он будет описывать спиральную траекторию вокруг линии магнитной индукции. Однако, в отличие от однородного поля, спираль эта обладает двумя особенностями.

Во-первых, по мере перемещения электрона вдоль линии магнитной индукции *радиус спирали теперь не остается неизменным*. Если электрон, перемещаясь, попадает в область *более сильного* поля, то его гирорадиус *уменьшается*; при перемещении же в направлении *ослабления* поля гирорадиус *возрастает*. Это следует непосредственно из (7.7) — ведь гирорадиус пропорционален обратной величине магнитной индукции поля ($R \sim 1/B$).

Во-вторых, изменяется не только гирорадиус. *Изменяется также шаг спирали*. Предположим, что начальная скорость электрона направлена так, что он, описывая спираль, перемещается в область более сильного поля. Можно показать (мы этого делать не будем, чтобы не усложнять изложение), что в этом случае электрон будет встречать *противодействие со стороны поля*. На него будет действовать составляющая силы Лоренца, стремящаяся вернуть электрон назад, и в результате шаг спирали станет постепенно *уменьшаться*. Это видно, в частности, из (7.8) — ведь $L \sim 1/B$. Уменьшение шага будет происходить до тех пор, пока он не обратится в нуль, после чего электрон, продолжая движение по спирали, начнет перемещаться обратно — в область более слабого поля. Теперь все та же составляющая силы Лоренца будет как бы *подгонять электрон*, вследствие чего шаг спирали начнет возрастать.

На рис. 7.5, *а* показана спиралеобразная траектория электрона, перемещающегося в направлении усиления магнитного поля (линии магнитной индукции постепенно сгущаются, если мысленно перемещаться в направлении сверху вниз). Видно, что радиус и шаг спирали постепенно уменьшаются. На рис. 7.5, *б* показана траектория электрона уже после того, как поле заставило его начать перемещение назад; теперь шаг и радиус спирали постепенно возрастают. Если вначале электрон двигался по *сворачивающейся* спирали, то после изменения направления перемещения он движется по *разворачивающейся* спирали. Заметим: когда говорим об изменении (обращении) направления

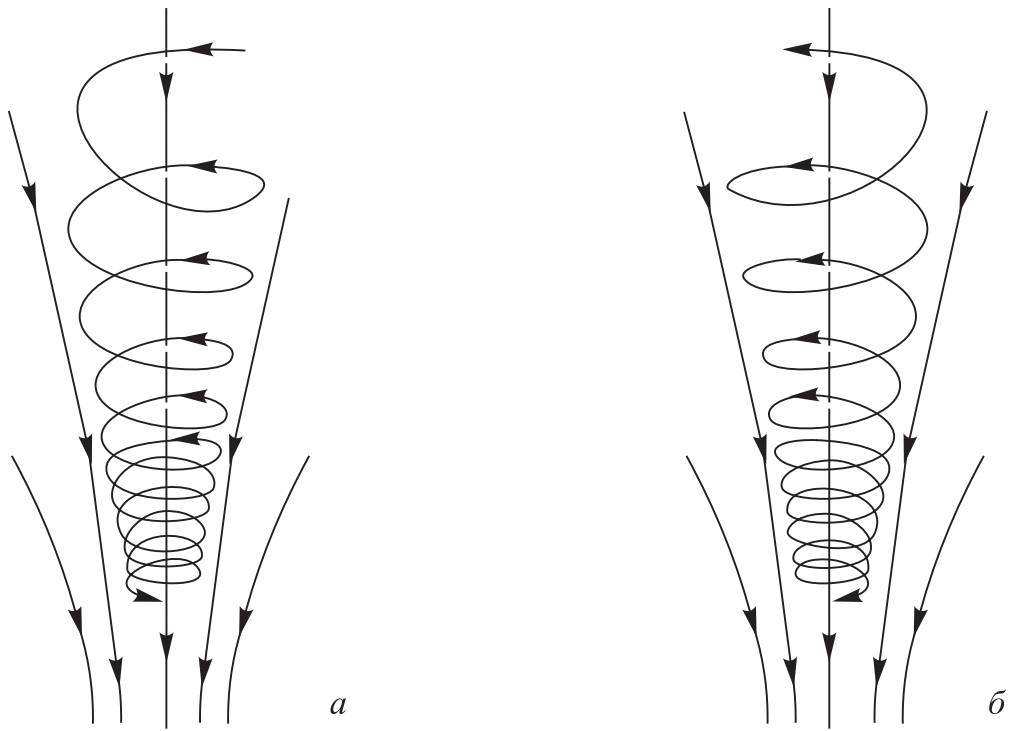


Рис. 7.5

перемещения электрона, мы имеем в виду лишь его перемещение вдоль линии магнитной индукции. Что же касается движения электрона вокруг линии магнитной индукции, то его направление *сохраняется неизменным*: если смотреть на электрон так, чтобы вектор магнитной индукции \vec{B} был направлен на нас, то электрон, как и подобает отрицательно заряженной частице, будет крутиться *против часовой стрелки* как при его приближении к нам, так и при удалении от нас. А вот положительно заряженная частица закручивалась бы *по часовой стрелке*.

Теперь можно перейти, наконец, к рассмотрению движения электрона в геомагнитном поле, линии индукции которого изображены на рис. 7.2 (простоты ради не будем принимать во внимание переходную область магнитосферы). Поток электронов в солнечном ветре, приближаясь к Земле, начинает взаимодействовать с ее магнитным полем. Электроны захватываются геомагнитным полем и далее *движутся по спиральным траекториям вокруг линий магнитной индукции поля*. Эти линии, постепенно сгущаясь, подходят к земной поверхности в приполярных областях. Туда и устремляются закручивающиеся вокруг линий поля электроны (см. рис. 7.6, а).

