

А. ВЕГЕНЕР

ТЕРМОДИНАМИКА
АТМОСФЕРЫ

О Н Т И • 1936



АЛЬФРЕД ВЕГЕНЕР

1880 — 1930

THERMODYNAMIK
DER
ATMOSPHERE

VON

Dr. ALFRED WEGENER

PROFESSOR DER METEOROLOGIE AN DER UNIVERSITÄT GRAZ

Dritte, unveränderte Auflage

1928

LEIPZIG. VERLAG VON JOHANN
AMBROSIUS BARTH

А. ВЕГЕНЕР

ТЕРМОДИНАМИКА АТМОСФЕРЫ

Перевод с немецкого и дополнения
В. Велинского и Ш. Гофштейн

ОБЪЕДИНЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО НКТН СССР
ГЛАВНАЯ РЕДАКЦИЯ ОБЩЕТЕХНИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ И НОМОГРАФИИ
Москва ★ 1935 ★ Ленинград

Т-53-5-2

Д
1315

ГОС. ПУБЛИЧНАЯ
НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКАЯ
БИБЛИОТЕКА СССР

3412 $\frac{10a}{59}$

Ответственный редактор *М. Поликарпов.*

Технический редактор *Е. А. Максимова.*

Корректор *А. Н. Кузьмин.*

Слана в набор 2/VI 1935 г.

Подписана к печати 14/XII 1935 г.

Формат 62x94 $\frac{1}{16}$.

Т-53-5-2. Бум. листов 8 $\frac{1}{4}$.

Тип. зн. в 1 бум. л. 113.152.

Уполн. Главлита № В-28348.

Тираж 3000—Уч.-авт. л. 21,5.

Заказ № 668.

2-й типогр. ОНТИ им. Евгении Соколовой. Ленинград, пр. Красных Командиров, 29.

ОГЛАВЛЕНИЕ.

	Стр.
Предисловие переводчиков	7
Предисловие автора	10
Альфред Вегенер	12

Отдел первый. ВВЕДЕНИЕ.

I. Космическое положение земной атмосферы

Подразделение планет 21. — Альbedo и облачный покров 23.

II. Вертикальный разрез атмосферы.

Основные слои атмосферы 24. — Полярные сияния 25. — Падающие звезды и метеоры 29. — Явление сумерек 31. — Зодиакальный свет 32. — Светящиеся ночные облака 33. — Область применения аэрологических методов исследования 36.

III. Состав воздуха у земной поверхности

Процентное содержание отдельных газов 37. — Роль углекислоты 38. — Легкие газы 40.

Отдел второй. ОБЩАЯ ТЕРМОДИНАМИКА ИДЕАЛЬНЫХ ГАЗОВ

IV. Законы идеальных газов

Основные положения кинетической теории газов 42. — Закон Бойля-Мариотта 42. — Закон Гей-Люссака 43. — Общее уравнение состояния газов 43. — Газовая постоянная 44. — Закон Дальтона 45.

V. Уменьшение давления воздуха с высотой.

Уменьшение давления воздуха с высотой 46. — Барометрическая формула для определения высоты 46. — Высота однородной атмосферы 48. — Практическая формула для определения высоты 48. — Гипсометрические таблицы 49. — Вертикальный градиент давления 50.

VI. Состав воздуха на больших высотах

История вопроса 51. — Закон Дальтона 52. — Вычисление состава воздуха 53. — Звуковые явления 56. — Спектр падающих звезд 58. — Спектр полярного сияния 59.

Отдел третий. ОБЩАЯ ТЕРМОДИНАМИКА РЕАЛЬНЫХ ГАЗОВ

VII. Сжижение реальных газов

Особенности водяного пара 63. — Графические представления 64. — Изотермы 66. — Изобары 67. — Формула Ван-дер-Ваальса 69. — Формула Клаузиуса и константы водяного пара. 70 — Упругость насыщающих паров над небольшой каплей 71. — Ядра конденсации 73. — Конденсация на ионах 73.

VIII. Твердая фаза воды

Фазы воды 75. — Переохлаждение 78. — Твердые тела Таммана 79. — Полиморфные превращения льда 81. — Скелеты кристаллов (растущие формы) 82. — Сферокристаллы 85. — Размеры кристаллов и упругость водяного пара 86. — Ядра кристаллизации 87.

Отдел четвертый. ТЕРМОДИНАМИКА АДИАБАТИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА

IX. Определения и вспомогательные положения из теории тепла

Удельная теплота 91. — Механический эквивалент тепла 92. — Первый закон термодинамики 92. — Энергия и энтропия 93.

X. Адиабатическое изменение состояния идеальных газов.

Адиабатическое изменение давления 95. — Применение к трюмам 95. — Уравнение Пуассона 96. — Адиабатическое изменение температуры с высотой 96.

XI. Условия равновесия атмосферы

Конвективное равновесие 97. — Условия равновесия атмосферы 98. — Потенциальная температура 99. — Граница неустойчивого равновесия 100. — Условия равновесия водородной атмосферы 101.

XII. Адиабатическое изменение состояния воздуха при наличии конденсации.

Теплота конденсации 102. — Влажная адиабата 103. — Высота конденсации 107. — Конденсационная теория фёна 110. — Новейшие взгляды на фён 111.

XIII. Среднее распределение температуры с высотой.

Вид кривой состояния над Европой 112. — Зависимость кривой состояния от географической широты 116. — Сопоставление с теорией конвективного равновесия 118. — Наблюдения на горах 120.

XIV. Инверсии

Форма проявления 121. — Равновесие водяного пара на поверхности раздела 126. — Минимальная инверсия 131. — Воздушные волны 132. — Волны у препятствий 140. — Распределение инверсий и облачные ярусы 143. — Происхождение инверсии 145. — Брызги 147. — Температурные ступени 148. — Температурные инверсии при фёнах 149. — Наклон поверхностей скольжения 150. — Приземные инверсии в антициклонах 153.

XV. Стратосфера

Форма проявления 155. — Высота стратосферы 157. — Распределение влажности в стратосфере 159. — Ветер в стратосфере 161. — Вид кривой состояния при различной высоте стратосферы 162. — Теория лучистого равновесия 164.

Отдел пятый. ФИЗИКА ОБЛАКОВ

XVI. Общая морфология облаков

Причины конденсации 166. — Международная классификация облаков 166. — Слоистая и кучевая формы 169. — Комбинация кучевых и слоистых облаков 173. — Грозовые облака (кучево-дождевые) 175. — Грозовой ворот и грозовой шквал 178. — Смерчи 184. — Полосы падения 192.

XVII. Структура капельно-жидких облаков

Природа ядер конденсации 200. — Цвет дымки 206. — Процесс конденсации 208. — Величина облачных элементов 209. — Скорость падения капель 211. — Слияние дождевых капель 215. — Содержание воды в облаках и число облачных элементов 215. — Оптические явления в водяных каплях 217.

XVIII. Структура ледяных облаков

Относительная влажность 221. — Эквивалентная влажность 222. — Система форм конденсации 223. — Кристаллические облака 224. — Покрывала над вершинами кучевых облаков 227. — Снег 232. — Крупа. 236 — Перистые облака 238. — Иней и изморози 239. — Гололед 242. — Град 244. — Оптические явления в ледяных облаках 255.

Дополнение редактора 263

ПРЕДИСЛОВИЕ ПЕРЕВОДЧИКОВ

„Термодинамика атмосферы“ появилась впервые в 1911 г., а затем была переиздана автором стереотипно в 1925 и 1928 гг. Обычно книга, изданная 20 лет тому назад, если она не перерабатывается автором заново, в лучшем случае представляет лишь исторический интерес.

Однако книга, составляющая творческий синтез изученного, исследованного, — книга, пронизанная новыми оригинальными идеями, на десятилетия опережающими современные представления, такая книга, делаясь классической, имеет право на более продолжительную молодость.

„Термодинамика атмосферы“, будучи написанной еще молодым, но высокоодаренным ученым Альфредом Вегенером, удостоилась чрезвычайно лестных похвал и выдвинула автора в ряды первоклассных ученых.

Мы ограничимся здесь указанием на замечания наших соотечественников по поводу этой книги: Классовский в своем „Курсе метеорологии“ называет „Термодинамику атмосферы“ „замечательной книгой“, а Воейков по прочтении этой книги заявил: „Взошла новая звезда в метеорологии“.

„Термодинамика атмосферы“ является первой и почти единственной талантливо выполненной попыткой разработать наиболее важную и нужную главу физики атмосферы. Характерной особенностью книги является то, что в ней Вегенер впервые обратил серьезное внимание на физическую сторону явлений; не ограничиваясь описанием лишь внешней стороны явлений, Вегенер старается вскрыть внутреннюю связь и взаимодействие различных явлений физики атмосферы, критически пересматривает существующие теории и смело выдвигает новые, подкрепляя их многочисленными удивительно остроумными и убедительными аргументами.

Колоссальные успехи, сделанные в течение последних лет метеорологией, не могут обесценить огромной творческой работы, проделанной автором и зафиксированной в этой книге.

Несмотря на то, что „Термодинамика атмосферы“ была написана автором в 1911 г., важнейшие выводы остались правильными и по настоящее время, при рассмотрении их с точки зрения конспекции новой метеорологии. Поэтому-то сам А. Вегенер, положительно относившийся к успехам новой метеорологии, выполнивший даже ряд работ в этом направлении, счел возможным дать свое согласие на стереотипное переиздание этой книги в 1925 и 1928 гг., т. е. тогда, когда новая метеорология уже сформулировала свое кредо и добилась решающих успехов.

В этом отношении следует обратить внимание еще на следующее чрезвычайно важное обстоятельство. Наиболее глубокий переворот про-

изведен в области синоптической метеорологии, которая буквально поставлена с головы на ноги, превратившись из сумбурного сборника правил для предсказания погоды в важнейшую и интереснейшую главу физики атмосферы, все более и более поглощающую остальные отделы метеорологии. „Термодинамика атмосферы“ посвящена в своей главной части рассмотрению физической стороны микрометеорологических процессов, т. е. как раз таким вопросам, которые подверглись пока сравнительно слабой переработке с точки зрения новой метеорологии. Вопросы же макрометеорологии, коренным образом переработанные в последние годы, затронуты в книге лишь частично. Вот это обстоятельство, наряду с объективно высокой научной ценностью книги, в значительной мере объясняет тот факт, что эта книга вполне сохранила свою актуальность и для нашего времени.

Но это же обстоятельство является сейчас и основным недостатком книги. В соответствии с концепциями новой метеорологии термодинамику атмосферы нельзя уже больше рассматривать изолированно от динамики атмосферы; нельзя далее рассматривать только термодинамику атмосферы вообще, а необходимо все микрометеорологические процессы рассматривать в их связи и взаимодействии с макрорасчетом атмосферы, необходимо тщательно рассмотреть все наиболее существенные особенности термодинамических процессов как в различных воздушных массах, так и на различных поверхностях разрыва. Именно в этом направлении должны вестись и ведутся работы по термодинамике атмосферы. Однако мы пока еще не имеем ни одной сколько-нибудь серьезной монографии по этому вопросу и, вероятно, не так скоро она появится, так как для составления ее потребуется ряд лет напряженной и упорной работы.

Учитывая бесспорную огромную ценность „Термодинамики атмосферы“ даже в ее настоящем виде, мы выполнили перевод этой книги, ограничившись лишь сравнительно немногими дополнениями по наиболее актуальным и наиболее разработанным вопросам. Приведение же ее в полное соответствие со взглядами и направлением работ новой метеорологии потребовало бы значительной переработки этой книги в указанном выше направлении, что является пока неосуществимым и поэтому преждевременным. Мы не сочли также целесообразным заменять несколько устаревший фактический материал наблюдений более свежим, поскольку приведение этого материала не является самоцелью, а служит лишь иллюстрацией для подтверждения основных выводов автора, тем более, что более свежий фактический материал не опровергает, а лишь дополняет выводы автора. Укажем вкратце на важнейшие дополнения, которые мы сочли необходимым ввести.

Прежде всего, сохранив всю аргументацию автора в пользу предложенной им теории существования в высоких слоях атмосферы легчайшего газа геокорония, мы в ряде примечаний привели достаточный материал, указывающий на несостоятельность этой гипотезы и характеризующий современное представление о строении и составе высоких слоев атмосферы.

Далее мы сочли необходимым изложить вкратце теорию тифиграмм, предложенных Нейпир Шоу, практически применяемых в службе погоды, и имеющих также теоретический интерес.

В последние годы в СССР чрезвычайно большое внимание уделяется проблеме искусственного дождевания, поэтому мы сочли необходимым

несколько дополнить автора по вопросу о ядрах конденсации, играющих важнейшую роль в процессах конденсации.

Наконец, мы кратко остановились на современной классификации облаков и привели основы генетической и физической (по физическому строению облачных элементов) классификации, развиваемой Бергероном. Мы не будем указывать на ряд менее существенных дополнений и исправлений, которые читатель найдет в этой книге.

Мы, однако, старались не злоупотреблять возможностью делать примечания и прибегали к этому лишь в самых необходимых случаях.

Кроме того мы сочли полезным ознакомить читателя с основными фактами жизни Альфреда Вегенера, составив для этой цели краткую биографию этого замечательного человека и ученого.

Мы надеемся, что эта книга в том виде, в каком она появляется в свет в русском переводе, будет ценным пособием для студентов гидрометеорологического института, студентов геофизических отделений университетов, аспирантов, а также для метеорологов и летчиков, постоянно имеющих дело с атмосферными процессами, тающими в себе так много неожиданностей.

В заключение мы считаем своим приятным долгом выразить искреннюю благодарность Вере Михайловне Мининой и Владимиру Наумовичу Гофштейну за помощь в работе над книгой.

ПРЕДИСЛОВИЕ АВТОРА

Термодинамика атмосферы первоначально мною мыслилась, как первая часть полного курса „Физики атмосферы“. Но так как обработка остальных частей связана с независимыми от автора обстоятельствами, устранение которых пока еще не предвидится, то я вынужден придать этой первой части самостоятельную законченную форму.

Физику атмосферы в целом можно подразделить на те же основные главы, как и общую физику, а именно: термодинамика, механика, учение о лучистой энергии, электричество, оптика (акустика).

Что касается механики атмосферы, то она подробно изложена еще в 1885 г. в „Учебнике метеорологии“ Шпрунге, в настоящее время к сожалению значительно устаревшем; но оптике мы обладаем таким солидным трудом, как „Метеорологическая оптика“ Пернтера и Экспера; атмосферное электричество разработано, между прочим, Махе и Швейдлером; учению о лучистой энергии, куда надо отнести, помимо вопроса о солнечной постоянной, главным образом, еще и явление суточного и годового хода метеорологических элементов, уделено достаточно места во всех учебниках метеорологии, как например в учебнике Ганна; немногие, хотя и немаловажные явления акустики в специальном труде пока еще не нуждаются.

Правда, желательно было бы возможно скорее объединить все эти вопросы в едином труде, но это нельзя даже поставить в сравнение с назревшей необходимостью в работе по термодинамике, ибо аэрология, данные которой в первую очередь интересуют термодинамику в настоящий момент, после того как развитие методов исследования атмосферы после первого мощного скачка вошло в более спокойное русло (а материалы наблюдений все увеличиваются), больше других отраслей метеорологии нуждается в оплодотворении ее теоретическими идеями. Первая попытка, сделанная в этой области Бецольдом, не может идти в счет уже по той причине, что к тому времени не было еще достаточного фактического материала.¹ И надеюсь поэтому изданием этой книги удовлетворить действительно назревшей потребности.

Позволю себе сказать еще несколько слов о возникновении этой книги.

В известной степени книга представляет собой сборник моих предыдущих статей. Некоторые из них относятся еще к периоду

¹ Последнее из пяти сообщений Бецольда „о термодинамике атмосферы“ вышло в свет в 1900 году, а лишь два года спустя была открыта стратосфера.

(1905—1906 гг.), когда я под руководством Асмана делал свои первые шаги в области метеорологии в Линденбергской аэрологической обсерватории. Затем, в качестве метеоролога Датской экспедиции (1906—1908 гг.) я приобрел в Арктике ряд новых сведений, которые на родине я вряд ли получил бы. Надеюсь, это не пройдет бесследно и для читателя. Но план этой книги зародился лишь в 1909 г. летом, когда мне пришлось обработать весь этот материал для лекций, которые я прочел в Марбургском университете; тут же и выяснились некоторые пробелы.

В течение последних лет я был занят возможным пополнением этих пробелов. Значительно помогли мне в моей работе постоянный обмен мнений с друзьями — с рядом физиков и химиков, а также и те впечатления, которые я получил, принимая участие в многочисленных полетах вновь организованного в Марбурге „Союза воздухоплавания“.

Некоторые из появившихся моих работ, к сожалению, еще и поныне являются предметом дискуссий. В частности это относится к гипотезе о геокоронии, что заставило меня уделить здесь обоснованию этой гипотезы больше места, чем это на самом деле требовалось бы для развития темы.

Когда был готов первый, еще весьма несовершенный набросок термодинамики, мне посчастливилось показать его профессору доктору Кёшпену. В последующих беседах он весьма любезно познакомил меня с метеорологической литературой, дотоле мне неизвестной и недоступной. Короткое время, которое я провел в его доме в Гросборстеле близ Гамбурга, явилось для меня почти неисчерпаемым источником вдохновения.

Физическая сторона этой книги получила свою окончательную отделку благодаря тому, что оба ассистента местного физического института, доктор Штуктей и приват-доцент Таке, приняли самое горячее участие в чтении корректур, причем были устранены многочисленные недостатки.

За предоставление ценных оригинальных фотографий я обязан метеорологической обсерватории в Потсдаме, вернее начальнику отдела Зюрингу и директору Гельману, а также Бернполю, Гардиэну, Гвиеру, Коху, Мооре, Де-Кервену, Штермеру, Штуктею и моему брату, доктору Курту Вегенеру. Фотографии без указания фотографа сделаны мною.

Затем я должен выразить благодарность Асману за предоставление записи шара-зонда и профессору Кёшпену за записи змейкового подъема.

Наконец, я выражаю благодарность издательству, которое не пожалело труда и средств для тщательной репродукции весьма тонких снимков облаков и для оформления книги в предлагаемом виде.

Выпуская настоящую книгу в свет, я желал бы, чтобы специалисту-метеорологу она послужила стимулом к исследованию, физику — многожданым обзором молодой быстро растущей отрасли, летчику — руководством в его деле, а грамотному не-специалисту дала бы, хотя и не популярное, но доступное изложение современной метеорологии.

Марбург
Июнь 1911 г.

Альфред Вегенер

АЛЬФРЕД ВЕГЕНЕР (1880—1930).

Альфред-Латар Вегенер родился 1 ноября 1880 г. Отец его, Рихард Вегенер, был доктором теологии. Старший его брат, Курт Вегенер, — известный метеоролог.

По окончании гимназии Вегенер учился в Гейдельбергском и Инсбрукском университетах и в 1905 г. закончил образование, защитив диссертацию по астрономии под руководством Вильгельма Ферстера.

Однако, будучи еще студентом, Вегенер с большим интересом занимался геологией и метеорологией, не имея склонности к точным наукам.

Еще в студенческие годы Вегенер как-то сказал своему товарищу студенту: „В астрономии в основном все обработано, и лишь исключительный математический талант и особое оборудование астрономических обсерваторий может привести к новым открытиям; к тому же астрономия не дает возможности экспедиционной деятельности“.

Стремление к кипучей деятельности является одной из характерных черт Альфреда Вегенера. Вполне понятно поэтому, что научные интересы Вегенера в основном были направлены на разработку геофизических и метеорологических проблем, так как геофизика и метеорология представляют огромные возможности для новых открытий, и вся научная работа тесно переплетается с экспедиционной. Интерес к метеорологии, как мы уже указали, развился у Вегенера еще в студенческие годы, чему способствовали коллоквиумы основоположника термодинамики атмосферы Вецольда, которые Вегенер регулярно посещал.

Вскоре по получении докторской степени Вегенер поступил ассистентом в Линденбергскую аэрологическую обсерваторию. Вегенера очень привлекала возможность самому принимать участие в подъемах на аэростатах. Он быстро ознакомился с теорией и практикой пилотажа свободных аэростатов, и уже 5/IV 1906 г., во время своего второго подъема на аэростате (объем 1200 м³), установил вместе со своим братом, Куртом Вегенером мировой по тому времени рекорд продолжительности полета, продержавшись в воздухе 52 часа.

Вегенер превысил на 17 час. до тех пор установленный де-ля-Во 35-часовой мировой рекорд. Необходимо подчеркнуть, что этот полет не преследовал никаких спортивных целей, а был предпринят исключительно для научных исследований. Братья Вегенер не собирались устанавливать рекордов, а рассчитывали на кратковременный полет и не захватили с собой ни достаточного количества пищи, ни одежды. Таким образом, голодные, раздетые, при температуре, достигавшей — 16°, молодые ученые продержались в воздухе 52 часа, непрерывно производя разнообразные научные исследования, и только начавшиеся обмороки при попытке поднять мешки с балластом заставили энтузиастов пойти на посадку.

В Линденберге же Вегенер в совершенстве изучил технику подъемов змеев и привязных аэростатов, что позволило ему в последующих гренландских экспедициях добиться огромных успехов в проведенных им аэрологических исследованиях.