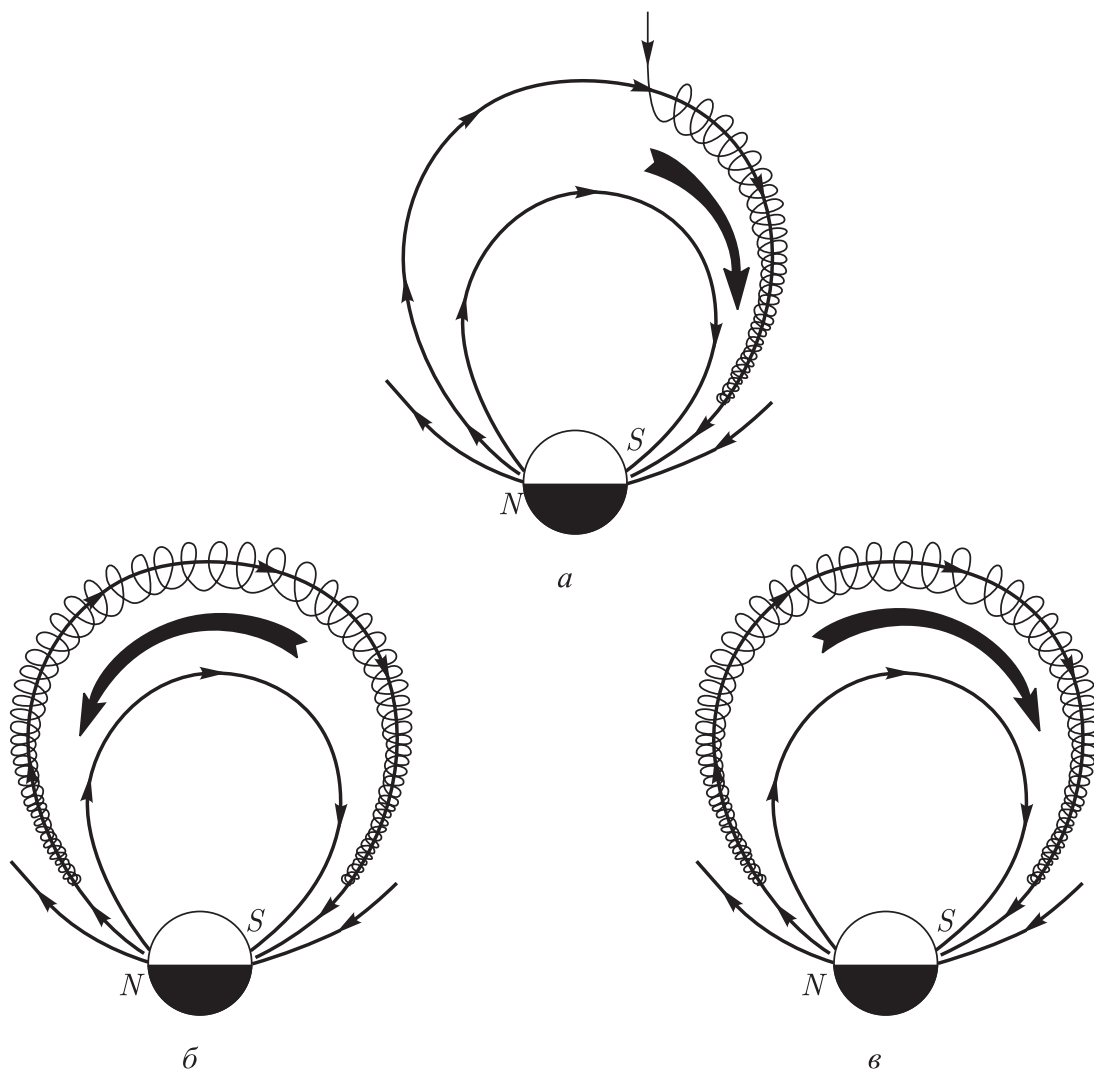


Рис. 7.6

Но достичь поверхности Земли электроны все-таки не могут. Ведь по мере перемещения вдоль линии поля и приближения к земной поверхности электрон попадает в области все более сильного поля. *Неоднородное магнитное поле стремится вытолкнуть заряженную частицу* (в том числе электрон) *в направлении, в котором поле ослабевает*. Значит, на опускающийся в верхней земной атмосфере электрон будет действовать со стороны геомагнитного поля сила, стремящаяся отбросить электрон назад, за верхние слои атмосферы. В результате, опустившись до высоты порядка 100 км, электроны как бы отражаются геомагнитным полем назад. Вдоль тех же самых линий поля они раскручиваются назад — чтобы, следуя этим линиям, начать опускаться к земной поверхности теперь уже в другом полушарии (рис. 7.6, б). Затем состоится новое «отражение» — и электроны отправятся в очередной обратный путь (рис. 7.6, в).

§ 7.2. Наблюдения небесных сполохов (полярных сияний)

Ах, как играет этот Север!
Ах, как пылает надо мной
Разнообразных радуг веер
В его короне ледяной!
Ему, наверно, по натуре
Холодной страсти красота,
Усилием магнитной бури
Преображенная в цвета...