Гренландия со студенческих лет привлекала Вегенера. В то время Гренландия была одним из самых малоисследованных уголков земного шара. Лишь Нансену (1888 г.) и экспедиции Пири (1882—1895 г.г.) удалось проникнуть на материковый лед Гренландии. Но Нансен пересек Гренландию в самой южной ее части, а Пири — в самой северной. Центр же этого самого большого острова, покрытого огромным слоем вечного материкового льда, был совершенно не исследован, и Вегенер уже в студенческие годы разрабатывал план пересечения Гренландии в ее наиболее широкой части и подыскивал себе спутников, хотя не было никаких видов на выполнение этого плана. Когда Вегенер узнал, что готовится большая Датская экспедиция под руководством Милиуса Эриксона, он добился участия в ней.

Вегенер имел в виду изучить скандинавский опыт проведения полярных экспедиций с тем, чтобы в ближайшие годы он сам мог приступить к своей заветной мечте — пересечению Гренландии в ее центральной части. Вегенер принимал участие в этой экспедиции в качестве физика и метеоролога, но вместе с этим он нес также и матросскую службу.

В задачу экспедиции входило нанести на карту совершенно неисследованный восточный берег Гренландии от мыса Бисмарка (76° N) до северной оконечности Гренландии и попутно произвести метеорологические, гляциологические, гидрографические, геологические и зоологические исследования.

15 июля 1906 г. судно экспедиции благополучно вошло на свою зимнюю стоянку, в Датскую гавань у мыса Бисмарка. Вскоре был построен теплый дом на четырех человек, змейковая станция и были налажены метеорологические наблюдения. С конца ноября до начала декабря Вегенер принял участие в путешествии на собаках к острову Собино, где ранее производила работы Датская экспедиция.

Вот что говорит Вегенер об этом путешествии: „Это зимнее путешествие на санях к острову Собино, проведенное большей частью при лунном освещении, принадлежит к самым фантастическим путешествиям, когда-либо возможным на земле. Оно прошло без аварий, но не без опасностей. Один раз наш маленький караван был разделен на-двое снежной бурей, но благодаря случайности или удивительному инстинкту нашего эскимоса мы опять соединились.“

В другой раз в темную ночь мы ехали, подгоняемые бурей по свежему льду, который становился все тоньше, и, наконец, выехали к открытому морю, что легко могло бы привести к катастрофе. Обратный путь от гавани Германия до мыса Бисмарка был проделан в кратчайший четырехдневный срок, что составляет около 63 км ежедневно. Это замечательный аттестат для гренландской собачьей упряжки. В последний день был пройден 81 км. Затем наступила самая тяжелая часть зимы с малочисленными, но сильными впечатлениями, к которым надо отнести северное сияние и снежные бури“.

Эти простые трогательные слова показывают нам еще одну сторону многогранной личности Вегенера. Как крупный естествоиспытатель, он обладает остротой зрения и тонким художественным чутьем. Ученый, непрерывно связанный с природой, фотографирующий снежинки и северные сияния, не может не быть художником, и в порыве восторга (этой необходимой стадии всякого истинного творчества) его мысль, склонная к обобщениям, переходит в те формы, в которые издавна облакают ее художники слова.

В марте 1907 г. 10 человек с 85 собаками и 10 санями отправились на север с намерением решить основную задачу экспедиции. Но на 81° Вегенер вместе со штурманом Тострупом вернулись для того, чтобы собрать на обратном пути окаменелости и произвести картографические съемки. На 82° Кох и Эриксен расстались. Кох с двумя спутниками продолжал продвигаться на север и достиг мыса Бриджмэн ($82\frac{1}{2}^{\circ}$), а Милнус Эриксен с лейтенантом Нодеком и эскимосом Бренлундом исследовали Датский фиорд.

На обратном пути Кох случайно еще раз встретился с М. Эриксоном, который как-раз выходил из фиорда, после того как он со спутниками благополучно закончил обследование его. В то время, как группа Коха вернулась в Датскую гавань, Эриксен решил сделать еще одно путешествие к западу. Однако началось бурное таяние снегов, санная дорога растаяла, и Эриксен вынужден был ждать все лето. Организованная осенью спасательная экспедиция вернулась, не дойдя до Эриксена. Вторая полярная ночь прошла в полной неизвестности о судьбе Эриксена и его спутников. Эта зимовка была полна лишений. Большинство собак было уничтожено из-за отсутствия провианта. Остались только две упряжки. Весной 1908 г. Кох отправился с этими упряжками на розыск Эриксена и его спутников. Кох нашел труп эскимоса Бренлунда в ущельи близ склада Ламберт-Ланд. Бренлунд не достиг склада и погиб, выбившись из сил, в ущельи. Милнеу Эриксен и Ноден погибли еще раньше, осенью 1907 г., на обратном пути из-за отсутствия провианта.

Время, оставшееся до возвращения домой, экспедиция провела в интенсивной научной деятельности. Тогда же Вегенеру удалось впервые совершить путешествие на материковый лед с ручными санями.

21 июля 1908 г. участники экспедиции вернулись домой.

Во время экспедиции Вегенер проделал огромную разнообразную работу, и результаты, полученные им, явились ценнейшим вкладом в науку. Наиболее важным результатом была организация подъемов змеев и привязных аэростатов впервые в условиях полярной экспедиции. Вегенеру удалось провести свыше 100 змейковых подъемов и 25 подъемов привязных аэростатов, причем максимальная высота, достигнутая змеем, была 3100 м, а аэростатом — 2300 м. Эти подъемы дали картину распределения температуры, влажности и скорости ветра в свободной атмосфере в условиях полярного климата.

Кроме главной метеорологической станции, работавшей в течение двух лет, во вторую зиму Вегенер организовал работу второй станции, расположенной в глубине фиорда в 60 км западнее главной станции. Таким образом был накоплен материал метеорологических наблюдений, позволяющий судить о разнице между прибрежным и материковым климатом, а также о других проблемах, как например, о проблеме полярного фена и др. Кроме того, Вегенер изучал оптические явления, возникающие благодаря инверсиям температуры, и получил даже фотографии этих явлений. Наконец, Вегенер занимался измерениями атмосферного электричества, геомагнитными измерениями, наблюдениями полярных сияний и других оптических явлений.

Изложение этих материалов занимает 500 страниц и красноречиво говорит о деятельности Вегенера, о фундаментальности его исследований и об объеме и многосторонности полученного материала.

По возвращении из экспедиции Вегенер занял в Марбурге должность приват-доцента по астрономии и метеорологии.

Это время характеризует удивительной продуктивностью Вегенера. В течение $3\frac{1}{2}$ лет, помимо сообщений о научных результатах Гренландской экспедиции, в печати появилось не менее 40 его статей, а также учебник „Термодинамика атмосферы“. К этому же времени относится, повидимому, зарождение основных идей, оформленных Вегенером в позднейших работах.

Книга Вегенера „Термодинамика атмосферы“ была восторженно встречена в кругах метеорологов и обратила внимание на молодого ученого.

К этому же времени относится первое знакомство Вегенера с дочерью Кёппена — Эльзой, его будущей женой. Обручение А. Вегенера с Э. Кёппен состоялось во время их полета на свободном аэростате.

В 1912 г. Вегенер вновь отправился в Гренландию в составе Датской экспедиции Коха. Средства для нее были получены от датских меценатов.

Эта экспедиция является одной из самых замечательных страниц в жизни А. Вегенера. Экспедиция в составе Коха, Вегенера, исландского проводника

Фигфус Зигурдсона и матроса Ларс Ларсена благополучно пересекла Гренландию в самой широкой части, проделав 1000 км через снежную пустыню.

Приведем слова самого Вегенера об этом путешествии:

„24 июля 1912 г. экспедиционное судно доставило нас, выгрузив багаж у Датской гавани на том же самом месте, где Кох и я уже дважды зимовали во время Датской экспедиции.

Прежде всего нужно было переправить наши 20 000 кг багажа к краю материкового льда. Это было началом целого ряда трудностей и препятствий, которых в эту экспедицию было более чем достаточно. Мы разбились на две группы. Кох и Ларсен перевозили львиную часть багажа в глубь фиорда на моторной лодке и пароме, в то время как Фигфус и я перевозили остальную, меньшую часть багажа, вьюком на лошадях. Они испытали на своем пути сжатие льда, поломку винта, кля и многочисленные аварии мотора, мы же наткнулись на отвесные скалы, непроходимые ручьи и другие препятствия. Бесконечно долго тянулась эта транспортировка нашего огромного багажа.

В начале сентября обе группы после долгой разлуки сошлись у мыса Капшток. Наступили морозы, и через некоторое время можно было на санях по внутреннему рукаву Боргфиорда относительно легко достигнуть материкового льда, который образует над морем отвесную стену в 40 м высоты.

К несчастью, во время одной рекогносцировки я упал и повредил себе спину. В чем состояло это повреждение, мы не могли установить, а врача ведь у нас не было. Был ли это перелом ребра, или растяжение мышц, я не знаю, но я целый месяц ходил сторбившись, опираясь на палку. Но значительно серьезнее было происшествие при подъеме на упомянутую выше ледяную стену в Боргфиорде, которое чуть не привело к полному бесследному исчезновению всей нашей экспедиции вместе со скарбом.

Пологое ущелье в ледяной стене обещало нам более или менее хорошую дорогу на этот недоступный ледяной обрыв. И вот мы, находясь с лошадьми и со всем багажом в этом ущельи на расстоянии приблизительно 300 м от морского льда, заняты были устройством перехода через некоторые трещины. Это было опасное место, прилив и отлив ежедневно разрушал возводимые нами мосты и создавал новые трещины. Было ясно, что глетчер в этом месте каждую минуту готов был образовать один или несколько айсбергов. Но другого подходящего для подъема места не было во всей окрестности. Мы поэтому изо всех сил занимались устройством дороги, и день за днем проходили в этой напряженной работе.

Раз ночью мы были разбужены сильным треском. Кох и Фигфус, лежащие ближе к двери палатки, увидели, как ледяная стена с одной стороны оврага рухнула. Моментально вид на фиорд оказался закрытым. Большой, темный, заостренный кверху колосс взгромоздился поперек оврага и остановился в 30 м от палатки, вздымаясь в холодном ночном небе и угрожая нависшими громадами. Почва под нами зашаталась, палатка наклонилась; охваченные ужасом, Фигфус и Кох выбежали из палатки не одеваясь, босые и в одном белье при -16° . Я выбежал немного позже, так как вследствие недавнего случая я еще с трудом передвигался. Бледный месяц освещал эту великолепную игру природы. Боковые стены нашего оврага исчезли у самой нашей палатки, потом далеко в море вынырнула ледяная стена; шипя и журча, она вздымала свои омытые водой бока все выше и выше. Какая-то дикая борьба неизмеримых сил — неприятное гуденье, аккомпанировавшее нырянию ледяных колоссов, то утихало, то вновь усиливалось в течение долгих десяти минут. А четыре маленьких человечка находились среди этого опустошения без всякого движения и не испуская ни звука, готовые каждое мгновение исчезнуть.

Когда спокойствие снова опустилось на это поле разрушения и ночь прошла, мы увидели, что в результате катастрофы образовалось 17 айсбергов. Они все перевернулись и обратили свои нижние части кверху. Из

300 м, отделявших нас от фиорда, 250 м льда было выброшено в море. Пострадала даже льдина, на которой находилась наша палатка; наружная половина ее была искромсана, огромные ледяные глыбы валялись в 3 м от палатки во сама палатка осталась невредимой. Построенная из ящиков от провианта боковая стена лошадиного стойла провалилась, но ни лошади не были повреждены, ни провиант не пропал. Большая часть нашего багажа опустилась во вновь образовавшиеся трещины, но нам удалось весь его достать обратно.

Чем ближе мы знакомились с происшедшим, тем непонятнее было для нас, как это мы могли уцелеть.

Когда мы были уже в 4 км от места подъема к нашей зимовке „Борг“, мы убили лошадей, оставив лишь пятерых, которые зимовали в устроенном для них сарае.

В начале зимы с нами случилось еще одно тяжелое несчастье. Кох упал в расщелину глетчера глубиною в 12 м и сломал себе правую ногу. До рождения он был прикован к постели. Зато сама зимовка прошла прекрасно в научных и практических занятиях. Не было никакого диссонанса в гармонической общей работе. И когда вернулось Солнце, мы бодро приступили к выполнению нашей большой задачи — и пересечению материка. Прежде всего нужно было пройти неровную „прибрежную“ зону и найти дорогу через горные цепи страны королевы Луизы, окруженной материковым льдом. Это было тяжелое, полное приключений путешествие через изрытый, бездорожный лабиринт, глубоко изрезанный, образованный таянием, потоками вод, путешествие по отвесным глетчерам и глубоко занесенным снегом долинам. Но в конце концов мы достигли Нунатака¹ и стояли у порога обетованного материка, покрытого безбрежной снежной пустыней. Более двух месяцев продолжался наш путь через снежную пустыню. Наш след отмечен пятью трупами наших лошадей. В течение всего этого времени мы находились на высоте от 2 до 3 тысяч метров над уровнем моря. Наибольшая возвышенность, расположенная немного западнее центра, была немного выше 3 000 м. Даже лето там холодное, как лед. В полдень температура была около — 25° Ц, ночью же в июне месяце было — 35°. Низкое давление воздуха расслабляюще влияло на людей и лошадей. Сильная ультрафиолетовая радиация разрушала кожу лица, которая и так уже пострадала от многократных отмораживаний. Но хуже всего было с ветром. За исключением самой внутренней части, где господствовал штиль, повсюду были сильные штормы, направленные из центра к краю материкового льда, которые превращали движение против ветра в мучение, а часто делали его просто невозможным. Этот ветер, подхватывая снег и неутомимо угоняя его к периферии, как будто бы специально предназначен для того, чтобы беспощадно пресечь всякие попытки человека проникнуть в эту снежную пустыню. Но именно сознание того, что речь идет о жизни и смерти, заставляет человека пробиваться во чтобы то ни стало. Конечно, в западной половине, где этот ветер дул нам в спину, он как-раз облегчал наше движение, так как мы могли натянуть паруса. Несмотря на это, нам все же не удалось спасти свою последнюю лучшую лошадь, чего мы так страстно желали. Незадолго перед достижением западного края материкового льда мы вынуждены были отдать пустыне ее последнюю жертву.

Суровое испытание предстояло еще нам, прежде чем мы достигли расположенной на берегу колонии Превен.

По пути к этой колонии мы пересекли трудно проходимую скалистую территорию и один фиорд. Мы переправились через этот фиорд на импровизированном пароме. Последующий недельный переход пришлось проделать в еще более трудных условиях при недостатке провианта, и, наконец, мы были застигнуты в горах плохой погодой. Туман лишил нас возможности

¹ Нунатак — гренландское обозначение изолированной горной вершины, выдающейся из материкового льда.

ориентироваться, а свежий снег затруднял подъем в горы. Без спальных мешков и палатки мы очутились во власти непогоды, а так как провиант вышел, то наши силы начали быстро убывать. Случайное судно, которое мы застали в фиорде, подобрало нас и доставило в колонию. Достигли ли бы мы своей цели самостоятельно, я не осмеливаюсь утверждать“.

Результаты работ этой экспедиции были изданы в двух томах лишь в 1930 г.

Особое значение имеют результаты обычных метеорологических наблюдений, так как это — первые метеорологические наблюдения, проведенные почти на одной и той же широте с Датской гаванью и Пуустервиг.

Во время экспедиции удалось определить среднюю годовую температуру воздуха в буровых скважинах в материковом льду на высоте 3000 м над уровнем моря. Также было определено годовое количество осадков, выпадающих за год, по измерениям высоты снегового покрова.

Эти материалы дают, таким образом, представление о климате, господствовавшем в Северной Европе в ледниковый период.

Во время экспедиции Вегенер произвел многочисленные микрофотографии снежинок и инея, фотографировал северные полярные сияния, сумеречные дуги, впервые наблюдал зодиакальный свет и поляризацию небесного свода в условиях полярной ночи.

В связи с работами экспедиции возник целый ряд новых проблем, разрешение которых заставило Вегенера подумать об организации новой экспедиции. Однако в связи с мировой войной осуществление новой экспедиции значительно затянулось.

По возвращении из экспедиции Вегенер женился на Э. Кёппен, которая была эти годы домашней учительницей в семье известного ученого Вильгельма Бьеркнеса.

В качестве капитана запаса Вегенер участвовал в мировой войне. Был два раза ранен, первый раз в руку и второй раз в шею. После длительного отпуска, вызванного ранением, Вегенер вернулся на фронт и работал в полевой метеорологической службе. Вегенер два раза был на фронте, на болгарском и в Лифляндии (Дерпт). Долгое время Вегенер читал лекции в Дерптском университете и приобрел там даже ученика, известного метеоролога Летцмана.

Вегенер и во время войны не прекращал своей научной деятельности. За это время он опубликовал до 20 различных работ, в том числе свою главную работу о происхождении материков и океанов, принесшую ему мировую известность, статью о смерчах над Европой и др.

По свидетельству одного из личных друзей Вегенера — Бенндорфа, Вегенер внутренне был против войны, хотя и не высказывался об этом прямо. Вот что говорит по этому поводу Бенндорф в некрологе, написанном в 1931 г.:

„Вегенер принадлежал к тем редким в наше время людям, которые вцепи—я, семья, нация, человечество—не останавливались произвольно на звене—нация, а видел смысл жизни в том, чтобы двигаться вперед все человечество. Вегенер был, конечно, чистокровным, хорошим немцем, но он был совершенно свободен от ограниченного национализма, взращенного до жутких размеров войной“. Эта характеристика, данная Вегенеру накануне фашистского переворота, до некоторой степени является и политической его характеристикой.

По окончании мировой войны в 1919 г. Вегенер занял должность руководителя метеорологической службы в Гамбурге и состоял экстраординарным профессором в Гамбургском университете. В этот период Вегенер совместно с Кульбростом сконструировал зеркальный теодолит для наблюдения за шарами-зондами и шарами-пилотами с корабля. Этот теодолит оказался лучшего качества, чем существовавшие ранее теодолиты. С его помощью в 1923 г. был получен богатый материал о пассатах во время путешествия в Мексикку и обратно. Однако Вегенер тяготился работой руководителя

метеорологической службы, связанной с большими административными работами, и поэтому он охотно принял предложение университета в Граце занять кафедру геофизики и метеорологии, и весной 1924 г. Вегенер отправляется в Грац, куда переезжает вскоре и его семья.

В Граце Вегенер много работает над оформлением результатов последней экспедиции, ведет большую педагогическую работу, принимает участие в редактировании справочников и учебников. Здесь Вегенер пользуется большой любовью, особенно со стороны студентов, которым чрезвычайно импонировало то, что Вегенер не только талантливый ученый и педагог, но и прекрасный спортсмен.

Закончив обработку материалов Гренландской экспедиции, Вегенер энергично занялся подготовкой к новой экспедиции. Весной 1929 г. Вегенеру удалось получить согласие на организацию этой экспедиции и обещание „Общества помощи немецкой науке“ об отпуске необходимых средств.

Основной программой работ этой новой экспедиции должны были быть одновременные аэрологические исследования в трех точках гренландского массива, расположенного на широте около 70°: на западной стороне, на границе материкового льда, в центре материкового льда, и на востоке непосредственно у берега моря. Эти наблюдения должны были выяснить структуру гренландского антициклона, играющего большую роль в формировании погоды в Западной и Центральной Европе. Далее, все, что известно о климате материкового льда, основано на наблюдениях в летние месяцы, поэтому представляло большой интерес изучить все эти чрезвычайные климатические условия зимой, так как подобные условия должны были существовать в Европе в ледниковый период. Затем эти станции должны были производить измерения радиации, поляризации небесного свода и вести наблюдения за различными оптическими явлениями.

В отношении гляциологических исследований предполагались измерения толщины материкового льда сейсмическим методом, тригонометрические определения высоты вершины материкового льда, а также гравитационные измерения, для того чтобы определить, находится ли Гренландия в изостатическом равновесии под ледяным покровом, поднимается ли она или опускается. Затем должны были быть поставлены наблюдения над температурой льда на разных глубинах, над составом льда, а также над процессом превращения фирна в лед.

Не лишены интереса некоторые вопросы техники экспедиции. Так, предполагалось, что восточная станция будет самостоятельной, а станция в центре ледяного массива должна быть выделена из западной станции.

Особые трудности представляло взобраться на материковый лед, перевести около 100 000 кг груза на край материкового льда, а около 5 000 кг переправить через трудно проходимую снежную пустыню на 400 км вглубь острова.

Весной 1929 г. Вегенер выехал в предварительную экспедицию к западному берегу Гренландии, где встретился со своими спутниками — Георги, Зорге, Леве. Их задачей являлось найти место для подъема грузов на материковый лед, а также испытать сейсмический метод определения толщины льда. И то и другое было выполнено. С большим трудом нашли они глетчер, где был возможен подъем людей и груза. Выбрали место для западной станции, и Вегенер вернулся в Грац для лихорадочной подготовки к экспедиции.

Но здесь начинаются трудности, которые в значительной мере обусловили трагический конец экспедиции. Значительные суммы денег, обещанные Вегенеру для экспедиции, были еще не утверждены. Вегенер тяготился этой неизвестностью. Он понимал, что если ему не удастся экспедиция в ближайшем году, то он вынужден будет отказаться от нее совсем, так как уже начинал чувствоваться кризис во всех пораз хозяйственной жизни и сам Вегенер был уже не слишком молод для такой экспедиции.

С большим трудом в конце декабря 1929 г. „Обществом помощи немецкой науке“ были отпущены средства для проведения экспедиции. Однако этих средств было слишком мало, и экспедиции пришлось экономить каждую копейку. Вся подготовительная работа была прекрасно проведена в течение 2—3 месяцев. Вегенер обнаружил совершенно исключительные организаторские способности и талант и широко использовал опыт трех своих экспедиций в Гренландию. По свидетельству участников экспедиции все было предусмотрено, вся подготовка прошла блестяще.