М. А. Дудин

7.2.1. Формы полярных сияний. Российский географ, исследователь Арктики *Георгий Алексеевич Ушаков* дал обстоятельное описание картины *полярного сияния*: «Небо пылало. Бесконечная прозрачная вуаль покрыла весь небосвод; какая-то неведомая сила колебала ее. Вся она горела нежным лиловым светом. Кое-где показывались яркие вспышки и тут же бледнели, как будто на мгновение рождались и рассеивались облака, сотканые из одного света. Сквозь вуаль ярко светили звезды. Вдруг вуаль исчезла. В некоторых местах еще раз вспыхнули лиловые облака. Какую-то долю секунды казалось, что сияние погасло. Но вот длинные лучи, местами собранные в яркие пучки, затрепетали бледно-зеленым светом. Вот они сорвались с места и со всех сторон, быстрые как молнии, метнулись к зениту, на мгновение замерли в вышине, образовали огромный сплошной венец, затрепетали и потухли».

Наблюдаемые полярные сияния отличаются большим разнообразием. Эскимосы называют их *сполохами* и говорят, что они «играют огненными мячами». При всем разнообразии полярных сияний, можно выделить четыре их основные формы.

Наиболее простая форма — *однородная дуга (однородная полоса)*. Она имеет довольно ровное свечение, более яркое в нижней части и постепенно исчезающее вверху. Дуга простирается обычно через весь небосвод в направлении с востока на запад; ее протяженность достигает тысяч километров, тогда как толщина составляет всего несколько километров. Протяженность светящейся полосы в вертикальном направлении измеряется сотнями километров; нижний край полосы находится, как правило, на высотах 100–150 км. Однородные дуги (полосы) бывают беловато-зеленого, а также красноватого или лилового цвета.

Следующая форма полярных сияний — *лучи*. На небе видны тесно выстроившиеся друг за другом узкие вертикальные

светящиеся линии, как будто множество поставленных в ряд мощных прожекторов светят вверх. Для наблюдателя, который смотрит на сияние не сбоку, а непосредственно снизу, лучи представляются сходящимися в вышине (эффект перспективы). Начинаясь с высоты примерно 100 км, лучи уходят вверх на сотни, даже тысячи километров. Все вместе они образуют лучистую полосу. Обычно она зеленоватого цвета. Внизу часто имеет розовато-оранжевую кайму.

Особенно сильное впечатление производят полярные сияния, имеющие форму *лент*, которые могут образовывать складки или закручиваться в спирали. Высоко в небе повисают *гигантские занавеси*, они колышутся, волнуются, меняют очертания и яркость. Толщина этих занавесей порядка километра; они располагаются на высоте примерно от 100 км до 400 км. Окраска лент в основном зеленовато-синяя, с переходом к розоватым и красным тонам в нижней части.

Наконец, надо отметить полярные сияния, имеющие форму *размытых пятен*, похожих на гигантские светящиеся облака; их называют *диффузными пятнами*. Отдельное такое пятно имеет площадь порядка 100 км². Как правило, пятна окрашены в белесые или красноватые тона. Образуются они на высотах около 100 км, а также на высотах 400–500 км.

Различные формы полярных сияний могут возникать одновременно, *накладываясь одна на другую*. Лучи, ленты, пятна вовсе не неподвижны: они *перемещаются* и при этом интенсивность их свечения со временем изменяется. Скорость движения лучей и лент может достигать десятков километров в секунду. В течение ночи можно наблюдать постепенное превращение одних форм сияний в другие. Например, однородная дуга может вдруг разбиться на лучи или превратиться в складки ленты, а последняя может затем распасться на облакообразные пятна.

На рис. 7.7 представлены три фотографии полярных сияний: *а* и *б* — сияния ленточной формы; хорошо видны складки ленты. На фотографии *в* видим наложение друг на друга ленточной и лучистой форм.

7.2.2. Где и когда наблюдаются полярные сияния.

Предположим, что мы смотрим на нашу планету из космоса, находясь где-то над Северным географическим полюсом. Полярные сияния будут образовывать светящийся венчик над планетой, овалом окружающий полюс. Этот овал и есть та область, где полярные сияния наблюдаются наиболее часто;

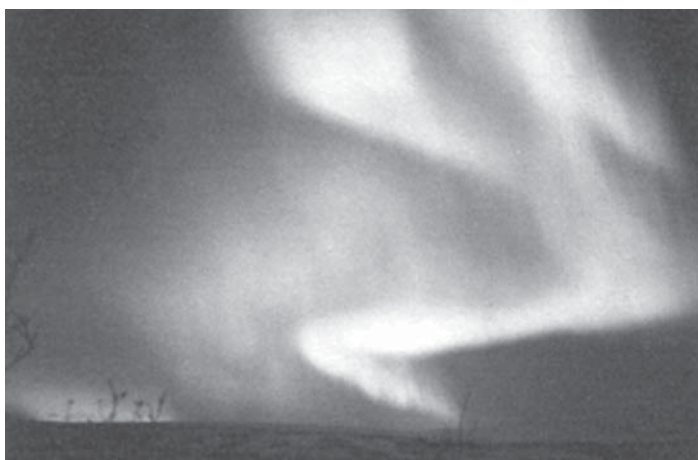
*a**б**в*

Рис. 7.7

она заштрихована на рис. 7.8. Ее называют *овальной зоной* полярных сияний или, иначе, *авроральной зоной*.

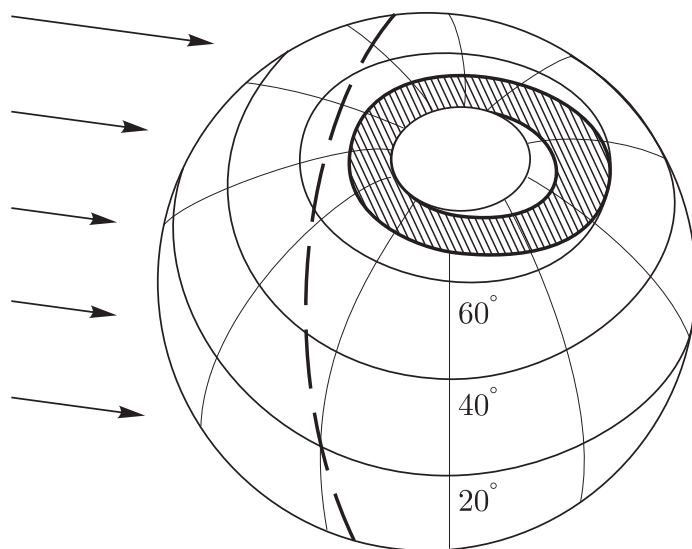


Рис. 7.8

Овал зоны сияний смещен в ночную сторону земного шара, что хорошо видно на рис. 7.8. На дневной стороне (обращенной к Солнцу) зона простирается от широты 75° до широты 80° , а на ночной стороне примерно от 60° до 70° . Положение овала фиксировано по отношению к Солнцу. В течение суток Земля совершает оборот под этим овалом.

Наряду с зоной сияний вблизи Северного полюса существует такая же зона в Южном полушарии — вблизи Южного полюса.

Приведенные данные о размерах и положении овальной зоны полярных сияний относятся к периодам спокойного Солнца — когда солнечная активность находится на среднем уровне. При повышении солнечной активности размеры зоны сияний существенно увеличиваются. После особенно сильных возмущений на Солнце зона сияний может расширяться настолько, что охватит средние и даже низкие широты — вплоть до экватора. При этом заметно возрастает интенсивность свечения сияний.

7.2.3. Магнитные бури. В стихотворении М. А. Дудина, приведенном в качестве эпиграфа, упоминается *магнитная буря*. Что это такое? Подробное и выразительное описание магнитной бури можно найти в дневнике норвежского исследователя Арктики Фритьофа Нансена: «После полудня было редкостное северное сияние. Когда я вышел в шесть часов, яркая дуга была перекинута над южным краем неба. Некоторое время она оставалась спокойной, почти не изменяясь. Затем началось сильное

свечение у ее верхнего края. С минуту продолжалось пылание; затем вдруг свечение распространилось вдоль дуги на запад. К зениту ото всей ленты метнулись лучи и, не успев я опомниться, как вся южная часть неба, от дуги до зенита, оказалась объята светлым пламенем. Оно сверкало и горело, кружилось словно в вихре ветра, лучи летали взад и вперед, то красные и красно-фиолетовые, то желтые, зеленые и ослепительно белые. Вот у основания дуги лучи оказались красными, а наверху желтыми и зелеными, а вот все поменялось наоборот. Выше и выше поднималось пламя; оно достигло северной стороны зенита и на мгновение в нем образовалась великолепная корона. Потом все обратилось в одну крутящуюся огненную массу. Это был точно водоворот огня, красного желтого и зеленого — глаз ослепляло такое зрелище...»

Мы уже отмечали изменчивость и подвижность картины полярного сияния. Но особенно изменчиво и подвижно сияние во время магнитной бури. Оно отличается исключительной динамичностью, яркостью, масштабностью. Все это можно почувствовать, познакомившись с записями в дневнике Нансена.

Если бы мы могли наблюдать магнитную бурю из космоса, то увидели бы существенное расширение светящегося овала авроральной зоны. Во время сильных магнитных бурь полярные сияния могут наблюдать даже жители Средиземноморья и Северной Африки.

Чем же вызывается магнитная буря? Известно, что состояние атмосферы Солнца все время меняется; происходят вспышки, появляются, перемещаются и исчезают солнечные пятна. В этом проявляется солнечная активность. Временами она резко усиливается. Происходит значительное увеличение плотности и скорости солнечного ветра, воздействующего на магнитосферу Земли. В результате магнитосфера претерпевает значительные возмущения, и начинается период магнитных бурь на Земле.

Интерес к магнитным бурям сильно вырос в последние десятилетия. Ученые пришли к заключению, что вызываемые повышением солнечной активности сильные возмущения геомагнитного поля влияют не только на полярные сияния, но (что гораздо важнее) и на состояние земной атмосферы. В частности, существует мнение, что возмущения геомагнитного поля могут быть причиной зарождения мощных циклонов.

Отметим неблагоприятное действие на здоровье людей, оказываемое магнитными бурями. Ухудшается состояние больных, страдающих сердечно-сосудистыми заболеваниями, повышается артериальное давление, изменяется коронарное кровообращение.

Магнитные бури провоцируют в организме таких больных обострения, которые могут привести к гипертоническому кризу, инсульту, инфаркту миокарда. Под действием магнитных бурь изменяются биоритмы. Чем дальше на Север, тем сильнее влияние магнитных бурь на состояние здоровья людей.

§ 7.3. Природа полярных сияний

7.3.1. Эволюция представлений о природе полярных сияний. С древнейших времен люди восхищались величественной картиной полярных сияний и задавались вопросом об их происхождении. Одно из наиболее ранних упоминаний о полярных сияниях находим у *Аристотеля*. В его «Метеорологике», написанной 2300 лет назад, можно прочитать: «Иногда в ясные ночи можно наблюдать на небе множество явлений, например зияния, провалы и кроваво-красную окраску. Причина тут такая: верхний слой воздуха сгущается так, что может воспламеняться, а воспламенение иной раз получается таким, что кажется, будто полыхает пламя...» Там, где жил Аристотель, полярные сияния бывают довольно редко, но все же бывают.