15 апреля вся экспедиция с 2500 мест багажа и 25 лошадьми благополучно прибыла в Гольстенборг, откуда она направилась на пароходе „Густав Хольм“ на север. Но в 35 км западнее глетчера пароход вынужден был остановиться. Внутри бухта была свободна от льда, но ледяной пояс преграждал вход в нее. Пробриться сквозь этот ледяной пояс пароход не мог. Из-за отсутствия средств Вегенер не мог более задерживать пароход и решил весь груз переправить на собаках до ближайшего гренландского селения и там ждать, пока бухта освободится от льда.

9 мая все двенадцать вагонов багажа экспедиции были переправлены на берег. Но только 22 июня удалось доставить груз на нанятой моторной шхуне к месту назначения. Эта задержка оказалась роковой для экспедиции. Имей Вегенер в своем распоряжении еще несколько тысяч, он остался бы жив, так как вся экспедиция на пароходе пришла бы гораздо раньше к месту назначения.

Участники экспедиции работали до изнеможения. Все понимали, что малейшая задержка может привести к срыву всего предприятия.

Только 15 июля можно было отправить первый санный транспорт к центральной станции, 31 июля транспорт прибыл туда и, оставив Георги, вернулся обратно.

Второй санный транспорт прошел 400 км в 12 дней и 18 августа, доставив Леве, вернулся обратно.

Третий транспорт прибыл 13 сентября и оставил там Зорге.

С большим трудом доставленные моторные сани на полпути остановились с испорченным мотором. Значительная часть багажа не была доставлена, не был доставлен теплый дом и керосин.

Уже в сентябре путешествие на санях по материковому льду было опасным для жизни. Поэтому Георги и Зорге передали с возвратившимся Леве, что если 20 октября не будет санного транспорта, они покинут центральную станцию и пойдут пешком с ручными санями.

Вегенер понимал, что это равносильно гибели обоих, и он решил помешать этому во что бы то ни стало. Он сам решил вести четвертый санный транспорт. 22 сентября Вегенер, Леве и 12 гренландцев вместе с 2000 кг полезного груза отправились к центральной станции.

Однако несмотря на все усилия санный транспорт не удался, и Вегенер вынужден был отправить 8 гренландцев обратно. 8 октября, через 16 дней, Вегенер прошел лишь 151 км, откуда отослал еще 3 гренландцев с известием, что он вместе с Леве и гренландцем Расмусом Вильямсоном попытается добраться до центральной станции с тем, чтобы удержать Георги и Зорге от возвращения.

Это было последнее известие. Радио не было доставлено на центральную станцию, и в течение всей зимы ничего не было известно о судьбе 5 человек.

На западной станции велась усиленная подготовка к спасательной экспедиции. 23 апреля отправилась первая партия по направлению к центральной станции. Через несколько дней отремонтировали моторные сани и отправились в том же направлении. 8 мая обе санные группы почти одновременно прибыли к центральной станции. Леве, Георги и Зорге были живы, о Вегенере же сообщили следующее. Через 40 дней пути Вегенер и его спутник достигли центральной станции. Вегенер был в отличном состоянии, Расмус — в хорошем,

Леве отморозил себе все пальцы на ногах. После полутора дневного отдыха Вегенер, проведя в хорошем состоянии свою 50-летнюю годовщину, отправился с Расмусом на двух санях и 17 собаках. Никто из них не вернулся.

На обратном пути Зорге взял на себя руководство одной группой и отправился на поиски Вегенера. Пройдя 255 км, они нашли сани Вегенера. Отсюда Вегенер со спутником двигались на одних санях — Расмус на санях впереди, Вегенер на лыжах сзади.

На 189-м километре лыжи Вегенера были найдены на расстоянии 3 м одна от другой в направлении с NW на SE, между ними был кусок обломленной лыжной палки. Стали раскапывать снег и на глубине 1 м нашли труп Вегенера, завернутый в спальный мешок и тщательно зашитый. По спокойному выражению лица, по открытым глазам можно было заключить, что Вегенер тихо и безболезненно умер, может быть от разрыва сердца. Ничего более определенного узнать не удалось, так как дневник Вегенера погиб вероятно вместе с замерзшим Расмусом Вильямсоном.

Так трагически кончилась жизнь Альфреда Вегенера, посвятившего всего себя научной деятельности и пожертвовавшего собой для исполнения своего долга начальника и руководителя.

А. Вегенер оставил глубокий след в геофизике. Не будет преувеличением, если сказать, что нет ни одной проблемы в метеорологии, которая так или иначе не занимала бы его. Вегенер не хотел быть узким специалистом и разрабатывать одну какую-либо частную проблему. Он вошел в метеорологию, когда последняя только выходила из пеленок и крайне неуверенно делала свои первые шаги. Везде был непочатый край работы. Вегенер жадно набрасывался на различные проблемы и, выступая не как дилетант, а как новатор и пионер, всегда вносил что-нибудь новое, оригинальное. Один перечень вопросов, которыми занимался Вегенер, уже дает некоторое представление о его многосторонней деятельности. Так, Вегенеру принадлежит честь введения понятия турбулентности применительно к атмосфере, Вегенер дал свою теорию образования гало, образования и разрушения смерчей, аномального распространения звука, образования и роста снежинок, он же указал основные принципы естественной классификации облаков и т. д. и т. п.

Однако не всегда его теоретические построения и выводы бывали правильными. Так, например, оказалась совершенно несостоятельной гипотеза Вегенера о существовании в высоких слоях атмосферы геокорония. Но это не умаляет значения этой гипотезы. Она была развита на основании огромного фактического материала, рассмотренного с единой точки зрения, и последующие исследования, опровергнувшие указанную гипотезу, были вызваны в значительной мере появлением этой гипотезы.

Всем известен спор, возникший вокруг гипотезы Вегенера об образовании материков и океанов, продолжающийся в течение десятка лет и породивший сотни исследований в самых разнообразных областях знаний. Если бы оказалось, что и эта гипотеза Вегенера не верна или верна лишь отчасти, то это обстоятельство опять-таки несколько не могло бы умалять значения гипотезы, давшей мощный толчок к развитию самых разнообразных исследований. Наконец, бесспорно огромно значение исследований, проведенных Вегенером в Гренландии. Эти работы ставят Вегенера в ряд с крупнейшими полярными исследователями.

Хочется еще указать на изумительное умение Вегенера сочетать теоретические работы с практической деятельностью.

Все это делает Вегенера крупнейшим ученым, оставляющим позади всех современных геофизиков по широте научных интересов, стремлению к обобщениям, умению сочетать теорию с практикой.

ВВЕДЕНИЕ

I. Космическое положение земной атмосферы

Подразделение планет. Планеты нашей солнечной системы резко отличаются друг от друга не только своими жидкими или твердыми ядрами, но и атмосферами. На Луне атмосферы нет, или, точнее говоря, плотность лунной атмосферы менее $\frac{1}{500}$ плотности земной атмосферы; в случае более плотной атмосферы при покрытии звезд она давала бы заметные рефракционные явления. На Меркурии атмосфера также почти отсутствует, однако этот вопрос окончательно еще не выяснен. Все остальные планеты, за исключением Луны, Меркурия и „малых“ планет или астероидов, обладают атмосферой; они распадаются на три группы, а именно:

- 1) Венера, Земля, Марс;
- 2) Юпитер, Сатурн;
- 3) Уран, Нептун.¹

Такое подразделение соответствует не только величине планет, но также и их плотности и физическим условиям, господствующим на их поверхности. Это же подразделение сохраняется также и в отношении планетных атмосфер. Правда, о самых отдаленных планетах третьей группы — Уране и Нептуне — мы знаем очень мало, так как наблюдения над ними связаны с большими трудностями. Лучше изучена вторая группа, состоящая из двух самых больших планет. Физические условия на их поверхности должны значительно отличаться от земных. Средняя плотность этих планет столь незначительна, что по предположению Аррениуса (Arrhenius) они находятся в газообразном состоянии:

	Удельный вес		Удельный вес
Венера	0,94	Юпитер	0,23
Земля	1,00	Сатурн	0,12
Марс	0,73	Уран	0,39
		Нептун	0,43

¹ В марте 1930 г. наблюдателями Флагстаф-обсерватории в Аризоне была открыта еще одна планета, названная Плутоном. Орбита ее была вычислена доктором Персивалем Лоуэллом за 15 лет до открытия, исходя из неправильностей движения Урана и Нептуна. Размеры Плутона еще не определены, но, вероятно, эта планета значительно меньше Земли. Температура на поверхности Плутона чрезвычайно низкая, около — 230°. Пока еще не выяснено, имеется ли на Плуtone атмосфера. (*Прим. перев.*)

Во всяком случае, внутренняя теплота на Юпитере и на Сатурне должна играть значительно большую роль, чем на Земле, и вряд ли можно сомневаться в том, что большое красное пятно, наблюдавшееся в 80-х годах на первой планете, представляло собой мощное извержение раскаленной лавы. В противоположность этому физические условия на Венере и Марсе, за небольшими исключениями, такие же, как и на Земле, где они отчасти доступны нашим непосредственным исследованиям.

Межпланетное пространство не является совершенно пустым, и оно заполнено в высшей степени разреженными атмосферными газами. Атмосфера межпланетного пространства должна состоять почти на 100% из самого легкого известного нам газа корония или, вернее, из нижеупомянутого гипотетического геокорония.¹ Однако согласно законам газов в этой атмосфере должны содержаться в ничтожных количествах и другие газы. Поэтому не исключена вероятность того, что равновесие атмосферы на различных планетах подчиняется примерно газовым законам. Таким образом, изучив земную атмосферу, мы можем судить о плотности и химическом составе планетных атмосфер. Итак, атмосферы всех планет солнечной системы можно рассматривать как местные уплотнения солнечной атмосферы. Состав солнечной атмосферы зависит от расстояния от Солнца, от местной уплотняющей силы, т. е. силы тяжести на поверхности рассматриваемой планеты. Таким образом мы приходим к общему понятию планетной атмосферы; затем мы можем изучить подробнее явления, происходящие в земной атмосфере в их отношении к атмосферам ближайших планет. Прежние попытки определения атмосферы межпланетного пространства с помощью газовых законов сделанные например Целнером (Zöllner) и Роговским (Rogowsky), мало удовлетворительны, так как ими совершенно не принят во внимание геокороний или, вероятно, идентичный с ним короний — газ, составляющий, по видимому, около 100% солнечной атмосферы. О существовании межпланетной солнечной атмосферы мы можем судить по зодиакальному свету, о чем будет сказано подробнее ниже.²

¹ Предложенная Вегенером гипотеза о существовании в самых верхних слоях атмосферы легчайшего газа геокорония, продержавшись несколько лет, теперь оставлена совершенно. Однако аргументация Вегенера в пользу этой гипотезы настолько остроумна и целесообразна, что мы сочли необходимым сохранить ее в том виде, в каком она дается автором, тем более, что на русском языке в изложении автора она появляется впервые. Но вместе с этим мы приводим ряд примечаний, знакомящих читателя с современными представлениями о строении атмосферы. (*Прим. перев.*)

² Тщательные теоретические исследования, проведенные Джинсом, показали, однако, что изложенная Вегенером гипотеза о существовании планетных атмосфер верна лишь в первом, грубом приближении. Прежде всего следует указать на то, что законы идеальных газов, по видимому, не применимы для межпланетного пространства, и поэтому нельзя основывать на них расчеты состава межпланетной атмосферы.

Хотя по Джинсу главной составной частью планетных атмосфер и является азот, все же отдельные атмосферы должны резко отличаться друг от друга по своему составу. Так, например, за исключением Солнца лишь Юпитер при любых условиях может содержать в своей атмосфере водород и гелий в значительных количествах. На других же планетах, особенно на Уране и Нептуне, это было бы возможным при температуре немного более 1000°. В атмосфере Меркурия водород вообще не может удержаться ни при

Альbedo и облачный покров. Атмосферы трех планет—Венеры, Земли и Марса—особенно сильно различаются по их облачности. В то время как наша Земля, занимающая в пространстве среднее положение между этими планетами, покрыта облаками приблизительно на половину, поверхность Венеры совершенно скрыта от нас сплошным облачным покровом; напротив, на Марсе вообще отсутствуют какие-либо помутнения в атмосфере или, если они и есть, то совершенно ничтожны, так что мы всегда можем наблюдать его поверхность, если только наши атмосферные условия благоприятствуют наблюдениям. Количественно эти явления оцениваются при помощи альbedo, т. е. отражательной способности этих небесных тел (отношение отраженного света к падающему). Альbedo равно нулю для абсолютно черного тела; альbedo равно единице для абсолютно белого тела. Луна и Меркурий обладают очень незначительным альbedo, равным 0,14, едва достигая альbedo горных пород или вспаханного поля. В этом как раз проявляется отсутствие атмосферы на Луне и Меркурии. Марс обладает уже значительно большим альbedo (0,22); хотя его атмосфера и свободна от облаков, все же общее альbedo Марса увеличивается вследствие диффузного отражения света молекулами воздуха. Наша земная поверхность для наблюдателя, находящегося за пределами атмосферы, имела бы, вероятно, такое же альbedo. Напротив, альbedo Венеры очень велико и равно 0,76; это значит, что Венера бела, как снежный шар. Наши земные облака обладают примерно таким же альbedo, хотя точные наблюдения над ними начались лишь в самое последнее время.

После очень сложных и мало удовлетворительных абсолютных измерений Аббота (Abbot) и Фоуля (Fowle),¹ произведенных в 1906 г. с вершины Монт-Вильсон над лежащим внизу облачным морем, Штуктеем (Stuchtey) и мною² в 1910 г. был произведен целый ряд относительных измерений альbedo с воздушного шара. Согласно этим измерениям альbedo облаков может изменяться, в зависимости от их толщины, от 0,60 до 0,90. Таким образом значение альbedo облаков, равное 0,65, данное американскими исследователями, является преуменьшенным, и, вероятно, предположение о том, что альbedo облаков в среднем равно альbedo Венеры, господствовавшее до этих измерений, скорее соответствует действительности. Во всяком случае несомненно, что Венера сплошь покрыта облаками, природа которых не отличается от земных облаков. Вследствие этого несмотря на все усилия, до сих пор не удалось определить вид твердой, не изменяющейся поверхности этой планеты, так что определение скорости вращения ее связано с большими трудностями.

каких условиях, так как он чрезвычайно быстро рассеялся бы в мировое пространство. Тем менее вероятно присутствие в планетных атмосферах геокорония. (Прим. перев.).

¹ Abbot and Fowle, Annals of the Astrophysical Observatory of the Smithsonian Institution, II, Washington 1908, часть II, глава 2 (стр. 136). The reflecting Power of Clouds. После довольно сложных вычислений авторы получили по двум дням наблюдений среднее значение, равное 0,65. Однако позднее они отказались от этого результата в силу неточности измерений.

² K. Stuchtey und A. Wegener, Die Albedo der Wolken und der Erde (Messungen auf sechs Ballonfahrten), „Nachr. d. Ges. d. Wiss. zu Göttingen“, 1911.

Итак, в отношении облачности Марс и Венера представляют собой две крайности, Земля же находится посредине. По Аррениусу Земля в среднем на 52% покрыта облаками и на 48% свободна от них. Таким образом для наблюдателя, находящегося вне ее, общее альbedo Земли приблизительно равно 0,40—0,50. Но мы можем сделать и дальнейшее указание о внешнем виде наблюдаемых в земной атмосфере помутнений. Распределение облачности на земной поверхности не случайно, а подчинено определенной закономерности. Эта закономерность выражена в следующей средней облачности различных широтных зон (по Тейссеран-де-Бору) (Teisserene de Bort):

С е в е р

70—60	60—50	50—40	40—30	30—20	20—10	10—экватор
6,0	6,2	5,5	4,6	4,1	4,2	5,5

Ю г

Экватор—10	10—20	20—30	30—40	40—50	50—60
5,8	5,3	4,5	4,9	6,2	7,2

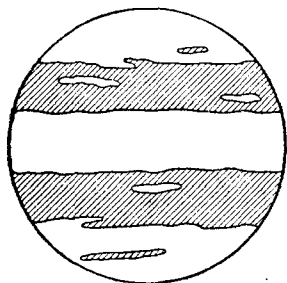


Рис. 1. Внешний вид земли (схематически).

(Числа показывают здесь, сколько десятых небесного свода в среднем покрыто облаками. 0, следовательно, обозначает отсутствие облаков, а 10 — что весь небесный свод покрыт облаками).

Мы видим, что облачность максимальна на экваторе и минимальна в зоне 20—30° северной и южной широты. Такое распределение стоит в тесной связи с общей циркуляцией атмосферы между полюсом и экватором. Схематически Земля должна представляться для наблюдателя, находящегося вне ее, такой, как изображено на рис. 1.

Облачность у экватора имеет годовой ход, который хотя и с некоторым запозданием соответствует самому высокому положению Солнца и является, таким образом, причиной наступления двойного дождливого периода на экваторе и простого дождливого периода в смежных с экватором областях, в пределах которых расположены границы этой облачной полосы. Благодаря такому распределению облачности Земля для наблюдателя, находящегося вне ее, кажется очень похожей на планеты Юпитер и Сатурн. Можно также найти аналогию и с Солнцем, где обе зоны наибольшего скопления пятен соответствуют как-раз тем же широтам, в которых на земном шаре наблюдается минимальная облачность и которые поэтому кажутся извне наиболее темными.

II. Вертикальный разрез атмосферы

Основные слои атмосферы. Более или менее полную картину вертикального разреза атмосферы удалось получить лишь в недавнее время, причем некоторые части этой картины и теперь еще надо

рассматривать как гипотетические. Согласно исследованиям автора¹ и других ученых, атмосфера делится на три основных части: азотную сферу, от земной поверхности до 70 км, водородную сферу от 70 до 200 км и пока еще гипотетическую сферу неизвестного, чрезвычайно легкого газа, который я предложил назвать „геокоронием“; эта сфера лежит приблизительно между 200 км и более 500 км.

Азотная сфера распадается в свою очередь на две резко отличающиеся друг от друга части, которые Тейссеран-де-Бор назвал тропосферой и стратосферой. Первый слой простирается от земной поверхности до 11 км, второй — от 11 до 70 км. В тропосфере температура убывает с высотой и в ней образуется несколько ярусов ледяных и капельножидких облаков. Здесь происходит все то, что мы объединяем под общим названием „погода“. Так называемая общая циркуляция атмосферы между полюсом и экватором также ограничена этим слоем. Незначительная толщина этого слоя ни в коем случае, конечно, не соответствует ее важному значению; уже на высоте 5 км давление воздуха понижается наполовину, т. е. в этом пятикилометровом слое содержится половина всей массы атмосферы, а на верхней границе тропосферы давление воздуха равно лишь $\frac{1}{4}$ атмосферного давления, следовательно, масса тропосферы в три раза больше массы всех вышележащих слоев вместе взятых.

Явления, происходящие в следующем атмосферном слое—в стратосфере — значительно отличаются от тропосферных. Температура стратосферы приблизительно равна — 55° и с высотой она не изменяется, соответствуя температурному равновесию между поглощением тепла и лучеиспусканием. Облаков здесь никогда не бывает. Всякие вертикальные перемешивания здесь исключены, так что слои воздуха находятся почти в статическом равновесии и стратосфера не принимает участия в циркуляции между полюсом и экватором.

Естественно, что для изучения погоды в первую очередь имеет значение только тропосфера, которой в основном и посвящена эта книга, но мы предварительно ознакомимся с явлениями, происходящими в вышележащих слоях, непосредственно не влияющих на погоду.

На рис. 2 мы попытались дать наглядную схему расположения всех этих слоев.

Полярные сияния. Самая крайняя зона земной атмосферы — зона гипотетического геокорония — постепенно теряется в мировом пространстве, вряд ли исчезая где-нибудь в пределах солнечной системы. Следовательно, нельзя указать резкой границы атмосферы. Можно говорить лишь о том, до каких высот наблюдаются явления, свидетельствующие о более или менее значительной плотности атмосферы. Наибольшие высоты такого порядка, бесспорно, соответствуют полярным сияниям, хотя точные определения высоты их чрезвычайно трудны и сопровождаются частыми ошибками. Следует поэтому приветствовать успехи, достигнутые в этом направлении фотографией. После Бренделя (Brendel) и Башина (Baschin),² которые в 1900 г. получили первые, хотя и не вполне совершенные фотографии этих чрезвычайно слабых и

¹ Untersuchungen über die Natur der obersten Atmosphärenschichten. „Phys. Zeitschr.“, XII, стр. 170 (I) и стр. 214 (II), 1911.

² „Met. Zeitschr.“, 1900, стр. 278.