Богиню утренней зари древние римляне называли Авророй. С ее именем они связывали и полярные сияния. Ведь подобно утренней заре эти сияния были окрашены в розовые и красные цвета. С легкой руки римлян термин «аврора» стал впоследствии применяться к полярным сияниям. В настоящее время этот термин закрепился в научной литературе; все явления, связанные с полярными сияниями, принято называть теперь *авроральными явлениями*.

Немало суеверий порождено полярными сияниями. В одних случаях они вызывали страх перед божьим наказанием, в других, напротив, они представлялись небесным воинством, спешающим на помощь. Летописцы повествуют, что во время битвы войск Александра Невского с немцами на льду Чудского озера (1242 г.) вдруг появились на небе сполохи. Согласно легенде, русские воины увидели в этом добрый знак и с удвоенной силой обрушились на противника.

В эстонском эпосе «Каливипоэг» есть такие строки:

На ладьях широкодонных
К нам приходят из-за моря
Корабельщики лихие,
Лютые головорезы...

Так полярное сиянье,
Так нам звезды предсказали!
Душу нам гнетет тревога,
Страхом сердце истомилось!

Древние эсты предсказывали по полярным сияниям не только войну, голод, болезни, но даже изменения погоды. Они верили, что полярное сияние отражает борьбу добрых и злых духов.

Природа полярных сияний оставалась нераскрытой в течение многих столетий. Было высказано немало гипотез, подчас весьма наивных. Например, считалось, что полярные сияния — это отблески солнца, опустившегося за горизонт. Предполагали также, что это свет, который якобы испускают полярные льды во время особенно сильных морозов. Как уже отмечалось, Аристотель полагал, что верхние слои воздуха, сгущаясь, могут воспламеняться, создавая тем самым картину полярного сияния. В учебнике физики XVIII в. в разделе, посвященном сияниям, утверждалось, что «выскакивающие лучи не что иное суть, как зажженные горючие пары» и что «материя северного сияния и молнии одинакова». Все эти утверждения были ошибочными.

Много размышлял над природой полярных сияний *Михаил Васильевич Ломоносов*. В его «Вечернем размышлении о Божием величестве при случае великого северного сияния» есть такие строки:

Но где ж, натура, твой закон?
С полных стран встает заря!
Не солнце ль ставит там свой трон?
Не льдисты ль мещут огонь моря?
Се хладный пламень нас покрыл,
Се в ночь на землю день вступил!..
Что зыблет ясный ночью луч?
Что тонкий пламень в твердь разит?
Как молния без грозных туч
Стремится от земли в зенит?
Как может быть, чтоб мерзлый пар
Среди зимы рождал пожар?

Не отрицая электрической природы полярного сияния, Ломоносов не спешит отождествить сияние с молнией. Не может стремиться от земли в зенит «молния без грозных туч». Особенно важна мысль о том, что полярное сияние — это *холодное*

свечение: «се хладный пламень нас покрыл». Здесь уместно напомнить об опытах Ломоносова со стеклянными шарами.

Ученый откачивал из шаров часть воздуха и воспроизводил внутри них электрический разряд. Он полагал, что природа полярного сияния такая же, как и свечения газового разряда. Ломоносов писал: «Возбужденная электрическая сила в шаре, из которого воздух вытянут, внезапные лучи испускает, которые в мгновение ока исчезают, и в то же время новые на их месте выскакивают, так что непрерывное блистание быть кажется. В северном сиянии всполохи или лучи вид подобный имеют». Отметим также опыты Ломоносова по наблюдению зеленого свечения ртутных паров в откачанной трубке с жидкой ртутью при резких встряхиваниях трубки. Это свечение в еще большей степени походило на холодное свечение полярных сияний.

Наблюдавшееся в опытах Ломоносова свечение в самом деле сродни свечению сияний. Забегая вперед, заметим, что в этом случае наблюдается так называемое *люминесцентное свечение*. Правда, различны причины, вызывающие свечение паров ртути во встряхиваемой трубке, свечение в газовом разряде, свечение полярного сияния. Здесь мы встречаемся с разными видами явления люминесценции. Таким образом, хотя Ломоносову и не удалось установить природу полярного сияния, он все же довольно близко подошел к ее пониманию.

По-настоящему природу полярных сияний удалось установить лишь во второй половине XX в. И хотя остались невыясненные вопросы, все же картина в целом ясна. Это стало возможным благодаря развитию современной физики и успехам в области космических исследований.

7.3.2. Полярное сияние как люминесцентное свечение в верхней атмосфере. Почему светятся различные тела и среды? Причин тому немало. Во-первых, тела и среды могут светиться отраженным или рассеянным светом, как, например, луна на ночном небе или дневное небо. Во-вторых, они могут светиться собственным светом, испускаемым при достаточно высоких температурах (солнце, пламя костра, раскаленная нить обычной электрической лампочки). В-третьих, возможно свечение собственным светом, не связанное с нагреванием. Этот «холодный свет» называют *люминесцентным излучением*. С явлением *люминесценции* мы встречаемся, когда наблюдаем свечение моря, когда смотрим на светящийся экран телевизора, когда пользуемся лампами дневного света. *Свет полярных сияний — это тоже люминесценция.*

Вторгаясь в земную магнитосферу, частицы солнечного ветра (электроны и протоны) захватываются геомагнитным полем, закручиваясь вокруг его линий магнитной индукции. Вращаясь вокруг линий поля, электроны и протоны проникают в пределах зон полярных сияний относительно глубоко в атмосферу — вплоть до высот порядка 100 км (напомним рис. 7.6). Сталкиваясь с атомами и молекулами атмосферного воздуха, частицы солнечного ветра ионизируют и возбуждают их, в результате чего возникает свечение люминесценции, которое, собственно говоря, и есть полярное сияние.