быстро меняющихся световых явлений, Штёрмеру (Störmer) удалось получить в 1910 г. фотографии со значительно уменьшенной выдержкой, и, таким образом, он дал первые фотограмметрические определения высот.¹ Можно поэтому надеяться, что старый, во многом ненадежный материал наблюдений постепенно будет заменен более точными

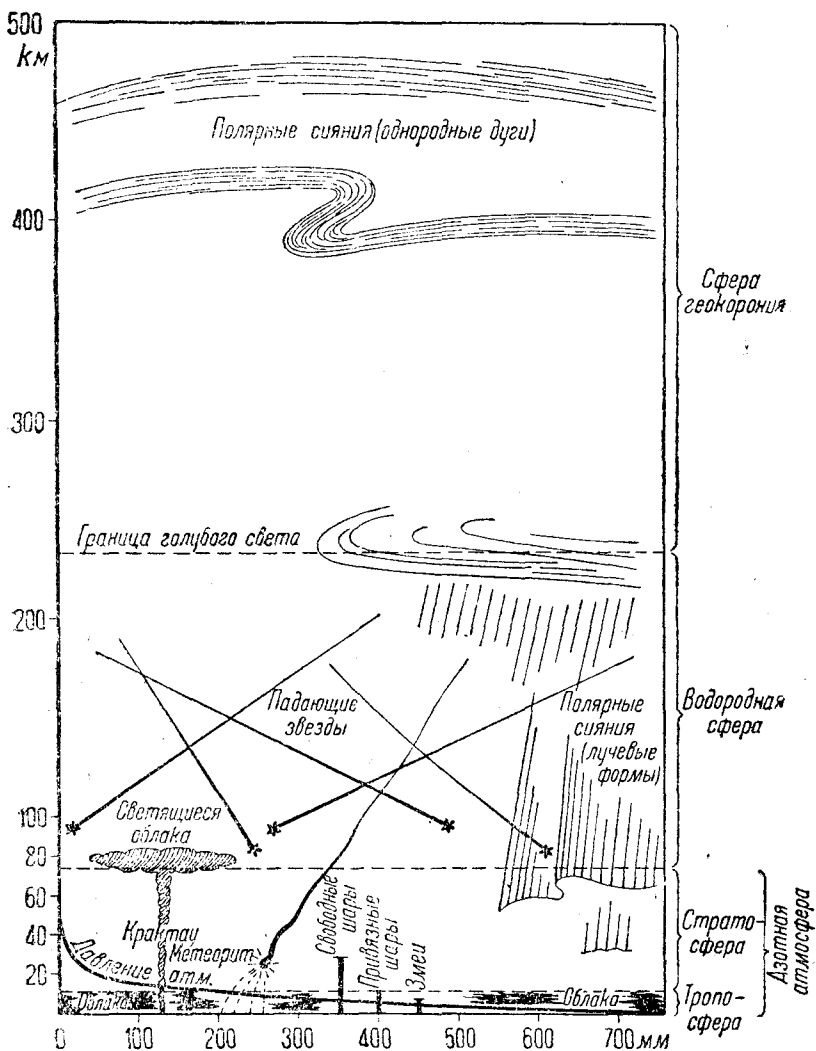


Рис. 2. Вертикальный разрез атмосферы.

измерениями. На рис. 3 изображена одна из лучших фотографий Штёрмера.

Все предыдущие материалы, добытые при помощи непосредственных наблюдений с оптическими приборами, дают весьма различные значения для высот полярных сияний. Так, Враве (Bravais) из 145 на-

¹ „Compt. Rend.“, 150, (1910), стр. 1631.

блюдений нашел среднюю высоту в 227 км, а из 5 наблюдений — 100 км, Ньютон (Newton) — 209 км (28 наблюдений), Фирнлей (Fearnley) — 176 км (16 наблюдений), Норденшёльд (Nordenskjöld) — 179 км (60 наблюдений) Карльгейм-Гиленшёльд (Carlheim-Gylenskjöld) — 58 км (346 наблюдений), Тромголт (Tromholt) — 113 км, а именно от 76 до 164 км, Экама (Ekaма) — 210 км и т. д. ¹ Особенно часты и бесспорны определения высоты ярко выраженного нижнего края полярных сияний, имеющих форму драпρι и наблюдающихся только в полярных странах. Эта высота равна 60 км. Однако Паульсен (Paulsen) произвел ряд измерений, которые дают меньшие высоты вплоть до земной поверхности. В западной Гренландии он установил высоты от 1 до 68 км. ² Однако некоторые исследователи полярных сияний считают это недоразумением, полагая, что здесь дело идет о вторичных явлениях и что



Рис. 3. Полярные сияния в виде драпρι (снято 28 февраля 1910 г. Штермером).

высота в 60 км действительно является нижней границей всех первичных явлений полярных сияний. Отчасти эта точка зрения подтверждается и теоретическими соображениями. Совсем недавно, благодаря прекрасным работам целого ряда скандинавских исследователей, как

¹ Очень обстоятельный реферат о высоте полярных сияний сделал *Abbe* в *The Altitude of the Aurora above the Earth's Surface. Terrestrial Magnetism*, III, 1898, стр. 5. Я не разделяю сомнений автора относительно возможности определения высоты полярных сияний, точно также мало убедительны его воззрения относительно пространственной формы полярных сияний, приведенные автором в заключении.

² *Obs. Internat. Polaires 1882 — 1883. Expéd. Danoise. Aurores Boréales, Copenhagen 1891.*

Онгстрем (Ångström), Паульсен (Paulsen), Виркеланд (Birkeland), Штёрмер и др., загадка о физической природе полярных сияний решена почти до конца. Согласно этим исследованиям полярные сияния вызываются катодными лучами, исходящими от Солнца и попадающими в поле земного магнетизма; здесь они настолько отклоняются, что поступают в земную атмосферу с теневой стороны. Эти лучи, поглощаясь, вызывают свечение атмосферы. Штёрмер много поработал над вычислением большого числа криволинейных траекторий этих лучей, дав для них наглядные и убедительные модели.¹ Следовательно светится сама атмосфера, и спектр полярного сияния есть не что иное, как спектр того воздуха, в котором оно происходит. Вследствие того, что состав различных слоев атмосферы различен, меняется также и спектр полярного сияния, о чем подробнее будет сказано ниже. Здесь мы имеем явление, аналогичное свечению газов в катодных трубках (не в обыкновенных гейслеровских трубках), при давлении ниже 0,1 мм ртутного столба. Как только это давление превзойдено, газ становится непроницаемым для катодных лучей, и достаточно слоя ничтожной толщины, чтобы эти лучи поглотились совершенно. Напротив, при давлении, меньшем 0,1 мм, большая часть катодных лучей, а именно, лучи, обладающие наибольшей скоростью, проникают через газ беспрепятственно, и лишь незначительная часть их поглощается, вызывая очень слабое характерное свечение, наблюдаемое в лабораторных трубках. Такое свечение мы наблюдаем в верхних, слабо светящихся частях полярного сияния. Ниже, с возрастанием давления абсорбция становится сильнее, и свечение ярче, причем на высоте, где давление равно 0,1 мм, поглощается последний остаток катодных лучей.²

Напомним, что Паульсен³ в позднейших измерениях, произведенных в Исландии, установил, что известная группа полярных сияний, а именно так называемые однородные дуги, которые в противоположность драпри не обладают лучистой структурой, всегда находятся на чрезвычайно больших высотах, а именно не ниже 400—500 км. Это различие высот, очевидно, зависит от того, что пути катодных лучей, обвивающие спиралью силовые линии земного магнитного поля, по вычислениям Штёрмера, уже на большой высоте имеют точку поворота и точно по такой же кривой удаляются от Земли. Гомогенные дуги представляют собой, очевидно, такие возвращающиеся лучи, в то время как для кончающихся на 60 км драпри необходимо предположить, что теоретически найденная точка поворота лежит ниже критической высоты, где лучи полностью абсорбируются.⁴

¹ Carl Störmer, On the Trajectories of electric corpuscles in space under the influence of terrestrial magnetism, applied to the aurora borealis and to magnetic disturbances. Archiv für Mathem. og. Naturvidenskab 28, № 2, 1906.

² См. Lenard, Ueber die Strahlen der Nordlichter. Sitz. Ber. d. Heidelberger Akad. d. Wiss., math.-naturw. Klasse, 1910, 17 Abhdlg.

³ A. Paulsen, Sur les récentes Théories de l'aurore polaire, „Bull. de l'Académie R. des Sciences de Danmark“, 1906, № 2.

⁴ Согласно последним исследованиям Вегерда, Крогнесса и др., крайними границами высот полярных сияний следует считать около 75 км и более 1000 км. Высота полярных сияний сильно меняется в зависимости от угловой высоты Солнца под горизонтом. Это явление протекает таким образом: „В течение первых полутора часов после захода Солнца полярное сияние происходит исключительно на больших высотах, причем нижний край опу-

Падающие звезды и метеоры. Падающие звезды представляют собой мелкие, в большинстве случаев неправильной формы, твердые, космические тела, попадающие в земную атмосферу со скоростью порядка 50 км/сек. Здесь они, расплавляясь и, может быть, испаряясь,¹ распадаются, принимая форму облака, которое после охлаждения состоит, очевидно, из мельчайших твердых частиц, то-есть космической пыли. Видимое нами свечение происходит оттого, что вследствие большой скорости метеорита встречающиеся на его пути газы не успевают расступиться и сильно сжимаются. Обусловленная давлением теплота не успевает распространиться путем теплопроводности, и температура настолько повышается, что окружающие метеорит атмосферные газы начинают светиться. Большая часть свечения поэтому вызывается раскаленным воздухом, но он в свою очередь расплавляет метеорит, по крайней мере на его поверхности. Поверхность метеорита вследствие быстрого движения относительно воздуха все больше и больше расплавляется подобно куску льда в теплой воде. Внутренняя часть его сохраняет при этом очень низкую температуру, соответствующую температуре той, которой обладал метеорит в мировом пространстве, так как в данном случае теплота внутрь проникать не успевает.

Из имеющихся многочисленных отчетов видно, что некоторое время после падения метеорита на Землю он продолжает обладать этой низкой температурой.

Из всего вышесказанного следует, что при свечении метеоритов мы должны различать два явления, а именно, кроме свечения газов, дающих спектр воздуха, необходимо принимать во внимание еще свечение раскаленной поверхности метеорита, обладающее, конечно, непрерывным спектром. Вопрос, принимают ли участие в этом свечении пары и газы самого метеорита, остается пока открытым. Так как в основном причина этих явлений заключается в инерции атмосферных газов, а не все газы одинаково инертны, то и сами явления протекают по-разному в различных атмосферных слоях: в сферах геокорония, водорода и азота. В первой сфере вообще не бывает никаких световых явлений. Инертность этого газа настолько незначительна, что для того, чтобы вызвать в нем световые явления, необходимы скорости более высокого порядка.² Напротив, более инертный водород накаляется и вызывает, таким образом, явление падающих звезд. Многократно измеренные высоты падающих звезд постоянно находятся в пределах водородной сферы. Ниже (стр. 30) дана сводка, составленная по этому вопросу Брециной (Brezina):³

скается лишь до 400 км. После того, как сумеречные дуги совершенно исчезают, полярное сияние появляется в более низких слоях — в общем между 100 и 400 км. Таким образом оказывается, что плотность воздуха на больших высотах слишком мала для того, чтобы там имел место достаточный световой эффект. (Прим. перев.)

¹ Совершенно неверно распространенное еще до сих пор мнение о том, что падающие звезды сгорают, так как в тех слоях, где это явление имеет место, нет кислорода (см. гл. VI).

² Солнечная корона также обладает чрезвычайно незначительной инерцией. Кометы 1680, 1843, I, 1880, I, 1882, II и 1887, I прошли корону без заметного сопротивления.

³ Die Meteoriten vor und nach ihrer Ankunft auf die Erde; Vorträge d. Ver. z. Verbreit. naturw. Kenntnisse in Wien; Wien 1893.

	Высота возгорания		Высота потухания	
	Километры	Число наблюдений	Километры	Число наблюдений
Гершель по наблюдениям Брандеса и Бенценберга	113	178	87	210
Ньютон из наблюдений 1798—1863 гг. (включая данные Гершеля)	118	234	81	290
Секки по его собственным наблюдениям	120	27	80	27
В частности:				
Вейс для Персеид (августовские метеоры), Европа	114,6	49	87,9	49
Ньютон для Персеид, Америка	112,4	39	90,1	39
Ньютон для Леонид (ноябрьские метеоры)	154,9	78	97,8	78
Вейс для Леонид	132,5	4	79,8	4
	151,4	6	95,1	6

Интересно отметить, что падающие быстрее и, следовательно, более яркие Леониды начинают светиться на больших высотах, чем Персеиды. Как общий закон, это подтверждается наблюдениями Шмидта и Гейса (Heis);¹ они поделили падающие звезды по яркости на четыре класса (I — самые яркие) и нашли следующие средние высоты:

	I	II	III	IV
Средние высоты	122	119	81	64 км
Число наблюдений	14	20	24	21

Особенно интересен вопрос о том, каковы максимальные точно измеренные высоты начала свечения. Они, конечно, больше приведенных в таблице средних. По Деннингу (Denning) высоты свыше 240 км очень редки, в то время как 200 км наблюдались в 9 случаях из 26.

Между прочим, по наблюдениям Берлинской обсерватории в 1867 г. за августовскими метеоритами высота свечения заметно превышает приведенные данные Брецины; в среднем получилось 180 км, в то время как для потухания осталась прежняя высота в 80 км.

Приведенные данные показывают, что это явление происходит в слое от 150 до 80 км и находится, следовательно, целиком в водородной сфере. В то время как явление падающих звезд характеризуется потерей массы без уменьшения скорости, для метеоров картина существенно меняется: они не успевают потерять свою массу в водородной сфере и попадают в более плотную сферу азота. В большинстве случаев здесь скорость уменьшается, масса же рассеивается не целиком. Так как азот еще более инертен, то свечение при переходе границы этого слоя на высоте 70 км становится значительно интен-

¹ Resultate aus zehnjährigen Beobachtungen über Sternschnuppen. Berlin 1852, стр. 112.

сивнее. Неоднократно было замечено, что очень яркие метеоры в начале имели вид падающей звезды и что усиление свечения начиналось в некоторой точке его пути. В большинстве случаев такие метеоры кончаются воспринимаемым слухом взрывом, после чего осколки метеора падают с нормальной скоростью на Землю. Причина этого взрыва окончательно еще не выяснена. Не исключена возможность того, что взрыв вызывается ускоряющимся вращением метеора вокруг оси, совпадающей с направлением движения. Это вращение вследствие огромной центробежной силы ведет к взрыву метеора. Начало такого вращения можно часто заметить, так как траектория полета принимает винтообразную форму. Интересно отметить высоты наступления взрыва. Нисль (Niessl) ¹ дает следующую сводку:

12 февраля 1875 г., Гомстедт (Сев. Америка)	3,7 км
5 мая 1869 г., Креенберг (Бавария)	8,2 „
3 февраля 1882 г., Мокс, Зибенбюрген, а именно	
над Мокс	8,4 „
над Гинлателке	14,4 „
13 декабря 1807 г., Вестон (Сев. Америке)	11,1 „
9 июня 1866 г., Княхинья (Венгрия)	11,9 „
13 июля 1847 г., Враунау (Богемия)	менее 14,8 „
15 июля 1878 г., Тишитц	приблизительно 20,0 „
14 мая 1864 г., Оргей (Франция)	23,0 „
19 июня 1876 г., Стелльдален (Швеция)	40,8 „
30 января 1868 г., Пултуск (Польша)	41,5 „
26 мая 1751 г., Грашина, Аграм (Кроация)	46,7 „

Из сводки видно, что все высоты находятся в пределах сферы азота, высота же в 11 км, как видно из таблицы, является границей для этих явлений. Но следует отметить, что и наибольшие высоты находятся значительно ниже верхней границы азотной сферы, так что метеоры проходят по крайней мере 20 км в этой атмосфере, прежде чем наступает момент взрыва.

Явление сумерек. Когда Солнце находится под горизонтом, наблюдатель с земной поверхности видит над ним освещенную солнечными лучами атмосферу. В этой сумеречной дуге, обусловленной диффузным отражением света в атмосфере, яркость уменьшается снизу вверх неравномерно, а обладает структурой, тесно связанной с основными атмосферными слоями. Можно различить целый ряд все ослабевающих сумеречных дуг, опускающихся после захода Солнца последовательно друг за другом за горизонт. Эти дуги соответствуют различным атмосферным слоям. Первая сумеречная дуга, называемая также „ярким сегментом“, по наблюдениям Митэ (Miethe) и Лемана (Lehman) ² скрывается за горизонтом в тот момент, когда Солнце находится уже на 8° ниже горизонта. Принимая во внимание рефракцию, можно подсчитать, что граница отражающих слоев находится в данном случае примерно на высоте 11 км. Отсюда видно, что эта сумеречная дуга представляет собой освещенную тропосферу. Затем следует главная сумеречная дуга, для которой и проведено большинство измерений.

¹ „Sitz-Ber. d. Kais. Akad. d. Wiss. z. Wien“, 1884, 89, гл. 2, стр. 283.

² Dämmerungsbeobachtungen in Assuan im Winter 1908, „Met. Zeitschr.“, 1909, стр. 97.

В метеорологической оптике Пернтера (Pernter) и Экснера (Exner)¹ мы находим следующую таблицу для высот Солнца, соответствующих моменту исчезновения или появления этой дуги:

Шмидт (Афины)	15,9 км	Мёлер (Атлантика)	17,5 км
Берман (Атлантика)	15,6 „	Вейлей (Перу)	17,5 „
Браве (Франция)	16,0 „	Митэ и Леман (Ассуан)	16,1 „
Гельман (Испания)	15,6 „	Карльгейм-Гиленскёльд	
Лиейс (Атлантика)	17,8 „	(Шпицберген)	17,7 „

Критический обзор этих чисел приводит нас к заключению, что вероятно, многие из них получены в результате систематической ошибки. В самом деле, очень часто нижние слои воздуха, содержащие водяной пар, закрывают сумеречную дугу в то время, когда она фактически находится еще над горизонтом. Поэтому утренним наблюдениям, когда нижние слои воздуха в общем прозрачны, следует доверять больше: и в самом деле, они дают большее совпадение, что и видно из следующей таблички:

	Вечер	Утро
Испания	15°20'	17°52'
Ассуан	14 54	17 21
Атлантика	18 18	17 22

Если мы примем как самое вероятное значение в данном случае 17,4°, то по приближенным вычислениям² для границы соответствующих слоев атмосферы будет найдена высота 74 км. Речь идет, следовательно, об освещенной Солнцем стратосфере.

Однако после исчезновения этой главной сумеречной дуги на небе остается еще чрезвычайно слабая полоса света голубоватого оттенка. До сих пор наблюдения над этой дугой были произведены как будто лишь Зее (See) в Вашингтоне. По его наблюдениям верхняя граница этих слоев находится на 214 км. Очевидно, что здесь речь идет об освещенной водородной сфере.

Зодиакальный свет. Зодиакальный свет наблюдается в европейских широтах в январе — марте тотчас же после захода Солнца, а в осенние месяцы — перед восходом Солнца в виде матовой светящейся полосы в форме наклоненной к горизонту пирамиды. В тропиках это явление наблюдается регулярно в течение всего года. Более точные наблюдения, проведенные при весьма благоприятных условиях, показали, что слабое свечение от вершины пирамиды простирается еще дальше по направлению большого круга и в точке, противоположной Солнцу, незначительно усиливается („противосияние“); таким образом зодиакальный свет охватывает все небо. Ось зодиакального света совпадает по

¹ IV. Abschnitt, Wien und Leipzig 1910, стр. 767.

² По формуле $H = R \cdot \frac{1 - \cos \frac{\eta}{2}}{\cos \frac{\eta}{2}}$, где H — искомая высота, R — радиус

Земли (6 370 км) и η — угол Солнца под горизонтом. Последний легко определить из наблюдений среднего местного времени.

нашим измерениям с плоскостью солнечного экватора (которая наклонена к эклиптике на 7°).

Долгое время существовало два противоположных взгляда на природу зодиакального света. Одни приписывали его Солнцу, другие — Земле. Принимая во внимание приведенные выше соображения о наличии непрерывной связи между земной и солнечной атмосферой, этот спор становится беспредметным, так как, очевидно, обе стороны правы.¹ Зодиакальный свет представляет собой световое явление, происходящее в сфере геокорония нашей планеты, а также и в ее продолжении в межпланетном пространстве, представляющем собой в свою очередь продолжение внешней оболочки солнечной атмосферы. Большей частью здесь речь идет о солнечном свете, отраженном от твердых частиц, подобных пыли нашей атмосферы, как предполагает Зелигер (Seeliger),² или от молекул газа, заполняющих это пространство в крайне разреженном состоянии. Респиги (Respighi), Фогель (Vogel) и Райт (Wright) наблюдали в спектре зодиакального света, помимо слабого непрерывного спектра, также и яркие линии полярного сияния. Это определенно указывает на то, что по крайней мере самая яркая часть этого удивительного света, имеющего вид наклоненной к горизонту пирамиды, в основном лежит в сфере геокорония. Таким образом мы приходим к заключению, что зодиакальный свет является последней сумеречной дугой в том смысле, как это изложено в предыдущем параграфе; эта дуга остается на небе после исчезновения наблюдавшейся Земем сумеречной дуги голубоватого цвета. „Последний цветной вечерний блеск незаметно переходит в мягкий серебряный блеск зодиакального света“ (Пешуель-Леше).

Своеобразная пирамидальная форма зодиакального света указывает на то, что распределение масс в сфере геокорония так же неравномерно, как и в солнечной короне.

Светящиеся ночные облака. Начиная с 1885 г., наблюдались своеобразные облачные образования, похожие на перисто-слоистые облака. Уже своей яркой освещенностью на внешней границе главной сумеречной дуги после захода Солнца они свидетельствовали о совершенно необычной для облаков высоте.

Рис. 4 поясняет происхождение этого освещения. SS — луч Солнца, касательный к Земле, так что наблюдатель A находится в тени; DD — верхняя граница отражающих свет слоев воздуха, дающих главную сумеречную дугу. Над направлением AB наблюдатель видит крайне слабый зеевский свет (освещенную водородную сферу), который, однако, недостаточен даже для того, чтобы звезды при нем стали незаметными. В то же время облако вследствие большой отражательной способности светится очень ярко. Эта полоса однако очень узка, так что например облако b уже лежит в тени.

Высота этих замечательных облаков, являющаяся решающим фактором для появления их освещенности, впервые была определена

¹ См. *Fr. Schmid*, Das Zodiakallicht. Ein Versuch zur Lösung der Zodiakallichtfrage, „Beitr. z. Geophysik“, 9. 1908, стр. 113.

² Über kosmische Staubmassen und das Zodiakallicht, „Sitz.-Ber. München“ 31, стр. 265. Той же точки зрения придерживается К. Швенд в диссертации „Zur Zodiakallichtfrage“ (München 1904), содержащей много литературных указаний.

фотограмметрически Иессом (Jesse) и Штольцем (Stolze) в 1887 г.¹ Для 1889 г. средняя высота найдена равной 83 км. Для 1890 г. — 82 км. В общем высота колебалась от 70 до 83 км. На рис. 5 воспроизведена одна из таких фотографий, сделанная в Науене. На оригинале рядом с облаками видны и некоторые звезды, которые, однако, не вышли при репродукции. Замечательно то, что эти облака наблюдались в Европе только в летние месяцы (от конца мая до начала августа). Заметные на фотографии волны также были измерены, и, как и следовало ожидать, полученные длины волн оказались значительно большими, чем у волнистых облаков более низких слоев. Длина волны оказалась равной 9 км. Особенно интересна определенная из фотографий скорость продвижения этих облаков. Оказалось, что на этих высотах господствовал восточный ветер 100 м/сек. Отсюда можно заключить, что эти атмосферные слои уже не полностью участвуют во вращении Земли. Но если это явление заметно уже на высоте 70 км, то отсюда очевидно, что высшие слои водородной сферы обладают еще меньшим вращением. Что же касается сферы геокорония, то она практически уже не принимает участия во вращении Земли.

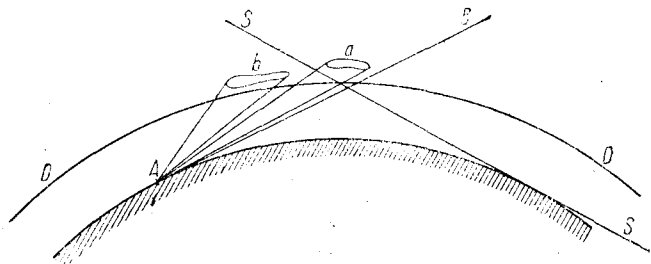


Рис. 4. Освещение ночных облаков.²

Через некоторое время после открытия светящихся облаков было высказано предположение о том, что они произошли в результате извержения вулкана Кракатау, самого мощного извержения, какое только помнит человечество, подобно тому, как огромная масса вулканической пыли, распространившейся на высоте около 35 км, послужила причиной возникновения аномальных зорь.³ Но в то время как масса вулканической пыли, загрязнявшая вначале всю стратосферу, вскоре начала опускаться все ниже и ниже и в конце концов совершенно исчезла, светящиеся ночные облака были открыты лишь через 4 года после извержения и долгое время после этого, хотя и заметно ослабевая, были предметом наблюдения, не исчезнув окончательно еще и до настоящего времени. При этом измерения давали постоянно одну и ту же высоту, и не было заметно никакого снижения их. Это говорит о том, что здесь мы имеем дело с совершенно другими образованиями,

¹ O. Jesse, Untersuchungen über die sog. leuchtenden Nachtwolken, Sitz-Ber. d. kgl. Preuss. Akad. d. Wiss. in Berlin, Mai 1891 (более ранняя работа — там же 1890); „Met. Zeitschr.“, 1891, стр. 306; „Astron. Nachr.“, 140, № 3347 стр. 161, а также более подробная статья обзорного характера: Die leuchtenden Nachtwolken, „Publ. der Berliner Sternwarte“.

² Линия AB должна была бы проходить через точку пересечения SS и DD.

³ Kiessling, Untersuchungen über Dämmerungerscheinungen, Hamburg und Leipzig 1888.

чем при пыльном помутнении. Надо полагать, что выброшенные при извержении огромные массы водяного пара вследствие значительного содержания свободного водорода¹ проникли сквозь изотермические слои стратосферы до верхней границы азотной сферы, где и распространились в горизонтальном направлении. Если же принять во внимание, что внешнее давление воздуха на высоте 80 км как-раз равно максимальному давлению водяного пара при предполагаемой там температуре в -55° (а именно 0,019 мм), то станет ясно, что на этих высотах в атмосфере может находиться сколь угодно большое количество водяного пара. Выше этого уровня вообще невозможно образование облаков (если только температура не падает ниже -55°), так как здесь насыщение водяными парами не может быть достигнуто, если бы даже атмосфера состояла из чистого водорода.²

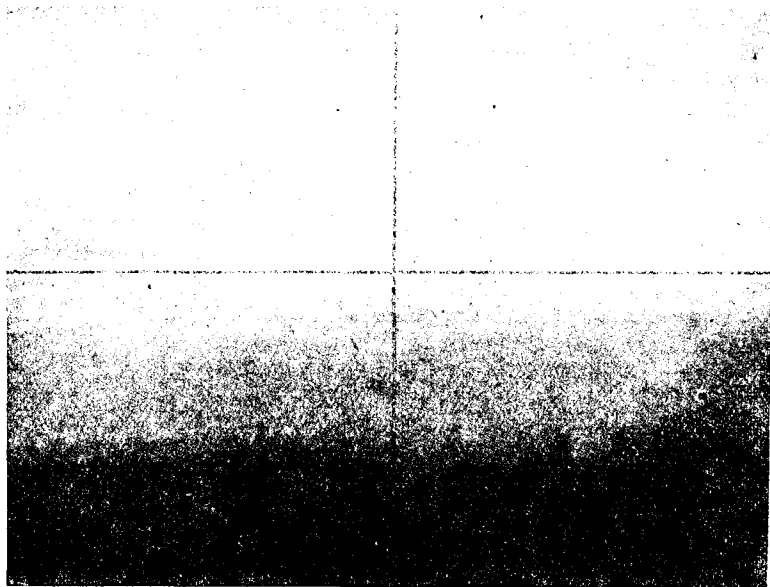


Рис. 5. Светящиеся облака в Штеглице (2 июля 1889 г.
13^h 44^m 0^s).

Так как устранение этих колоссальных масс водяного пара возможно только путем чрезвычайно медленной диффузии, то понятно, что для такого процесса необходимо много лет. Вероятно, и теперь еще на этих высотах не достигнута пока та незначительная степень влажности, которая соответствует равновесию по газовым законам.

Исходя из этого явление светящихся ночных облаков становится

¹ Согласно опыту Грове (см. *Erdmann, Lehrb. d. Anorgan. Chemie*, 3 Aufl. Braunschweig 1902, стр. 139) укажем, что при соприкосновении воды с раскаленной добела платиной наступает диссоциация водяного пара, которая сохраняется и при охлаждении. Таким образом получается гремучий газ. Такой же эффект должно производить море при соприкосновении с раскаленной вулканической лавой.

² См. гл. XV.

легко объяснимым: они представляют собой местную конденсацию в этих обширных слоях водяного пара и не отличаются, следовательно, ничем от обыкновенных перисто-слоистых облаков. Ни одно из этих светящихся облаков не было долговечным; постоянной является только масса водяного пара, которая при каждом местном поднятии границы слоя ведет к конденсации.¹

Область применения аэрологических методов исследования.² Аэрология в настоящее время располагает рядом совершенных методов, область применения которых различна.

Наибольший подъем змея был произведен в Линденбергской обсерватории, когда змей достиг высоты в 9 600 м.

Максимальная высота в 22 000 м была достигнута 30 января 1934 г. в Москве стратостатом „Осоавиахим 1“ с экипажем в составе: П. В. Федосеенко, А. Б. Васенко и И. Д. Усыскина, трагически погибшим при спуске, когда гондола оторвалась от оболочки в результате чрезмерно сильной скорости спуска. За четыре месяца до этого 30 сентября 1933 г., также в Москве, стратостатом „СССР“ с экипажем в составе: Г. А. Прокофьева, Э. К. Бярнбаума и К. Д. Годунова была достигнута высота в 19 000 м.

Максимальная высота, на которую поднялся 11 сентября 1934 г. аэроплан с пилотом-итальянцем Ронато Донати (Ronato Donati), составляла 14 433 м.

8 сентября 1930 г. в Гамбурге шар-зонд, т. е. резиновый шар, несущий с собой метеорограф, достиг высоты в 35 900 м.

Область применения шаров-пилотов совпадает в основном с областью применения змеев.

¹ Ярдецкий (Jardetzky) высказал предположение, что на высоте около 70 км имеется большое количество гремучего газа. Так, по Аррениусу и Вегенеру содержание кислорода и водорода в процентах на разных высотах характеризуется следующей таблицей:

В ы с о т а	50	70	90	110 км
Водород	1	13	68	94
Кислород	10	6	1	—

Таким образом на этой высоте атмосфера почти на 20% состоит из гремучего газа. Электроны, идущие от Солнца, без взрыва превращают гремучий газ в водяной пар, который тотчас же сублимируется, образуя, таким образом, кристаллические ночные светящиеся облака. Однако это объяснение мало вероятно, так как другие явления (падающие звезды и пр.), а также теоретические соображения говорят об отсутствии гремучего газа в атмосфере.

Укажем еще на то, что Вегард (Vegard) высказал предположение, что светящиеся ночные облака представляют собой кристаллы азота, фосфоресцирующие при 35° abs. Однако вскоре Вегард отказался от этой гипотезы, так как она противоречит тому, что эти облака светят отраженным солнечным светом, а также совершенно достоверно установленному факту, что на этой высоте не может быть такая низкая температура. (Прим. перев.).

² Настоящий параграф заново написан переводчиками. Изд.

Наконец, укажем еще на разработанный в последнее время метод радиозондов. После первых попыток использования радиопередатчиков для исследования атмосферы, относящихся ко времени мировой войны и произведенных главным образом в Америке, в 1927 г. Бюро (Франция), а затем в 1930 г. Молчанов (СССР) и несколько позже Дуккерт (Германия) и Вайгала (Финляндия) и ряд других авторов разработали различные системы радиозондов, особенно удобных для исследования атмосферы в малонаселенных местностях; так как метод шаровозондов совершенно неприменим для исследования свободной атмосферы в таких местностях, то радиозонд в настоящее время является единственным методом, позволяющим исследовать такие районы, как Арктика, пустыни и т. п. Этот метод, несомненно, имеет огромное будущее.

Однако материал, приведенный в этой книге, получен преимущественно с помощью змеев, шаровозондов и свободных аэростатов.

III. Состав воздуха у земной поверхности

Процентное содержание отдельных газов. Наша атмосфера представляет собой смесь различных газов. Но среди них два газа — азот и кислород — преобладают в такой степени, что в первом приближении атмосферный воздух можно рассматривать состоящим на $\frac{3}{4}$ из азота и на $\frac{1}{4}$ из кислорода. Однако при более точных исследованиях в атмосфере обнаруживается в небольших количествах целый ряд других газов. Если выделить составные части воздуха, содержащиеся в единице объема, то их парциальные объемы (выраженные в процентах по отношению к общему) будут характеризовать состав воздуха. Наиболее надежные данные приведены ниже (в процентах к объему сухого воздуха):

Составные части атмосферного воздуха	Молекулярный ¹ вес	Процентное содержание по объему у земной поверхности ²
Геокороний (одноатомный)	0,4 (приблизит.)	0,00058 (гипотетически) ³
Водород H ₂	2,02	0,0033 (Готье-Релей)
Гелий He	4,0	0,0005 (Клод) ⁴
Вода H ₂ O	18,02	переменно
Неон Ne	20,0	0,0015 (Клод)
Азот N ₂	28,02	78,06 (Ледюк)
Кислород O ₂	32,00	20,90
Аргон Ar	39,9	0,937
Углекислота CO ₂	44,0	0,029 (переменно)
Озон O ₃	48,0	следы (Тьерри)
Криптон Kr	83,0	0,0001 (приблизит.)
Ксенон X	130,7	0,000005 (приблизит.)

¹ По международной таблице атомных весов за 1910 г.

² По Abegg, Handbuch d. Anorgan. Chemie, u. Travers, Experimentelle Untersuchung von Gasen, Deutsch von Tadeusz Estreicher, Braunschweig 1905, стр. 116.

³ А. Wegener, Untersuch. über d. Natur d. obersten Atm.-Schicht., там же.

⁴ Раньше в большинстве случаев принимали 0,00015, однако уже Рамзай пришел к значению 0,0004.

Содержание водяного пара в воздухе вследствие сильной его изменчивости мы не приводим. Количество водяных паров, находящихся в воздухе, колеблется от 0 до 4% по объему и зависит главным образом от температуры. Но и в другом отношении эта составная часть занимает особое место в атмосфере, так как вода может существовать в атмосфере во всех трех агрегатных состояниях, а именно в виде ледяных облаков, капельножидких облаков и газообразного водяного пара. Многообразные перемены агрегатного состояния и образуют в основном погоду.

По Тьерри в атмосферном воздухе имеются лишь незначительные следы озона, максимум около 0,1 мг в 1 м³. Однако с высотой содержание озона возрастает, так что у земной поверхности содержание озона составляет лишь четвертую часть его максимального количества. Так как озон, очевидно, образуется под действием ультрафиолетовой солнечной радиации из кислорода, а большая часть ее поглощается на больших высотах, то, следовательно, слои образования озона лежат на большой высоте, в то время как у земной поверхности озон благодаря его большой химической активности быстро уничтожается. Этим объясняется противоречащее газовым законам распределение озона с высотой. Открытые Рамзаем „благородные газы“,¹ особенно два тяжелых газа криптон и ксенон, определены очень неточно. Однако это обстоятельство несущественно для дальнейшего расчета состава воздуха на больших высотах, так как они благодаря значительному их весу связаны лишь с нижними слоями атмосферы.

Роль углекислоты. Точно так же в отношении углекислоты, содержание которой сильно меняется со временем и в зависимости от местных условий, вполне достаточно для большинства метеорологических целей знания лишь среднего значения, равного 0,03% объема. Был высказан ряд чрезвычайно интересных соображений относительно роли, которую играет углекислота в атмосфере; однако мы можем коснуться их лишь вскользь.² Указывали на то, что большинство атмосферных газов характеризуется недостаточной химической активностью, что объясняет тот факт, что они не соединяются химически с горными породами. Особого объяснения заслуживает лишь присутствие химически сильно активного кислорода. Возникает вопрос, не образуется ли постоянно вновь эта составная часть воздуха. В самом деле, растения являются постоянным источником кислорода. Растения поглощают углерод из углекислоты воздуха, обогащая последний чистым кислородом. В ранние геологические эпохи имело место значительное поглощение растениями углерода из воздуха, на что указывают залежи торфа и каменного угля. В 1856 г. Кене (Коепе) впервые обратил внимание на то, что ископаемого угля, вероятно, имеется такое количество, что для его сжигания потребуется как-раз весь имеющийся в атмосфере кислород. Однако мы не знаем достаточно точно количество имеющихся запасов угля, чтобы высказать по этому вопросу окончательное мнение. Приблизительный подсчет приводит к довольно правдоподобному предположению, что первоначально кислорода в атмосфере не было, а была

¹ W. Ramsay, Die Gase der Atmosphäre und die Geschichte ihrer Entdeckung, 3 Aufl., Deutsch von Huth, Halle 1907.

² См. S. Arrhenius, Lehrbuch der kosmischen Physik, Leipzig 1903.

лишь углекислота, которую растительность расщепила на ископаемый ныне уголь и кислород нашей атмосферы.

Что касается углекислоты, то для определения ее первоначальной массы необходимо принять во внимание не только ископаемый уголь, но и всю углекислую известь осадочных пород, ибо и эта углекислота, связанная ими, взялась из атмосферы. Приблизительный подсчет показывает, что общее количество углекислоты до ее разложения растениями или связывания углекислой известью составляло приблизительно 10 атмосфер. Допустить существование такой атмосферы углекислоты даже в самые отдаленные геологические эпохи представляется невозможным. Но в этом нет никакой надобности, так как углекислота и в настоящее время продолжает выделяться вулканами, а этот процесс в прежние геологические эпохи был даже сильнее. Поэтому углекислота все время постепенно прибывает в атмосферу, одновременно поглощаясь из нее, так что содержание этого газа в любой момент не должно быть очень большим. Так как вулканическая деятельность в различные эпохи развивалась, очевидно, различно, то, надо полагать, что и содержание углекислоты в воздухе колебалось. Так, некоторые видят в обилии растительности каменноугольного периода признак высокого содержания углекислоты. Так как увеличение углекислоты влияет на абсорбцию солнечных лучей в воздухе, то на этом основании Аррениус построил свою „углекислую гипотезу“ колебания климата. Незначительное увеличение углекислоты, по его мнению, должно заметно повысить среднюю температуру Земли. В каменноугольный период высокое содержание углекислоты, таким образом, являлось причиной значительного количества тепла. После того как обильная растительность поглотила углекислоту и вместе с тем исчезла ее согревающее влияние, начался ледниковый период. Современный период характеризуется возрастанием углекислоты и тепла. Однако мы не будем больше останавливаться на этих вопросах, мнения о которых еще сильно расходятся.

Содержание углекислоты в воздухе колеблется между 0,025 и 0,040% по объему. Вопреки газовым законам содержание углекислоты на некоторой высоте выше (0,033%), чем у земной поверхности (0,029%), что, очевидно, объясняется тем, что этот газ на земной поверхности все время поглощается растениями, в то время как новый приток его от вулканических извержений попадает сначала в более высокие слои. Над сушей содержание углекислоты немного больше, чем над морем; это указывает на то, что этот газ в настоящее время находится в стадии возрастания. Это возрастание вызывается уже хотя бы постоянным ростом потребления угля в наше время (в 1900 г. — 700 000 000 т или 7×10^{11} кг). Во всяком случае ежегодное возрастание равняется лишь $\frac{1}{900}$ части уже имеющейся углекислоты. Кроме того, существуют многие факторы, поглощающие наибольшую часть этого прироста. С одной стороны, растительность, весьма вероятно, повышает потребление этого газа, а с другой стороны, океан действует в виде аккумулятора, а именно он тут же поглощает $\frac{5}{6}$ вновь образовавшейся углекислоты, так что в атмосфере остается лишь $\frac{1}{6}$ часть. Все же по Аррениусу, даже приняв во внимание море (растительность не поддается учету), содержание углекислоты в течение 54 лет должно увеличиться на $\frac{1}{100}$, что в дальнейшем можно будет проверить точными анализами.

Легкие газы. Если взглянуть на приводимые ниже расчеты состава воздуха на больших высотах, то мы убедимся в том, что неточность определений больше всего даст себя чувствовать на содержании легких газов, а именно: гелии, водороде и гипотетическом геокоронии. Последний вообще не определен еще химически, о его существовании на больших высотах мы заключаем лишь на основании спектра полярного сияния. Количественное значение его основано на гипотезе Менделеева о недостающем в периодической системе элементов одноатомном легком газе, атомный вес которого должен равняться 0,4.¹ Учитывая удачное предсказание Менделеевым подобным же образом германия, эта гипотеза представляется весьма вероятной. Для производства расчетов мы вынуждены на основании явлений сумерек, падающих звезд и спектра полярного сияния принять, что этот газ начиная приблизительно с 200 км высоты, является преобладающей составной частью атмосферы. Числовые характеристики имеют, следовательно, приблизительное значение и упоминаются лишь для того, чтобы воспользоваться ими при дальнейших расчетах состава атмосферы на высотах, которые несмотря на неточность исходных значений дают некоторое общее положительное заключение. При этом вычисления основаны полностью на числовых характеристиках для водорода, которые также не совсем точны. Хотя существование этого газа в воздухе у земной поверхности, определенно доказано, количественные характеристики, однако, определены недостаточно точно. Если отказаться от более старых неточных измерений Буссинго² то мы в основном имеем лишь единственное определение, сделанное Готье (Gautier),³ который нашел для этого газа процентный объем, равный 0,02.

Релей (Rayleigh)⁴ подверг это измерение серьезной критике и пришел к заключению, что содержание водорода составляет лишь $\frac{1}{8}$ часть упомянутого значения, то-есть равно таким образом 0,0033%, что и принято в приведенной выше таблице. Ледюк (Leduc)⁵ также подверг критике измерения Готье в том же направлении. Но сам Готье⁶ все же сохранил свои данные, и поэтому многие авторы, как Дьюар (Dewar) и др., приняли это количество. Ханн (Hann) и Гемфрис (Humphreys) пользовались средними значениями, равными 0,01% объема. Недавно Клод (Cloude)⁷ сделал еще одну попытку определить содержание водорода в воздухе. Он нашел, что оно во всяком случае менее 0,0001, следовательно, еще меньше значения, принятого Релеем. Но сам Клод признает, что его метод измерения страдает систематическими ошибками, так что результат, полученный им, неверен, поэтому мы и не будем считаться с его выводами. В дальнейших вычислениях мы будем пользоваться данными Релея.

Трудность определения содержания водорода в воздухе заключается

¹ „Chem. Centralblatt“, 1904, I, 137; „Prometheus“, 15, 97.

² E. Schmid, Lehrb. der Meteorologie. Leipzig 1860, стр. 30; Буссинго нашел в Париже 0,0002—0,0008, а в Лионе 0,001—0,002% водорода по весу.

³ „Ann. d. Chemie“, XXII, 1901, Jan.

⁴ „Phil. Mag.“, VI серия, 3, April 1902, стр. 416.

⁵ „Compt. Rend.“, 135, стр. 860.

⁶ „Compt. Rend.“, 135, стр. 1025.