Итак, *полярное сияние — это люминесцентное свечение, возникающее в результате взаимодействия летящих от Солнца электронов и протонов с атомами и молекулами верхней атмосферы Земли.* Появление же электронов и протонов в определенных районах атмосферы и на определенных высотах есть *результат взаимодействия солнечного ветра с магнитным полем Земли.*

7.3.3. Люминесценция. Для люминесценции необходимо, чтобы предварительно в теле накопилась энергия; ее называют *энергией возбуждения*. Эта энергия высвечивается телом (средой) — возникает *излучение люминесценции*. Высвечивание может происходить практически сразу же после получения телом энергии возбуждения — через всего лишь 10^{-8} – 10^{-6} с. В этом случае можно сказать, что тело люминесцирует, пока оно получает энергию возбуждения; прекратилось возбуждение — и тут же прекратилось свечение. Такую люминесценцию называют *флуоресценцией*. В тех случаях, когда люминесценция наблюдается после прекращения возбуждения в течение секунд, минут или даже часов, говорят о *фосфоресценции*. На экране телевизора мы наблюдаем флуоресценцию. Светящийся циферблат часов, светящиеся дорожные указатели — примеры фосфоресцирующих тел.

Люминесценцию полярных сияний следует отнести к флуоресценции.

Далее обратим внимание на то, что *способы возбуждения* люминофоров разнообразны. В связи с этим выделяют разные виды люминесценции (как флуоресценции, так и фосфоресценции). Укажем некоторые виды:

1) *фотолюминесценция* — возбуждение производится светом, поглощаемым люминофором;

2) *хемиллюминесценция* — возбуждение за счет энергии, высвобождающейся при определенных химических реакциях;

3) *электролюминесценция* — возбуждение энергией электрического поля, происходящее при возникновении электрических разрядов в газах;

4) *катодоллюминесценция* — возбуждение за счет энергии пучка электронов, бомбардирующих люминофор.

С катодоллюминесценцией все хорошо знакомы — это люминесценция экрана телевизионной трубки, бомбардируемого управляемым пучком электронов, который сканирует поверхность экрана. Люминесценция (точнее говоря, флуоресценция) полярных сияний — *это тоже катодоллюминесценция*. Она вызывается потоками электронов, которые вторгаются в верхнюю атмосферу Земли. Роль люминесцирующего экрана (люминофора) играет в данном случае сама атмосфера или, правильнее сказать, атомы, молекулы, ионы атмосферы.

Физика люминесценции стала понятной лишь в XX в. — когда была создана *квантовая физика*, объяснившая свойства, поведение, взаимодействия *микрочастиц* (атомов, молекул, ионов). Энергия микрочастицы *квантуется*: принимает лишь некоторые определенные значения. Набор значений энергии различен для разных микрочастиц; ему соответствует набор *энергетических уровней* микрочастицы. В обычном (невозбужденном) состоянии микрочастица находится на самом нижнем уровне; его называют *основным уровнем*. Возбуждение переводит микрочастицу скачком на один из более высоких ее уровней, с которого она затем скачком или несколькими скачками (через промежуточные уровни) возвращается на основной уровень. Скачки вниз сопровождаются во многих случаях *испусканием фотонов*, которые и составляют люминесцентное излучение. Если скачок (его называют *квантовым переходом*) происходит с уровня, имеющего энергию E_2 , на уровень с меньшей энергией E_1 , то испускается фотон с энергией $\varepsilon = E_2 - E_1$. Длина волны света, состоящего из таких фотонов,

$$\lambda = hc/\varepsilon = hc/(E_2 - E_1) \quad (7.9)$$

напомним (1.29). Здесь $h = 6,6 \cdot 10^{-34}$ Дж·с — постоянная Планка, $c = 3 \cdot 10^8$ м/с — скорость света в вакууме. Подчеркнем, что *длина волны люминесцентного излучения определяется структурой энергетических уровней микрочастиц данного люминофора*.

В качестве примера обратим внимание на атомы кислорода в верхней атмосфере, которые могут быть возбуждены в результате бомбардировки их электронами солнечного ветра. Эти атомы затем люминесцируют, т. е. высвечиваются при квантовых

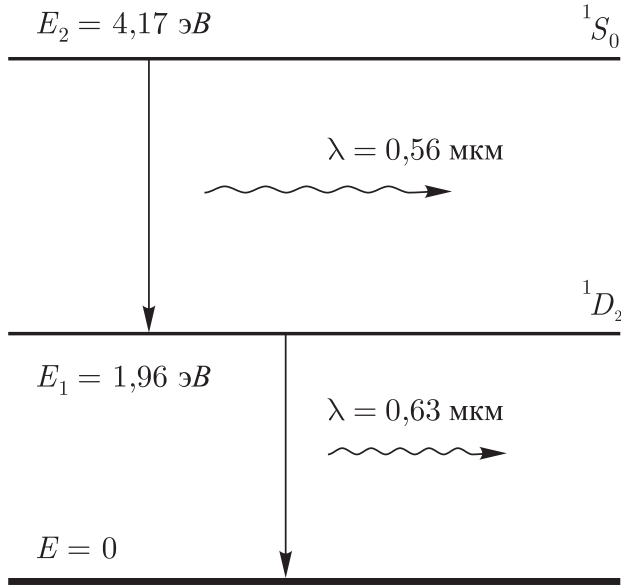


Рис. 7.9

переходах с уровня 1S_0 на уровень 1D_2 и с последнего уровня на основной — рис. 7.9 (смысл обозначений уровней оставим без пояснений). Энергия уровня 1S_0 составляет 4,17 эВ, а уровня 1D_2 — 1,96 эВ. При первом квантовом переходе испускается излучение с длиной волны 0,56 мкм (зеленый свет), а при втором — 0,63 мкм (красный свет).