⁷ „Compt. Rend.“, 148, № 22, Juni 1909.

главным образом в том, что воздух везде, в особенности в больших городах, содержит еще и углеводороды, которые химически трудно отделить от чистого водорода. Так как углеводороды появляются в результате вулканических извержений и в результате гниения растительных продуктов, то необходимо было бы произвести точное определение содержания водорода на одиноком острове, расположенном в открытом океане, лишенном растительности и свободном от вулканов.

Как для водорода, так и для гелия имеются самостоятельные, хотя и трудно поддающиеся исследованию источники. Гелий в малых количествах выделяется в атмосферу из вулканов и теплых источников. Водород почти в чистом виде выделяется в карналитовых ущельях калийных шахт Страсфурга. В менее чистом виде он получается в Величко из трещин каменной соли. Затем он наряду с другими газами образуется при брожении целлюлозы без доступа воздуха, например на дне морей. Такое же явление мы имеем и с углеводородами в газовых источниках нефтеносных районов. Однако наибольшая масса водорода все же получается из вулканических газов. Так, например, Бунзен (Bunsen) нашел в газах исландских фумарол 25% водорода, а Муассан (Moissan) нашел 22,3% водорода в газах Мониелье на Мартинике при извержении 1902 г. Как мы уже указывали, вулканическое происхождение водорода объясняется, по видимому, разложением водяного пара, происходящим вследствие соприкосновения воды с раскаленной лавой.

Кстати, упомянем опыты Кёна (Coehn), указывающие на то, что ультрафиолетовые солнечные лучи способны разложить значительное количество водяного пара на водород и кислород, что в свою очередь указывает на наличие нового постоянного источника водорода в атмосфере.

Кроме упомянутых в этой главе газов, в атмосферном воздухе встречаются в малых количествах другие газы, которые можно рассматривать как примеси. С некоторыми из них, которые играют существенную роль в процессах конденсации, как азотная кислота, аммиак, перекись водорода и др., мы еще встретимся в дальнейшем.

ОБЩАЯ ТЕРМОДИНАМИКА ИДЕАЛЬНЫХ ГАЗОВ

IV. Законы идеальных газов

Основные положения кинетической теории газов. Главным свойством газов является их стремление расширяться. Согласно кинетической теории газов, наиболее полно и правдоподобно объясняющей большинство явлений, мы представляем себе, что каждая молекула газа независимо движется в пространстве. Скорость движения молекул для каждого газа легко определить экспериментально. С возрастанием температуры увеличивается и скорость движения молекул. При таких сравнительно больших скоростях, которыми обладают молекулы, они беспрестанно сталкиваются друг с другом, а также ударяются в стенки сосуда, в котором заключен газ, и отскакивают по законам упругого удара. Давление, которое все молекулы оказывают на стенки сосуда, и есть давление газа. При отсутствии же стенок те молекулы, которые не сталкиваются с другими, движутся прямолинейно, удаляясь, и газ распространяется в пространстве. Если это пространство раньше было занято другим газом, то часть ворвавшихся молекул сталкивается с молекулами этого другого газа, и расширение в данном случае есть результат непрерывного продвижения вперед и обратного отталкивания молекул. Этот процесс протекает тем медленнее, чем полнее было заполнено пространство другими газами. Это явление называется диффузией. Медленность диффузии играет большую роль в поведении водяного пара в атмосфере.

Закон Бойля-Мариотта. Уже в 1662 г. Бойль, а вскоре после него и независимо от него Мариотт установили, что для всякого газа объем обратно пропорционален давлению, или в виде уравнения:

$$p \cdot v = \text{const.},$$

где p — давление, а v — объем. Но точно также, как и давление, плотность ρ тоже должна быть обратно пропорциональна объему. Мы, следовательно, можем написать:

$$p_1 : p_2 = \rho_1 : \rho_2 = v_2 : v_1. \quad (1)$$

Но это равенство действительно только при том непрременном условии, которое было соблюдено при исследованиях Бойля и Мариотта, а именно: температура должна быть постоянной.

Если представить себе, что изотермическое сжатие газа продолжается до бесконечности, то согласно приведенному уравнению в конце концов при бесконечно большом давлении газ должен был бы исчезнуть совершенно, так как v тогда равнялось бы нулю. Но в природе этого, конечно, не бывает. Газ в большинстве случаев превращается в жидкость и практически больше не поддается сжатию. Чем больше мы приближаемся к состоянию сжижения, тем менее удовлетворительной оказывается вышеприведенная формула. Эта формула, предполагает, следовательно, идеальный газ, который не превращается в жидкость. Но так как эта формула для большинства случаев дает хорошее приближение, то почти всегда оказывается достаточным делать расчеты для идеального газа, которые чрезвычайно просты. Тогда определение производится строго по уравнению (1), которое является в большинстве случаев совершенно справедливым, а не только приближенным. В метеорологии мы, например, без заметной ошибки можем рассматривать азот, кислород, водород и т. д. — короче весь „сухой воздух“ как идеальный газ за исключением водяного пара, который может присутствовать в атмосфере в виде облаков и в жидком и в твердом состоянии.

Закон Гей-Люссака. Пусть теперь давление p остается постоянным, а температура t меняется. Если мы изменим температуру, то изменится также и объем газа по очень простому закону, найденному Гей-Люссаком, а именно: объем газа уменьшается на $\frac{1}{273}$ часть своего объема при 0° при уменьшении температуры его на 1°Ц . Если мы этот новый объем обозначим через v_0 , то получим следующее уравнение:

$$v = v_0 \left(1 + \frac{1}{273} t \right). \quad (2)$$

Соответственно коэффициенту расширения твердых тел назовем $\frac{1}{273} = \alpha$ коэффициентом расширения газа. Этот коэффициент один и тот же для всех газов.

Если мы представим себе, что температура понизилась до -273° , то согласно уравнению мы получим: $v = 0$. Следовательно, и здесь реальные газы противоречат формуле. Закон Гей-Люссака, как и закон Бойля-Мариотта, справедлив только для идеальных газов. При дальнейшем понижении температуры мы должны были бы получить для идеальных газов отрицательный объем, что невозможно себе представить. Поэтому температуру в 273°Ц называют абсолютным нулем температуры. Так как согласно механической теории тепла тепло есть не что иное, как молекулярное движение, то можно представить себе, что при -273° это движение совершенно исчезает. Молекулы, следовательно, находятся в покое. Конечно, экспериментально мы можем приближать газ к такому состоянию, никогда его не достигая.

Общее уравнение состояния газов. Уравнение (2) мы можем записать также следующим образом:

$$v_1 = v_0 (1 + \alpha t_1)$$

и соответственно:

$$v_2 = v_0 (1 + \alpha t_2).$$

Поделив эти уравнения, мы исключаем v_0 и получаем:

$$v_2 = v_1 \frac{1 + \alpha t_2}{1 + \alpha t_1}. \quad (2a)$$

Таким образом мы [имеем:

$$\text{при } t = \text{const.}, \quad p_1 v_1 = p_2 v_2 \quad (\text{закон Бойля-Мариотта})$$

$$\text{при } p = \text{const.}, \quad v_2 = v_1 \frac{1 + \alpha t_2}{1 + \alpha t_1} \quad (\text{закон Гей-Люссака}).$$

Комбинируя эти уравнения, мы можем подсчитать, как изменится объем газа при одновременном изменении давления и температуры, то-есть когда газ переходит в любое другое состояние. Представим себе это явление расчлененным на две стадии для того, чтобы перейти от состояния p_1 , соответствующего объему v_1 , к состоянию p_2 , соответствующему объему v_2 , мы в начале изменим только давление p_1 на p_2 . К этому процессу мы можем применить закон Бойля-Мариотта. Объем (v), пока еще не окончательный, будет равен:

$$(v) = \frac{p_1 v_1}{p_2}.$$

Теперь, сохраняя всю полученное давление p_2 , изменим температуру от t_1 до t_2 , отчего объем изменится вторично. К этому процессу мы можем применить закон Гей-Люссака. Таким образом мы получим окончательный объем:

$$v_2 = (v) \frac{1 + \alpha t_2}{1 + \alpha t_1} = \frac{p_1 v_1}{p_2} \cdot \frac{1 + \alpha t_2}{1 + \alpha t_1}.$$

Итак мы получаем [общее уравнение состояния идеальных газов:

$$v_2 p_2 = v_1 p_1 \frac{1 + \alpha t_2}{1 + \alpha t_1}. \quad (3)$$

Это уравнение годится для перехода газа из любого состояния $p_1 t_1 v_1$ в любое другое состояние $p_2 t_2 v_2$. В частном случае, когда $t_1 = 0$, положим $p_1 = p_0$ и $v_1 = v_0$, тогда получим следующую упрощенную формулу:

$$vp = v_0 p_0 (1 + \alpha t).$$

Наконец, мы можем и далее упростить наше уравнение, введя „абсолютную температуру“ $T = 273 + t$. Тогда:

$$vp = v_0 p_0 \alpha T.$$

Произведение $v_0 p_0$ является характерной для каждого газа постоянной. Объединяя его с α , положим:

$$v_0 p_0 \alpha = R.$$

Таким образом мы получаем уравнение состояния газа в виде:

$$vp = RT. \quad (4)$$

Газовая постоянная. Постоянная R , так называемая газовая постоянная, зависит от удельного веса газа и является характеристикой газа. Так как $\alpha = \frac{1}{273}$, а p_0 в общем случае равно 760 мм ртутного

столба, то p в основном зависит от первоначального объема v_0 . Если мы, как обычно, возьмем v_0 как объем единицы массы, то R будет зависеть от удельного веса газа и составляет для воздуха 29,27, для водорода 420 и для гипотетического геокрония 2100. Этими значениями мы и будем в дальнейшем часто пользоваться.

Но иногда поступают иначе. Ведь можно определить v как объем того количества грамм соответствующего газа, которое равно его молекулярному весу (например 32 г для кислорода, 2 г для водорода, 28 г для азота, 18 г для водяного пара и т. п.).

Тогда оказывается, что это v_0 для всех газов равно $22,412 \text{ см}^3$, а R становится универсальной постоянной, равной 820,7 (если давление измерять в миллиметрах ртутного столба), а в абсолютной системе единиц равной $8,316 \times 10^7 \left(\frac{\text{эрг}}{\text{градусы Цельсия}} \right)$.

Закон Дальтона. Следствием закона Бойля-Мариотта является закон Дальтона: *упругость или давление смеси газов равно сумме парциальных давлений, которые имел бы каждый газ, один заполняя данный объем.*

Мы легко можем проверить этот закон следующим образом. Пусть мы имеем объем V атмосферного воздуха при давлении P . Пусть далее для простоты атмосферный воздух состоит на $1/4$ из кислорода и на $3/4$ из азота. После этого проведем следующий мысленный эксперимент: пусть внутри объема V оба газа отделены друг от друга так, что азот занимает объем v_1 , кислород, отделенный от азота тонкой абсолютно чувствительной к давлению мембраной, занимает объем v_2 и $v_1 + v_2 = V$. Каждый из этих газов, как и раньше, находится под давлением P . Если теперь удалить кислород и дать азоту распространиться во всем объеме V , сохраняя начальную температуру, то мы будем иметь дело с процессом, к которому можно применить закон Бойля-Мариотта. Тогда давление в расширившемся азоте будет дано уравнением:

$$v_1 P = V p_1$$

или

$$p_1 = \frac{v_1 P}{V}$$

Если, обратно, удалить азот и дать кислороду расширяться, то его давление по закону Бойля-Мариотта будет:

$$p_2 = \frac{v_2 P}{V}$$

Мы получили, таким образом, так называемые „парциальные давления“ газов, то-есть давления, которые имели бы место при удалении остальных составных частей газовой смеси. Если мы сложим эти давления, то получим:

$$p_1 + p_2 = \frac{P}{V} (v_1 + v_2) = P,$$

что и утверждает закон Дальтона.

В следующих главах мы иногда будем пользоваться этими законами при рассмотрении атмосферных процессов.

V. Уменьшение давления воздуха с высотой

Уменьшение давления с высотой. Вскоре после того как ученик Галилея, Торичелли, сконструировал первый ртутный барометр¹ и таким образом доказал, что воздух вообще производит давление, пришли к заключению, что давление воздуха должно уменьшаться с высотой, и затем доказали это экспериментально. В 1648 г. Паскаль, следуя указаниям Декарта, совместно со своим шурином измерил разность давлений между вершиной и подножием горы Пюи-де-Дом. Его и поныне весьма интересный труд „*Récit de la Grande Expérience de l'Equilibre des Liqueurs*, Paris 1648“ переиздан Гельманом в 1893 г.² В настоящее время уменьшением давления с высотой пользуются как средством для определения высот. Но на этом вопросе мы останавливаться здесь не будем.³

Теория уменьшения давления воздуха с высотой является важнейшим следствием применения законов идеальных газов к атмосфере. При этом следует различать уменьшение давления в пределах нижних 11 км, то-есть в тропосфере от уменьшения давления в вышележащих слоях. В нижних слоях мы можем рассматривать воздух как один газ и ввести, следовательно, среднюю газовую постоянную. Это основано на том, что и при точных вычислениях по закону Дальтона заметной разницы по сравнению с упрощенными вычислениями не получается. Объясняется это тем, что в тропосфере происходит постоянное вертикальное перемешивание воздуха, способствующее выравниванию его состава на всех высотах, так что фактически газовая постоянная не только приблизительно, но и вполне строго для всех высот одинакова.

Совершенно иначе обстоит дело на больших высотах. Господствующая здесь изотермия (см. гл. XV) препятствует вертикальным движениям и распределение газов с высотой должно начинаться здесь только газовым законом. Таким образом с увеличением высоты начинают преобладать более легкие газы. Поэтому здесь нельзя пользоваться средней газовой постоянной, а необходимо производить исчисления отдельно для каждого газа согласно его газовой постоянной. Но к этому мы еще вернемся позднее, а пока займемся изучением изменения давления в нижних 11 км, где мы можем рассматривать атмосферный воздух как однородный газ.

Барометрическая формула для определения высоты. Если подняться в атмосфере на высоту dh , то давление p уменьшится на величину, равную весу столба воздуха высотой dh . Таким образом мы имеем:

$$- dp = \rho dh,$$

где ρ — вес столба воздуха единичной высоты на некотором уровне в атмосфере. Сравним это ρ с весом (ρ) другого столба воздуха тоже

¹ Сообщение Торичелли и Риччи (1644), содержащее описание сконструированного ртутного барометра, перепечатано в „*Met. Zeitschr.*“, 1894, стр. 446; см. также № 7 изданного Гельманом (Hellmann) „*Neudrucke von Schriften und Karten über Meteorologie und Erdmagnetismus*“ (Berlin, bei Ascher & Co).

² № 2 der „*Neudrucke*“.

³ Некоторые литературные ссылки даны ниже.

единичной высоты, при том же давлении p , но при температуре 0° . Так как эти веса, очевидно обратно пропорциональны своим абсолютным температурам, то мы получим:

$$\frac{\rho}{(\rho)} = \frac{273}{T} = \frac{1}{1 + at};$$

отсюда:

$$\rho = \frac{(\rho)}{1 + at}.$$

Сравним (ρ) с весом ρ_0 нового столба воздуха также единичной высоты при температуре 0° , но при давлении p_0 . Так как эти веса прямо пропорциональны давлениям, то:

$$\frac{(\rho)}{\rho_0} = \frac{p}{p_0}$$

или

$$(\rho) = \frac{p}{p_0} \rho_0.$$

Подставив полученное значение (ρ) в предыдущее уравнение, мы начальное ρ приведем к следующему виду:

$$\rho = \frac{p}{p_0} \times \frac{\rho_0}{1 + at},$$

где p_0 — давление у земной поверхности, ρ_0 — вес столба воздуха единичной высоты при 0°Ц у земной поверхности.

При этом наша первоначальная формула, примет следующий вид:

$$-\frac{dp}{p} = \frac{\rho_0}{p_0} \times \frac{dh}{1 + at}.$$

Проинтегрировав это уравнение, то-есть последовательно поднимаясь от малых значений dh до исследуемой нами высоты h , мы получим:

$$\ln p = \text{const} - \frac{\rho_0 h}{p_0 (1 + at)},$$

так как:

$$\int \frac{dp}{p} = \ln p.$$

Постоянную интегрирования можно написать также в виде натурального логарифма. В самом деле если $h = 0$, то дробь в правой части равенства обратится также в нуль. Слева же можем вместо p написать p_0 . Тогда оказывается, что $\text{const} = \ln p_0$. Заменим кроме того, постоянные величины ρ_0, p_0 новой константой:

$$H = \frac{\rho_0}{p_0},$$

тогда получим:

$$\ln p = \ln p_0 - \frac{h}{H(1 + at)}$$

или:

$$\ln \left(\frac{p_0}{p} \right) = \frac{h}{H(1 + at)}. \quad (5)$$

Так как при интегрировании мы полагали, что температура t постоянна, то очевидно, что это уравнение справедливо лишь для того

случая, когда температура одинакова на всех высотах. На самом деле это не так, поэтому нам приходится довольствоваться приближением, приняв для t среднюю температуру столба воздуха.

Высота однородной атмосферы Константе H мы можем придать определенный физический смысл. В самом деле, $H\rho_0 = p_0$ есть вес всего воздушного столба, находящегося над наблюдателем. Так как ρ_0 есть вес единичного столба того же воздуха, то очевидно, что H должно было бы обозначать высоту всего столба. При этом мы предполагаем, что каждая единица этого столба воздуха имеет одинаковый вес, иными словами, что плотность воздуха на всех высотах постоянна, как это приблизительно бывает, например, у воды. Так как в действительности воздух сжимаем и поэтому плотность его с высотой уменьшается, то H ни в коей мере не соответствует действительной высоте атмосферы. Эту высоту называют высотой однородной атмосферы или виртуальной высотой давления. В вышеприведенной барометрической формуле H стоит вместо газовой постоянной и определяется таким образом удельным весом газа. Для воздуха $H = 7991$ м. При более точных подсчетах принимается во внимание незначительное уменьшение силы тяжести с высотой, и тогда $H = 8001$ м. Принимая же во внимание, кроме того, и внутреннее притяжение атмосферы, получаем $H = 8000$ м.¹

Приведем еще значения этой важнейшей константы для различных атмосферных газов:²

Гелий	Водород	Гелий	Водяной пар	Неон	Азот	Воздух	Кислород	Аргон	Углекислота
584 200	114980	58 420	12 830	11 600	8 261	7 991	7 229	5 801	5 226

Так как в пределах нижних 11 км воздух рассматривается нами как один газ, то для тропосферы мы можем принять эту константу равной 7991.

Практическая формула для определения высоты. Обыкновенно применяются не натуральные логарифмы, а десятичные. Чтобы перейти к десятичным логарифмам, нам необходимо только умножить обе части этого уравнения на модуль десятичного логарифма (0,43429). Тогда в левой части уравнения мы получаем десятичный логарифм, а в правой вместо H новую константу, для воздуха равную 18 400. Это число чаще всего называется „барометрической константой“. Тогда уравнение принимает вид:

$$\lg \left(\frac{p_0}{p} \right) = \frac{h}{18400(1 + at)} \quad (6)$$

Это уравнение является простейшей барометрической формулой для определения высоты. Она получена для „сухого воздуха“, то-есть

¹ R. Emden, Gaskugeln, Anwendungen der mechanischen Wärmetheorie auf kosmologische und meteorologische Probleme, Leipzig und Berlin, 1907, стр. 341.

² Мы приводим здесь данные, которыми пользовался Хант („Met. Zeitschr.“ 1903, стр. 122), так как не стоит вносить в них поправки, согласно ежегодно меняющимся международным таблицам атомных весов.

без учета влияния водяного пара и для постоянной силы тяжести, не изменяющейся ни с высотой, ни с широтой места. Если же принять во внимание вытекающие отсюда поправки, то мы получаем более сложную формулу, употребляемую при барометрическом нивелировании. Приведем здесь одну из таких формул, выведенную Рюльманом (Rühlman),¹ которая получила широкое распространение в виде таблиц, вычисленных по ней Иорданом (Jordan).²

В обозначениях Иордана она имеет следующий вид:

$$h = K \lg \frac{B_1}{B_2} (1 + \alpha t) \left(1 + 0,377 \frac{e}{p} \right) (1 + \beta \cos 2\varphi) \left(1 + \frac{2H}{r} \right), \quad (7)$$

где

h обозначает измеряемую разность высот в метрах;

$K = 18400$ — барометрическая константа;

B_1 и B_2 — давление воздуха, измеренное одновременно в верхнем и нижнем пунктах в произвольных, но одноименных единицах (обычно в миллиметрах ртутного столба);

$\alpha = 0,003665$ — коэффициент расширения воздуха при нагревании на 1°C ;

t — средняя температура воздуха в градусах Цельсия;

$\frac{e}{p}$ — среднее значение отношения давления водяного пара к давлению воздуха для рассматриваемого столба воздуха;

$\beta = 0,00265$ — коэффициент изменения силы тяжести, зависящей от сжатия Земли у полюсов;

φ — средняя географическая широта для обоих пунктов;

H — средняя высота обеих станций над уровнем моря;

r — земной радиус, за округлением равный $6\,370\,000$ м или для широты $\varphi = 50^\circ$: $\lg r = 6,80489$.

Гипсометрические таблицы. Чаще всего при вычислениях высот пользуются не этой точной формулой, а гипсометрическими таблицами, в которых высота рассматривается как функция давления воздуха и температуры, а для широты места и упругости водяного пара принимаются средние значения. Таблицы Иордана³ вычислены только до 8000 м. Специальную таблицу, приспособленную для обработки высоких подъемов шаров-зондов, опубликовал Анго (Angot).⁴ Эта таблица снабжена также вспомогательными таблицами для введения поправок, необходимых при точных определениях.