7.3.4. Возникновение электронных полярных сияний.

Различают два типа полярных сияний — вызываемые потоками космических электронов (*электронные сияния*) и вызываемые потоками протонов (*протонные сияния*). Сразу же отметим, что главную роль играют электронные сияния; вклад протонных сияний в свечение неба относительно невелик. Все формы сияний, имеющие четко выраженную структуру (дуги, лучистые полосы, ленты), обусловлены электронами. Фактически только диффузные пятна могут быть обязаны своим происхождением протонам.

Как возникают электронные полярные сияния? В общих чертах ответ на этот вопрос дан в п. 7.3.2. Любуясь лучистой полосой полярного сияния, следует помнить, что каждый светящийся луч — это светящийся след, оставленный лавиной электронов,

спустившихся вдоль линий геомагнитного поля до высоты примерно 100 км. Можно сказать, что вертикальные лучи, а также вертикальные светящиеся нити лент — все это своеобразная «фотография» линий магнитной индукции земной магнитосферы.

Оговоримся, что описанная в п. 7.1.5 и п. 7.3.2 картина движения электронов, захваченных геомагнитным полем, верна лишь в основном. В действительности все оказывается сложнее. Электроны не просто захватываются и направляются геомагнитным полем. Они еще и *ускоряются*. Это означает, что на электроны действуют не только *магнитные*, но и *электрические* силы, так что (7.1) надо заменить более общей формулой

$$\vec{F}/q = \vec{v} \times \vec{B} + \vec{E}, \quad (7.10)$$

где \vec{E} — напряженность электрического поля в той точке пространства, где в данный момент находится заряженная частица (в общем случае силой Лоренца называют силу \vec{F} , определяемую именно этой формулой). Оказалось, что в появлении электрической силы, действующей на космические электроны, существенную роль играет «хвост» магнитосферы Земли. Именно благодаря ему электроны ускоряются и собираются в лентообразную структуру пучков. Правда, до сих пор не вполне понятно, каким образом все это происходит.

Основную роль в возникновении электронного сияния играют *столкновения космических электронов с атомами и молекулами кислорода и азота*. В этих столкновениях возбуждаются или ионизируются указанные микрочастицы. Возбужденная микрочастица возвращается затем в основное состояние, а ион рекомбинирует со свободным электроном. В обоих случаях возможно испускание фотона люминесцентного излучения. На рис. 7.10 представлен *спектр электронного полярного сияния* и указано происхождение спектральных линий. Ионизированные молекулы

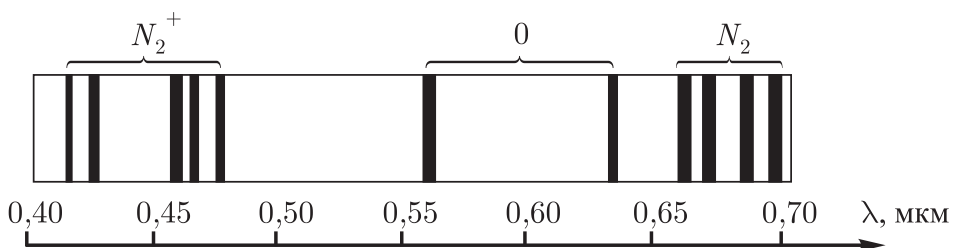


Рис. 7.10

азота высвечивают *синие* и *фиолетовые* линии в спектре, а возбужденные молекулы азота — *красные* линии. Возбужденные атомы кислорода высвечивают *зеленую* и *красную* линии (см. рис. 7.9). Уместно напомнить, что на высотах от 150 км до 500 км атмосфера Земли состоит в основном из атомарного кислорода и молекулярного азота — см. рис. 1.12.

Особенно интенсивными оказываются синие линии азота и зеленая линия атомарного кислорода, вследствие чего электронные полярные сияния окрашиваются преимущественно в сине-зеленые тона.

Интересно рассмотреть, почему, например, красная линия в спектре атомарного кислорода оказывается *значительно слабее* зеленой линии. На рис. 7.9 были изображены квантовые переходы, соответствующие этим спектральным линиям. Все дело во *времени жизни* атома кислорода на уровнях 1S_0 и 1D_2 . Заметим, что время жизни — это *усредненная* величина, получающаяся при рассмотрении большого числа одинаковых атомов. При этом отдельные атомы могут «жить» в данном состоянии дольше, тогда как другие могут очень скоро покинуть это состояние. Уровни 1S_0 и 1D_2 атома кислорода, как оказалось, характеризуются существенно разными временами жизни. Время жизни атома O на уровне 1S_0 составляет 0,7 с, а на уровне 1D_2 — 100 с. Получается, что, оказавшись на уровне 1D_2 , атом кислорода долго «живет» на нем, словно бы «не решаясь» сделать скачок вниз, на основной уровень. А пока атом «медлит», на него может налететь другой атом или свободный электрон; это соударение может привести к тому, что атом O передаст избыток энергии столкнувшейся с ним частице, и испускание фотона с $\lambda = 0,63$ мкм в данном случае не состоится. Практически все атомы кислорода переходят с уровня 1S_0 на уровень 1D_2 , испуская фотон (высвечивается зеленый свет); в то же время лишь немногие атомы, переходя с уровня 1D_2 на основной уровень, испускают фотон. Находящиеся на уровне 1D_2 атомы O попросту не успевают высветиться — столкновения с другими частицами вынуждают их перейти на основной уровень без испускания фотона. Вот почему излучение с $\lambda = 0,56$ мкм (зеленый свет) оказывается существенно интенсивнее, чем излучение с $\lambda = 0,63$ мкм (красный свет).