Приведение полной таблицы не входит в задачи настоящей книги. Здесь мы даем для наглядности только небольшую табличку (стр. 50), пригодную для приближенных расчетов (несколько сокращенную Кремзером (Kremser)).⁵ Она дает непосредственно высоту как функцию показаний барометра вверху и средней температуры столба воздуха

¹ „Die barometrische Höhenmessung und ihrer Bedeutung für die Physik der Atmosphäre“ (Leipzig 1870), где также подробно изложена история этой формулы.

² „Handbuch der Vermessungskunde“ 3 Aufl., Stuttgart 1838 — 1890.

³ W. Jordan, Barometrische Höhentafeln für Tiefland und für grosse Höhen, Hannover 1896.

⁴ Вязь изданная де-Кервеном „Beitr. z. Physik. d. freien Atmosphäre“, II, стр. 68,

⁵ „Zeitschr. f. Luftschiffahrt“ XII, стр. 92, 1893.

ст уровня моря до наблюдаемого пункта. При этом предполагается, что давление на уровне моря принимается равным 760 мм ртутного столба. Мелкие цифры, напечатанные между числами, обозначающими высоты, служат для интерполяции и дают в вертикальном столбце изменение высоты при изменении давления на 1 мм, а в горизонтальной строке изменение высоты, соответствующее изменению средней температуры столба воздуха на 1° Ц.

Гипсометрическая таблица (высоты в метрах)

Давление в воздухе вверху в мм	Средняя температура столба воздуха				
	+ 20°		0°		- 20°
750	114	0,4	106	0,4	98
	11,9		11,0		10,2
700	710	2,6	658	2,4	609
	12,8		11,9		11,0
650	1349	4,8	1252	4,7	1158
	13,8		12,8		11,9
600	2040	7,4	1892	7,0	1751
	15,0		13,9		12,9
550	2791	10,1	2589	9,7	2395
	16,5		15,3		14,1
500	3614	13,1	3352	12,6	3101
	18,2		16,9		15,6
450	4523	16,4	4195	15,7	3881
	20,3		18,9		17,4
400	5539	20,0	5138	19,2	4753
	23,1		21,4		19,8
350	6692	24,3	6207	23,2	5743
	26,6		24,7		22,8
300	8022	29,0	7441	27,8	6884
	31,5		29,2		27,0
250	9596	34,8	8900	33,3	8234
	38,5		35,7		33,0
200	11521	41,7	10687	41,0	9886

Для высоты 11 км (верхняя граница тропосферы) мы получаем среднее значение давления 168 мм ртутного столба, если принять давление на уровне моря равным 760 мм и среднюю температуру столба воздуха $\frac{+9-55}{2} = -23^\circ \text{Ц}$.

Если для высот, больших 11 км, принять температуру постоянной и равной -55° , то среднее давление воздуха на высоте 15 км окажется равным 90 мм, на 20 км—41 мм.

Вертикальный градиент давления. При всех этих исследованиях давление воздуха наблюдается не как самостоятельный элемент, а служит лишь для определения высоты. Это предполагает наличие стати-

ческого равновесия по вертикали. Если же существует „вертикальный градиент“, то, очевидно, должно наблюдаться некоторое отклонение от статического давления, определяемого нашими формулами и таблицами, и, следовательно, получаемые таким образом данные оказываются не вполне точными. В этом случае целесообразно рассматривать давление воздуха, как самостоятельный метеорологический элемент. При этом необходимо, чтобы высота была получена другим, независимым от измерения давления путем, что, однако, при собственно аэрологических исследованиях представляется невозможным. Впрочем, эти отклонения, как легко можно заметить, не могут быть значительными, так как горизонтальный градиент давления воздуха даже для расстояния, равного высоте атмосферы, очень мал. Только в исключительных случаях вертикальный градиент давления может принимать большие значения, как например при описываемом нами ниже вихре с горизонтальной осью („грозовой воронка“), образуемом непосредственно перед падающим из грозовой тучи градом и вызывающем на барограмме характерные изменения давления, известные под названием „грозовой нос“.

Высота в 30 км в настоящее время является, повидимому, границей, до которой давление воздуха может иметь непосредственное значение как средство для определения высоты шаров-зондов. Выше этой границы давление будет иметь значение главным образом для изучения состава воздуха. Однако об этом речь будет идти в следующей главе.

VI. Состав воздуха на больших высотах

Истории вопроса. Так как настоящее исследование, проведенное в последнее время, нигде еще не было опубликовано в систематическом изложении, то нам представляется нелишним остановиться на нем несколько подробнее. Первые вычисления состава воздуха в свободной атмосфере принадлежат Ханну.¹ В 1903 г. на основании опыта, проведенного еще в 1875 г., он впервые доказал, что согласно газовым законам состав воздуха на больших высотах должен резко изменяться.² Он произвел вычисления для высот в 10, 20, 50 и 100 км, причем оказалось, что водород находящийся на земной поверхности лишь в минимальных количествах, на высоте 50 км достигает уже 14% по объему, а на высоте 100 км — 99%. Таким образом выше 100 км атмосфера должна состоять почти полностью из чистого водорода. В 1909 г. Гемфрис³ повторил эти вычисления, приняв во внимание более точные данные о распределении температуры с высотой. Полученный результат он представил в виде графика, подобного приведенному ниже. В следующем году я указал на то,⁴ что резкий скачок в составе воздуха имеет место как раз на той высоте (около

¹ Hann, Das Daltonsche Gesetz und die Zusammensetzung der Luft in großen Höhen, „Zeitschr. d. Österr. Ges. f. Meteorologie“, 1875, стр. 22.

² Hann, Die Zusammensetzung der Atmosphäre, „Met. Zeitschr.“, 1903, стр. 122.

³ Distribution of gases in the Atmosphäre, „Bull. of the Mount Weather Observatory“, II, 2.

⁴ Über eine neue fundamentale Schichtgrenze der Erdatmosphäre, „Beitr. z. Phys. d. freien Atm.“, III, 4, 1910.

70 км), на которой я еще ранее¹ на основании явлений сумерек и светящихся ночных облаков предположил наличие пограничного слоя. Одновременно с этим Борне (v. dem Borne) нашел совершенно самостоятельное подтверждение реальности этой границы на названных высотах, объяснив звуковые явления при взрыве динамита на железнодорожной линии в Юнгфрау отражением звуковых лучей от водородной сферы.² Наконец, в другой работе, дающей обзор всего вопроса на основании явлений полярных сияний, я высказал гипотезу, о том, что в составе высоких слоев атмосферы, кроме водорода, участвует еще другой неизвестный нам газ, для которого я предложил название „геокорония“.³ Этот газ на высоте около 200 км постепенно начинает преобладать, являясь, таким образом, более легким, чем водород.

В спектре полярного сияния он дает зеленую линию и, несмотря на некоторое различие спектров, вероятно, идентичен с коронием солнечной короны. Нет ничего невероятного в том, что геокороний есть предсказанный Менделеевым газ с атомным весом 0,4. Повидимому, межпланетное пространство заполнено этим газом, соответственно разреженным так, что солнечная корона непосредственно связана со сферой геокорония. Диффузное отражение солнечного света во всей толщине этого газа дает явление, известное как зодиакальный свет. Здесь мы хотим раз навсегда подчеркнуть, что положения, о которых уже и раньше много говорилось, следует рассматривать пока как гипотетические; однако мы их не можем исключить из наших дальнейших расчетов.

Закон Дальтона. Если мы применим законы идеальных газов, и в частности закон Дальтона, к смеси атмосферных газов, то сразу обнаружится, что с возрастанием высоты газы с большим удельным весом постепенно должны исчезать, уступая место более легким газам, входящим в смесь. Эта необходимость будет более наглядной, если сформулировать закон Дальтона несколько иначе, чем это сделано выше. Мы переходим (сохраняя прежние обозначения) из состояния, в котором азот один заполняет весь объем V , и поэтому его парциальное давление p_1 представляет собой измеряемое давление. Парциальное давление как таковое остается попрежнему равным p_1 и тогда, когда в тот же объем мы прибавим некоторое количество кислорода с другим парциальным давлением p_2 . Изменится только измеряемое общее давление. Отсюда видно, что парциальное давление определенного газа остается совершенно неизменным, независимо от того, какое количество других газов мы внесем в тот же объем. Другими словами: *парциальное давление совершенно не зависит от присутствия других газов.* Но если это так, то и уменьшение парциального давления с высотой для одной какой-нибудь составной части смеси должно происходить независимо от других составных частей. Например, парциальное давление азота должно уменьшаться с высотой так, как будто бы мы имеем атмосферу из чистого азота; давление у земной поверх-

¹ Probleme der Aerologie, „Das Wetter“, 1909, 11, стр. 13.

² v. dem Borne. Schallverbreitung bei Explosionskatastrophen, „Physikal. Zeitschr.“, XII, 1910, № 11, стр. 483.

³ Untersuchungen über die Natur der obersten Atmosphärenschichten, „Physikal. Zeitschr.“, XII, 1911, Nr. 5 und 6.

ности равнялось бы действительному парциальному давлению азота, т. е. $\frac{3}{4}$ атмосферы. Если мы, таким образом, захотим вычислить для различных высот, с одной стороны, состав воздуха, а с другой стороны, действительное давление его (ибо мы ведь никогда не измеряем парциальное давление, а измеряем только общее давление воздуха), то нам необходимо будет определить изменение парциального давления для каждого газа в отдельности. Сумма различных парциальных давлений даст тогда для каждой высоты соответствующее давление воздуха. Поделив парциальное давление отдельных газов на общее давление воздуха, мы получим процентное содержание отдельных газов в составе воздуха, выраженное в объемных процентах.

Вычисление состава воздуха. Вычисление парциального давления для каждого газа в отдельности производится точно так же, как это сделано было нами в предыдущей главе для воздуха. Следует только подставить в формулы вместо обычной барометрической константы константу, соответствующую данному газу. Так как в формуле мы имеем дело с средней температурой столба воздуха, то для ее вычисления необходимо сделать правдоподобное предположение. Если принять среднюю температуру нижних 10 км равной $\frac{+9^{\circ} - 55^{\circ}}{2} = -23^{\circ}$, а выше этого — 55° , то мы получим приведенные в следующей таблице значения общего давления воздуха и состава его в объемных процентах.

Состав атмосферы в объемных процентах

Высота в км	Давление мм	(Геокороний)	Водород	Гелий	Азот	Кислород	Аргон
0	760	0,00058	0,0033	0,0005	78,1	20,9	0,937
20	41,7	0	0	0	85	15	—
40	1,92	0	1	0	88	19	—
60	0,106	4	12	1	77	6	—
80	0,0192	19	55	4	21	1	—
100	0,0128	29	67	4	1	—	—
120	0,0106	32	65	3	—	—	—
140	0,00900	36	62	2	—	—	—
200	0,00581	50	50	1	—	—	—
300	0,00329	71	29	—	—	—	—
400	0,00220	85	15	—	—	—	—
500	0,00162	93	7	—	—	—	—

Остальные газы, как-то: углекислота, неон, криптон, ксенон и озон, нигде не достигают одного процента. На рис. 6 эти данные изображены наглядно в виде графика. Для того чтобы по этому графику определить состав воздуха на некоторой высоте, например на 80 км, достаточно провести горизонтальную линию, отдельные отрезки которой прямо укажут содержание различных газов в объемных процентах. Из схемы видно, что кислород очень быстро и равномерно убывает с высотой и совершенно исчезает на высоте около 80 км. Напротив, азот достигает максимума в 88% на высоте 40 км, а затем между 60—70 км чрезвычайно быстро убывает. Наступающее здесь изменение в составе на первый взгляд кажется чрезвычайно внезапным. Причина этого лежит в большом различии удельного веса участвующих здесь

газов: азота и водорода. Содержание гелия достигает максимума на высоте 90 км, но количественное его выражение вследствие ненадежности принятого начального значения у земной поверхности не вполне достоверно.

Наконец на графике, точно так же как и в таблице, припят во внимание гипотетический геокороний; он почти совершенно не влияет на распределение остальных газов, так что если им совершенно пренебречь, то озвобожденное вследствие этого на графике пространство целиком перешло бы к водороду, без заметного перемещения границ остальных газов.

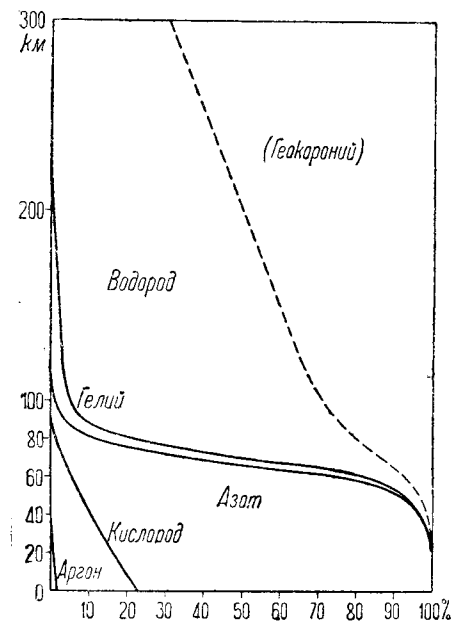


Рис. 6. Предполагаемый состав атмосферы.

имели бы тогда немного меньше, а выше 200 км немного больше геокорония по сравнению с графиком. В другом предельном случае, то-есть при молекулярном весе, равном молекулярному весу водорода, пунктирная линия стала бы совсем вертикально, и тогда всюду (пад- ными тяжелыми газами) мы имели бы 50% геокорония.

Таким образом очевидно, что возможная ошибка в молекулярном весе неизвестного нам газа может лишь незначительно изменить на графике наклон линии, отделяющей этот газ от водорода. Резкой перемены в составе воздуха на этой высоте, подобной перемене на высоте 70 км, здесь быть не может.

Но если предположение о 50%-ном содержании геокорония на высоте 200 км было бы неверным и это соотношение имело бы место лишь на высоте 300 км, то легко видеть, что вследствие этого пунктирная линия передвинулась бы почти параллельно самой себе. Шкала количественного соотношения обоих газов (водорода и геокорония) изменилась бы, переместившись по высоте, но картина в целом осталась бы той же. Медленность этого второго изменения в составе воздуха, следовательно, совершенно не зависит от наших гипотез.

Уже во второй главе мы познакомились с рядом явлений, полное объяснение которых стало бы возможным лишь в том случае, если привлечь во внимание только что описанный состав атмосферы. Далее мы приведем еще некоторые явления, которые должны послужить непосредственным подтверждением наличия именно такого состава воздуха.¹

¹) Изложенное выше представление в общих чертах было принято большинством метеорологов, однако последние исследования показали полную несостоятельность этой теории. В 1916 г. Виганд подверг химическому анализу несколько проб воздуха, взяв их на разных высотах, при этом специально исследовал содержание углекислоты и так называемых остаточных газов (водород, неон, благородные газы). Присутствие водорода определялось лишь качественно по изменению интенсивности водородных линий в спектре взятой пробы. Результат получился следующий:

Высота	CO ₂ , мм ³ /л	Остаточн. газы	Водород
У земной поверхн.	300	26,3	Не обнаружен
5750	297,1	22,8	Спектр ясный
6250	283,6	27,1	—
6350	278,3	24,5	Спектр ясный
9040	277,05	33,7	Спектр сильный

Из приведенной таблички видно, что даже в самых нижних слоях заметна тенденция к уменьшению углекислоты и к увеличению остаточных легких газов. Однако дальнейшие исследования не подтвердили этих результатов. Еще в 1897 г. Кальетэ получил для пробы, взятой с высоты 15,5 км, такой же состав воздуха, как и у земной поверхности.

Пробы воздуха, взятые на высоте 18,5 км при полете стратостата „СССР“, дали следующий результат: объемное содержание кислорода составляло 20,95%, азота 78,13% и остаточных газов 0,92%. Водород отсутствовал совершенно. Таким образом состав воздуха на этой высоте, очевидно, такой же, как и у земной поверхности, и никакой тенденции к изменению состава не обнаружено.

Эти результаты не являются неожиданными, так как целый ряд соображений говорит против изменения состава воздуха с высотой. Согласно многочисленным исследованиям Чепмена (Chapman), Мериса (Marys) и др. следует, что диффузное равновесие в атмосфере может установиться лишь на высоте около 150 км. До 100 км господствует полное перемешивание, а слой от 100 до 150 км представляет собой некоторую переходную зону. Это перемешивание обусловлено как наличием значительных горизонтальных и относительно слабых вертикальных перемещений воздуха, а также благодаря так называемой термической диффузии, которая возникает, как только появляется вертикальный температурный градиент, причем более тяжелые составные части воздуха перемещаются по направлению градиента.

Как мы уже упоминали выше, согласно исследованиям Джинса не только геокороний, но и водород и гелий не могли удержаться в земной атмосфере при очень высокой температуре, господствовавшей в ранние геологические эпохи. Поэтому, вероятно, имеющиеся в атмосфере следы гелия и водорода представляют собой газы, поступающие в атмосферу в наше время из различных источников (вулканические извержения, горячие источники, продукты радиоактивного распада и т. п.).

Наблюдения падающих звезд и метеоритов также не дают никакого указания на существование где бы то ни было гремучего газа, что, как мы видели выше, следует из концепции Вегенера. Напротив, тот факт, что падающие звезды сгорают в высоких слоях атмосферы, очевидно говорит о на-

Звуковые явления. В настоящее время существует уже большое количество достоверных сообщений о чрезвычайно далекой слышимости

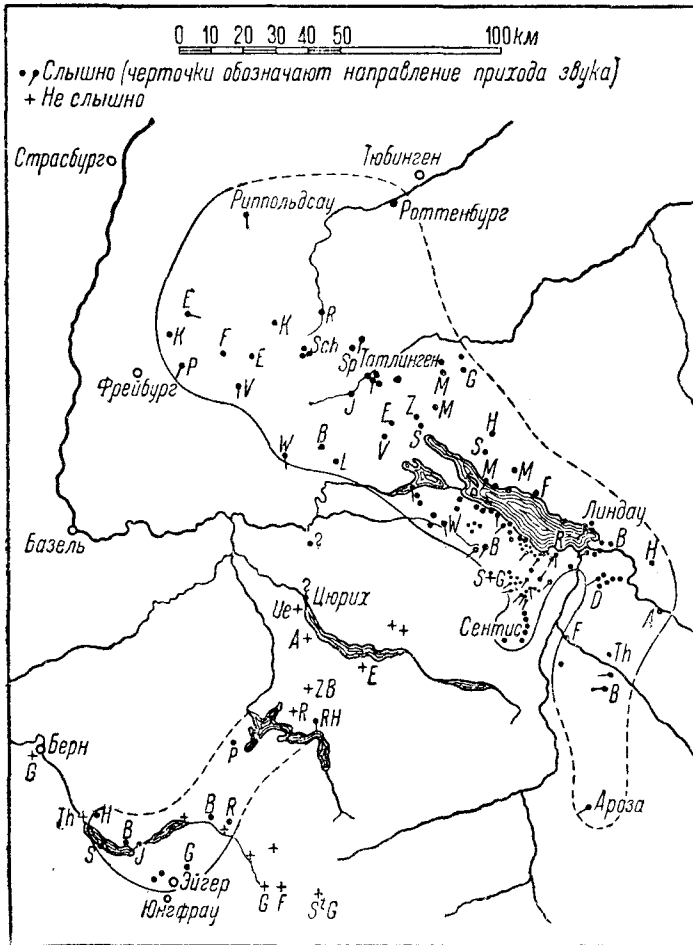


Рис. 7. Распространение звука при взрыве динамита на железной дороге Юнгфрау 15 ноября 1908 г. (по де-Кервену).

лучиных выстрелов и других звуковых явлений. Борне¹ подробно исследовал два таких случая. Но особого внимания заслуживает описанный де-Кервенном (De Quervain)² взрыв динамита на железной дороге

личии большого процента кислорода на этих высотах. Наконец, тщательный спектральный анализ пока не дает никаких указаний на присутствие водорода в атмосфере, и, как показали позднейшие исследования, характерные зеленые линии в спектре полярного сияния, заставившие Вегенера развить свою гипотезу о существовании геокорония, в действительности принадлежат кислороду, о чем мы скажем подробнее ниже. (Прим. перев.)

¹ Über die Verbreitung der durch die Dynamitexplosion zu Förde in Westfalen verursachten Schallphänomene, „Erdbebenwarte“, IV, 1904 S. 1, а также: Über die Fernwirkung der Roburitaufflammung in Witten-Annen, ebendort VI (1907), стр. 110.

² Die Erdbeben der Schweiz im Jahre 1908 und die Schallverbreitung der Dynamitexplosion an der Jungfraubahn am 15. November, „Ann. d. Schweiz. Met. Zentralanstalt“ (Jahrg. 1909).