7.3.5. Возникновение протонных полярных сияний. Как уже отмечалось, в отличие от электронных, протонные сияния *не имеют четко выраженной структуры* — они размыты, имеют вид бесформенных светящихся пятен. Попробуем разобраться, с чем это связано.

Когда протоны, принесенные солнечным ветром, попадают в геомагнитное поле, они, подобно электронам, начинают двигаться по спиральным траекториям вокруг линий магнитной индукции. Гирорадиус протона при тех же значениях его энергии, что и у электрона, существенно больше электронного гирорадиуса (в 40–50 раз: напомним задачу, рассмотренную в п. 7.1.4). Уже поэтому протонные траектории оказываются менее привязанными к линиям магнитной индукции, чем электронные траектории. Но дело не только в этом.

Более существенно то, что во время своего движения в атмосфере протон *может захватить свободный электрон и превратиться в атом водорода*. В результате такого превращения возникает микрочастица, которая уже не подчиняется действию магнитного поля (она электрически нейтральна). Образовавшийся атом водорода по прямой удаляется в сторону от «своей» линии магнитной индукции до тех пор, пока новое столкновение не приведет к потере атомом водорода электрона, после чего тот уже в качестве протона станет закручиваться вокруг новой линии поля. Сказанное поясняет рис. 7.11: в точке A_1 протон захватил электрон и превратился в атом водорода, в точке A_2

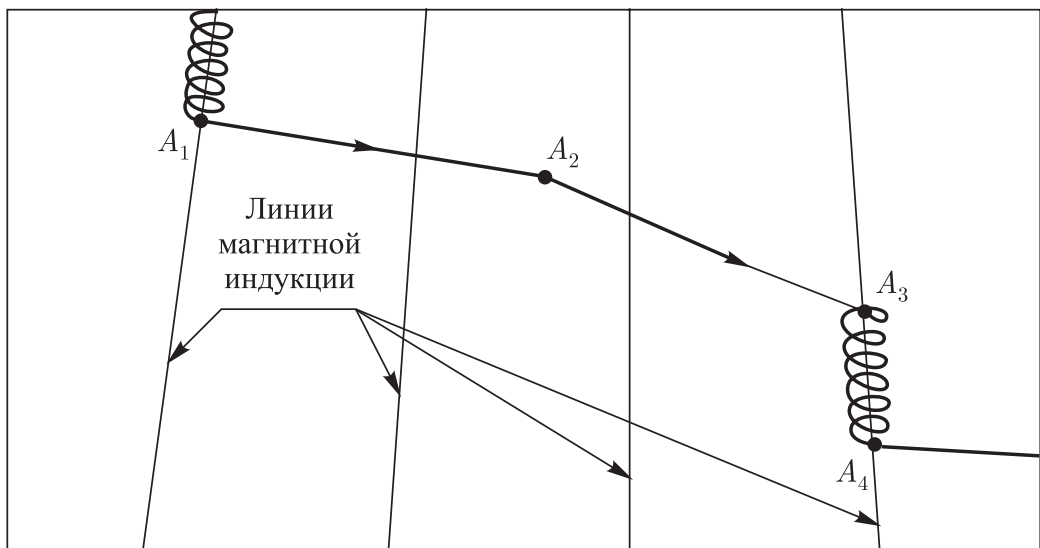


Рис. 7.11

атом водорода испытал столкновение с другим атомом (которое не привело к потере электрона нашим атомом), в точке A_3 атом водорода в результате очередного столкновения потерял электрон и превратился в протон.

Пролетая в атмосфере, протон может несколько раз пройти через последовательные этапы захвата и потери электрона. В результате он может *значительно удалиться от первоначальной линии поля*. Именно поэтому протонные сияния пространственно нечетки, сильно размыты, имеют, как правило, форму диффузных пятен.

Когда протон захватывает электрон, он превращается в атом водорода, находящийся в одном из возбужденных состояний. Кроме того, возбуждение атома Н может происходить при столкновении. Переходя затем в основное состояние, атом водорода испускает фотон с длиной волны, соответствующей одной из линий спектра атомарного водорода. Наиболее яркой является спектральная линия $\lambda = 0,66$ мкм (красный свет). Вот почему протонные диффузные пятна окрашены преимущественно в *красноватые* тона.

Учебное издание

ТАРАСОВ Лев Васильевич

АТМОСФЕРА НАШЕЙ ПЛАНЕТЫ

Редактор *Н.Б. Бартошевич-Жагель*

Оригинал-макет: *Д.А. Воробьев*

Оформление переплета: *В.Ф. Киселев*

Подписано в печать 15.05.2011. Формат 60x90/16.
Бумага офсетная. Печать офсетная. Усл. печ. л. 26,25.
Уч.-изд. л. 26,25. Тираж 500 экз. Заказ № К-7012

Издательская фирма «Физико-математическая литература»
МАИК «Наука/Интерпериодика»
117997, Москва, ул. Профсоюзная, 90
E-mail: fizmat@maik.ru, fmlsale@maik.ru;
<http://www.fml.ru>

Отпечатано с электронных
носителей издательства в ГУП
«ИПК «Чувашия», 428019,
г. Чебоксары, пр-т И.Яковлева, 13