в Юнгфрау. В то время, как раньше эта чрезвычайно далекая слышимость приписывалась изменению ветра с высотой, Борне в уже упомянутой нами работе „О распространении звука при катастрофических взрывах“ приписывает это явление отражению звука от водородной сферы и добивается значительно более совершенного объяснения этого явления. Замечательно в этом явлении то обстоятельство, что помимо области, непосредственно окружающей место взрыва с нормальной слышимостью, существует еще вторая, более обширная область с аномальной слышимостью, отделенная от первой 100-километровой зоной — „зоной молчания“. В случае, описанном де-Кервемом (рис. 7), область нормальной слышимости простиралась на 30 км от источника звука; следующая зона — зона молчания с многочисленными отрицательными ответами (сообщениями)—достигает 140 км, а затем начиналась зона аномальной слышимости шириной в 50 км с резко очерченным внутренним контуром; внешняя же граница слышимости теряется постепенно. Эту последнюю зону Борне приписывает отражению звука от границы слоя на высоте 70 км. Так как скорость звука в обыкновенном воздухе равна 330 м/сек, а в водороде 1280 м/сек, то меж у слоями должна бы существовать почти резкая граница и, уже при угле падения, равном 15° ($\sin \varphi = \frac{v}{v_1}$), наступает полное отражение, и звуковой луч, если бы он был прямолинейным, должен вернуться на земную поверхность на расстоянии 40 км от источника звука. Таким образом вне этой линии должна бы лежать вторая зона слышимости. Однако при этом примерном подсчете мы не приняли во внимание два важных обстоятельства, а именно: во-первых, существующее в тропосфере убывание температуры с высотой, благодаря чему траектории звуковых лучей обращаются выпуклостью книзу (убывание же давления, напротив, не оказывает никакого влияния на траекторию звукового луча), а во-вторых, то, что на высоте 70 км не существует резкой границы между отдельными газами, а имеет место постепенный переход, соответствующий газовым законам. Таким образом вследствие отсутствия резкой границы между слоями собственно отражения здесь нет, а происходит изгибание звукового луча. Эти оба влияния удаляют упомянутую выше внутреннюю границу зоны аномальной слышимости. Числовые результаты, к которым таким образом пришел Борне, приведены в следующей таблице:

Зенитное расстояние у источника звука	Высота в км, на которой траектория луча становится горизонтальной	Расстояние от источника звука, на котором луч возвращается на Землю, в км
80°	56	290
70	58	210
60	62	142
50	65	126
40	69	120
30	75	116
20	89	126
17°20'	∞	∞

Согласно этой таблице внутренняя граница аномальной зоны слышимости должна проходить на расстоянии 116 км от источника звука.

На выше упомянутой карте наблюдения дают для этого же расстояния величину 140 км. Такое совпадение наблюдения с расчетом можно считать вполне удовлетворительным. Одностороннее развитие явления в северо-восточном направлении, объясняемое местным влиянием преграды, расположенной близ места взрыва, не позволяет выявить влияние ветра, с которым нужно было бы считаться и для диаметрально противоположных юго-западных частей круга; поэтому весьма вероятно, что не объясненное некоторое удаление границы второй зоны слышимости может быть обусловлено влиянием ветра, наблюдавшегося в это время. Весьма желательна организация более систематических наблюдений над звуковыми явлениями, которые строили бы, вероятно, недорого (например на стрельбищах).¹

Спектр падающих звезд. Так как свечение падающих звезд большей частью обусловлено свечением раскаленного воздуха, то по их спектру можно судить и о составе воздуха на соответствующих высотах. Однако при кратковременности этих световых явлений такого рода наблюдения могут быть чисто случайными и не вполне надежными. По счастливой случайности удалось получить несколько фотографических снимков спектра падающих звезд при помощи призматического объектива. Такой снимок дал по Пикерингу (Pickering)² следующие длины волн (здесь приведена интенсивность их):

486 мμ (10) = H ₃	420 мμ (2) = ?
464 „ (10) = ?	412 „ (100) = H ₂
434 „ (13) = H ₄	395 „ (40) = H ₂

¹ Данное Вегенером объяснение образования аномальных зон слышимости вызывает ряд существенных возражений.

Как мы видели, максимальная высота траектории звукового луча по Вегенеру составляет 70—80 км. Это, однако, противоречит данным о времени пробега звука. Время пробега, фактически наблюдаемое, значительно меньше того, которое следует из объяснения Вегенера. Кроме того, Шредингер указал на то, что звуковые волны быстро затухали бы на этих высотах, не достигая земной поверхности, так как там изменение давления воздуха при прохождении звуковой волны значительно больше самого давления.

Более вероятное объяснение образования аномальных зон слышимости дал Уипль (Whiple), указав на влияние температуры на скорость звука и высказав предположение, что на высоте 60 км температура возрастает до 280°.

Гутенберг на основании наблюдений за распространением звука впервые подсчитал температуру стратосферы. Он показал, что на высоте 30 км должно быть сильное повышение температуры, а на высоте 40 км температура стратосферы должна быть выше температуры воздуха у земной поверхности.

Многочисленные исследования, проведенные после мировой войны, показали, что здесь мы имеем дело с преломлением и полным внутренним отражением звукового луча от теплого слоя, расположенного на высоте 40—50 км.

Высокая температура этих слоев стратосферы обусловлена, вероятно, интенсивным образованием озона на этой высоте. (*Прим. перев.*)

² E. C. Pickering, Spectrum of a meteor. „Harvard College Observat. Circul.“ 20; Nat., 57, стр. 101 (1897); „Astrophys. J.“, 6, стр. 461 (1897).

Кроме двух неизвестных линий, здесь имеются четыре водородных линии, отношение интенсивностей которых совпадало с ожидаемым.

Два другие снимка, полученные С. Блажко,¹ оба дали особенно сильные линии 393 $\mu\mu$ и 389 $\mu\mu$ которые, новидимому, идентичны с кислородной линией 391 $\mu\mu$, отчетливо проявляющейся в спектре драпривидных полярных сияний.

Вероятно, Блажко наблюдал метеор в нижней, самой яркой части траектории, которая лежала уже в азотной сфере, в то время как возгорание метеора, наблюдавшееся Пикерингом, происходило в водородной сфере.

Спектр полярного сияния. До тех пор, пока не узнали состава воздуха в высоких слоях атмосферы, по вопросу о спектре полярных сияний существовали самые противоречивые мнения.² Мы еще и теперь далеки от ясного понимания всех деталей этого явления. Однако можно считать установленным, что мы находимся на правильном пути к его полному объяснению.

Часто применяемый в настоящее время спектро-фотографический метод при крайней слабости светового явления все еще не сравним с наблюдениями при помощи окуляра. Фотография в большинстве случаев дает лишь очень немногие линии, хотя, очевидно, и с большей точностью.³ Кроме того, она дает, конечно, только фиолетовую и ультрафиолетовую части спектра.

Из более старых наблюдений при помощи окуляров наилучшими являются наблюдения Карльгейма-Гиленшюльда.⁴ Он в течение зимовки на Шпицбергене наблюдал при помощи двух различных спектроскопов спектральные линии полярных сияний, собранные в приведенной ниже таблице. По количеству наблюдений можно заключить о яркости линий, так как более яркие линии, естественно, чаще встречаются в длинном ряду наблюдений, чем более слабые.

Паульсен (Paulsen) при помощи фотографии установил, что значительная часть спектра полярных сияний соответствует катодному спектру азота.⁵ К названным в таблице азотным линиям в видимой части спектра прибавляются еще особенно сильные линии в фиолетовой части спектра, уже невидимые для глаза. Так, на фотографии, кроме линии около 428 $\mu\mu$, особенно сильно выступает еще линия 391 $\mu\mu$, а также 357 и 337 $\mu\mu$.

Интересно, но еще мало изучено частое появление яркой красной линии 631 $\mu\mu$, с которой связано заметное даже для невооруженного глаза окрашивание лучей полярных сияний в красный цвет. Пола-

¹ S. Blazko, On the spectra of two meteors, „Astrophys. J.“, 26, стр. 341 (1907).

² В „Handbuch der Spectroskopie“ (5. Bd. Leipzig 1910) можно прочесть очень острую, но меткую критику Г. Кайзера, разбирающего обширный материал по этому вопросу.

³ Между двумя николями можно на самом деле обнаружить на негативе многочисленные тонкие линии, незаметные при обычном разсматривании.

⁴ Observations faites au Cap Thordsen, Spitzberg, par l'Expédition Suédoise (Internationale Polarforschung 1882—1883), Tome II 1, Aurores Boréales; Stockholm 1886, стр. 166.

⁵ A. Paulsen, Ueber die Identität eines Teiles des Nordlichtspektrums mit dem entsprechenden Teile des Kathodenlichtspektrums des Stickstoffs, Kgl. Danske Vidensk. Selskabs Forh., Nr. 16, 1900 (также „Met. Zeitschr.“, 1901, стр. 414).

гают, что эта красная линия принадлежит анодному спектру азота. Фогель (Vogel¹) наблюдал эту линию уже в 1872 г. и заметил, что при ее появлении стала также ярче и линия 519 μ (также принадлежащая анодному спектру азота).

Спектр полярных сияний по Карльгейму-Гиленшгльду

Спектроскоп I		Спектроскоп II	
длина волны	число наблюдений	длина волны	число наблюдений
657 ²	1		
645	1		
631 ⁵	11		
612	7		
604	4		
594	3	595	1
578	14	575	1
566	12	—	—
557 ³	19	558 ³	1
554	3	} 547	5
551	8		
548	6		
545	3	} 541	7
541	5		
538	6		
535	9	535	9
530 ⁶	8	} 530 ⁶	16
526	9		
523	14		
518 ⁵	5	524	13
515	6	—	—
504	2	513	5
500 } ⁴	1	505 } ⁴	5
—	—	500 } ⁴	3
487 ²	1	493	7
480	2	484 ²	6
470 ⁶	1	—	—
464	1	471 ⁶	16
		464	8
		458	3
		445 ²	3
		424 ⁶	2
		411 ²	2

Существование же и водородных линий было неоднократно отмечено, например, Карльгеймом-Гиленшгльдом. Но все сомнения устраняются, если принять во внимание интенсивность спектральных линий. По Франкланду (Frankland) и Локнеру (Lockyer) при таких низких давлениях, какие мы здесь имеем, максимум света переходит от красной

¹ „Pogg. Ann.“, 146, 1872, стр. 569.

² Вероятно, линии водорода.

³ Главная линия, геокороний.

⁴ Вероятно, главная линия гелия.

⁵ Анодный спектр азота.

⁶ Катодный спектр азота.

водородной линии 656 μ к зеленой 486 μ ,¹ и весь спектр водорода может в конце концов вырождаться в эту одну линию, что наблюдалось также и Шейнером (Scheiner) в звездных туманностях. В самом деле, из вышеприведенной таблицы видно, что зеленая линия наблюдалась чаще других водородных линий.

Интересно также отношение между азотными линиями и водородными, даваемое Карльгеймом-Гиленшбльдом в следующей небольшой табличке, в которой сопоставляются результаты наблюдений в нижнем крае драпри с результатами наблюдения в верхних частях драпри, которые во всяком случае должны лежать в высоких слоях атмосферы:

Спектры	Число линий	
	в вершинах лучей	у нижнего края лучей
Спектр воздуха	9	8
Анодный спектр азота . . .	2	4
Катодный спектр азота . . .	10	14
Спектр водорода	3	1
Неизвестный	8	4

Из таблицы видно, что как количество, так и интенсивность азотных линий убывают с высотой, в то время как количество водородных линий возрастает. Эта тенденция целиком соответствует упомянутому выше факту, что нижний край драпри находится на высоте 60 км.

При обсуждении вопроса о том, заметен ли и гелий в спектре полярного сияния, необходимо считаться с тем, что по Колли (Collie) и Рамзаю (Ramsay) при незначительном содержании гелия легче всего выступает зеленая линия 502 μ , а не главная желтая линия гелия 587 μ . При большой неточности, свойственной этим измерениям, можно полагать, что приведенные Карльгеймом-Гиленшбльдом значения в 500 и 505 μ соответствуют линиям гелия.

Но остается неразгаданным еще большое количество других линий, прежде всего главная линия всего (видимого) спектра полярного сияния (557 μ). Уже Шейнер² утверждал, что эта линия вызывается весьма легким газом, находящимся в наивысших слоях атмосферы. Это подтверждается наблюдением Лякура (La Saug) о том, что так называемые гомогенные полярные дуги, находящиеся на высоте минимум 400—500 км, дают только эту линию, без присутствия линий водорода или азота.³ Если принять во внимание наши предыдущие вычисления (основанные, конечно, на гипотетических допущениях), что процентное содержание водорода нигде не превышает 67%, то становится понят-

¹ См. Berndt, Die elektrischen Spektre von Gasen und Gasgemischen, „Jahrb. d. Radioaktivität und Elektronik“, 1, 1904, стр. 223.

² Spektralanalyse der Gestirne, Leipzig 1890, стр. 341.

³ На этом основании линия полярного сияния также не может быть тождественной с основной линией чрезвычайно тяжелого криптона, с которой она во всяком случае совпадает в пределах ошибки, что отметили Гюльминс, Пустер, Рамзай и др.

ным относительно незначительное появление его линий в спектре полярного сияния. Наконец, так как геокороний замечен еще в составе воздуха ниже 60 км (нижний край драпри), то вполне понятен замечательный факт, что всякое полярное сияние, какие бы оно другие линии ни давало, всегда содержит наряду с ними и „главную линию“.

При наличии чрезвычайно большой аналогии между солнечной и земной атмосферой можно смело предполагать, что геокороний тождественен с коронием солнечной короны.

Еще Менделеев утверждал, что этот газ и есть тот неизвестный газ с удельным весом 0,4, недостающий в периодической системе элементов. О наличии такой тождественности говорилось и ранее; но это утверждение будто бы опровергалось наблюдениями, а именно тем, что спектр солнечной короны дает не главную линию полярного сияния 557 мμ, а другую линию 532 мμ. Однако неправильно из одного только различия спектров безоговорочно утверждать о различии газа, так как при полярном сиянии речь идет об электрическом свечении, а в солнечной короне о тепловом свечении, при котором и остальные элементы вообще дают различные спектры. Вследствие полной тождественности явлений в солнечной и земной атмосфере идентичность обоих газов является весьма вероятной.¹

¹ Наиболее характерной в спектре полярного сияния является долгое время оставшаяся загадочной зеленая линия $5577,350 \pm 0,005 \text{ \AA}$ (по Бабкоку) шириной в $0,035 \text{ \AA}$. Кроме того, в спектре полярных сияний наблюдается большое число кислородных линий особенно 3 914 и 4 278 \AA . При самых высоких полярных сияниях линия 5577 значительно ослабевает. Линия гелия и водорода в спектре полярных сияний отсутствуют совершенно. Загадка зеленой линии была разрешена лишь в самые последние годы.

Еще в 1875 г. Онгстрем (Ångström), Фогель (Vogel) и Райт (Wright) заметили зеленую линию в спектре ночного неба. В 1901 г. Вихерт (Wichert) показал, что эта линия идентична с зеленой линией полярного сияния 5577 \AA . Далее Релей показал, что две трети всех ночей в Англии можно фотографировать зеленую линию. Однако на это обстоятельство долгое время не обращалось должного внимания.

Лишь в последнее время Бартельс и Реди тщательно исследовали это явление.

Их наблюдения показали, что яркость ночного неба больше той, которая обусловлена звездами. Свет ночного неба обусловлен светом, идущим от Млечного Пути, зодиакальным светом, светом сумеречной дуги и, наконец, вторично отраженным молекулами воздуха солнечным светом. Этот последний и дает в спектре зеленую линию.

Обстоятельные исследования Джинса показали, что интенсивность зеленой линии имеет как суточный (максимум около полуночи), так и годовой и полугодовой период. Кроме того, был замечен более продолжительный период, возможно связанный с периодичностью солнечных пятен. Однако наблюдаемый еще слишком мало для того, чтобы можно было делать окончательный вывод.

Лабораторные исследования показали, что эта зеленая линия принадлежит кислороду. Особенно интенсивна эта линия при давлении, равном 2 мм

ОБЩАЯ ТЕРМОДИНАМИКА РЕАЛЬНЫХ ГАЗОВ

VII. Сжижение реальных газов

Особенности водяного пара. В предыдущей главе речь шла о сухом воздухе при совершенном отсутствии в нем водяного пара. В действительности мы допустили бы огромную ошибку, если бы пытались найти распределение водяного пара в атмосфере, пользуясь законом Дальтона, как это можно сделать для других газов.¹ Применение закона Дальтона оказалось бы возможным лишь в том случае, если бы водяной пар находился в атмосфере в диффузном равновесии. Насколько это допущение не отвечает действительности, показывает следующая маленькая табличка:

Высоты в км	0	1	2	3	4	5	6	7	8	
Давление водяного пара в мм	Наблюдение	1,00	0,68	0,41	0,26	0,17	0,11	0,05	0,03	0,01
	Вычисление	1,00	0,93	0,86	0,79	0,73	0,67	0,62	0,57	0,52 ²

ртутного столба, некоторое время спустя после электрического разряда. В присутствии благородных газов эта линия усиливается.

Чепмен предполагает, что ее появление обусловлено распадом молекул озона.

Таким образом согласно современным представлениям необходимо допустить, что состав атмосферы по крайней мере до высоты 150 км примерно такой же, как и у земной поверхности, то-есть, что атмосфера во всем этом слое состоит примерно на $\frac{3}{4}$ из азота и $\frac{1}{4}$ из кислорода. Что же касается легких газов: гелия и водорода, то они лишь протекают сквозь атмосферу от земной поверхности до границы атмосферы, рассеиваясь в мировом пространстве, нигде не скопляясь в сколько-нибудь заметных количествах.

(обнаруженная же Вегенером и другими авторами слоистость атмосферы обусловлена не изменением молекулярного веса, а сильным повышением температуры).

Однако было бы неправильным представлять себе эту схему окончательной и совершенной. Правильнее будет, если мы скажем, что эта схема является лишь наиболее удобной рабочей гипотезой, помогающей изучить строение атмосферы. (*Ср. прим. перев.*)

¹ Такое неправильное представление действительно имело место в метеорологии в течение долгого времени. Работа Дюе „*Druck der trockenen Luft*“ является причиной этой ошибки.

² При вычислении принята во внимание средняя температура воздуха на этих высотах.

В первом ряду этой таблицы приведены значения упругости водяного пара, полученные Зюрингом при полетах на свободном аэростате в Берлине, второй же ряд содержит значения упругости водяного пара, полученные применением газовых законов при условии статического равновесия. Начальная упругость у земной поверхности в обоих случаях принята за единицу.

Таким образом в атмосфере постоянно существует диффузный поток, направленный снизу вверх, стремящийся приблизить упругость водяного пара на различных высотах к значениям, соответствующим диффузному равновесию. Этот диффузный поток, значительно усиливающийся благодаря конвекции в кучевых и грозовых облаках, компенсируется выпадением осадков, в которые превращается водяной пар после сжатия. Таким образом процессы конденсации водяного пара не позволяют установиться диффузному равновесию его в атмосфере, а вынуждают к продолжению круговорота.

Графические представления. Так как водяной пар может находиться в атмосфере во всех трех агрегатных состояниях или фазах,¹ то мы не можем более без ограничений применять к нему законы идеальных газов. Эти законы можно применять с вполне достаточным приближением лишь до тех пор, пока состояние насыщения не достигнуто. Но как только насыщение достигнуто, вся картина резко меняется.

Для исследования возникающих при этом явлений мы воспользуемся графическими представлениями, причем из трех переменных p , v , t две выберем в качестве координат, и в этой системе проведем линии, соответствующие постоянным значениям третьей переменной. Если мы выберем за оси координат p и v , то можно провести изотермы, при v и t мы получаем изобары (изоэпизги) и, наконец, при p и t — изостеры (изохоры, изопикны).

Построим эти графики прежде всего для идеальных газов.

1. **Изотермы** (рис. 8). Пусть в горизонтальной трубе (ось v рис. 8) сжимается газ. Начальное его состояние пусть будет таково: $t = 0^\circ$, $v = 1$, $p = 1$. При постоянной температуре $t = 0$ произведение $p \cdot v$ по закону Бойля-Мариотта остается постоянным. Отсюда мы можем без дальнейших объяснений построить нулевую изотерму, приведенную на чертеже. Удваивая ординаты, мы получим изотерму $+273^\circ$ и т. д. Совокупность изотерм представляет собой пучок равнобедренных гипербол.

2. **Изобары** (рис. 9). Выберем за координаты t и v . Началу координат пусть будет соответствовать $v = 0$ и $t = -273^\circ$. Рассмотрим изобарическое изменение состояния ($p = 1$), причем мы будем исходить из начального состояния $t = 0^\circ$, $v = 1$ ($p = 1$), соответствующего точке A (рис. 9). Так как при постоянном давлении объем должен изменяться прямо пропорционально абсолютной температуре, то изобара $p = 1$ должна быть прямой, проходящей через начало координат. Если же, наоборот, при постоянной температуре 0° уменьшить начальный объем

¹ Понятие фаз, введенное Гибсом (Gibbs), является более общим, чем понятие агрегатного состояния: если несколько химически нежестких веществ находятся в любом агрегатном состоянии, соприкасаясь друг с другом, то каждая составная часть этой системы также называется фазой.

на половину, то давление при этом увеличится в два раза. Таким образом получается точка B изобары $p=2$, которая по предыдущему представляет собой прямую, проходящую через начало координат. Таким же образом можно построить целый пучок изобар.

3. Изостеры (рис. 10). Для полноты приведем еще третий способ изображения, употребляющийся сравнительно редко, совершенно аналогичный первым двум. Примем за координаты p и t и будем исходить из начальных значений $p=1, t=0^\circ, v=1$. Если при постоянном v температура будет изменяться, то давление будет расти прямо пропорционально абсолютной температуре. Поэтому изостера будет прямой линией, проходящей через начало координат, если абсолютный нуль температуры будет лежать в этой точке. С другой стороны, при постоянном давлении можно получить удвоенный объем путем удвоения абсолютной температуры. Таким же образом мы построим и остальные изостеры.

Упомянем, между прочим, что кроме этих трех способов графического изображения состояния газов имеются также другие комбинации

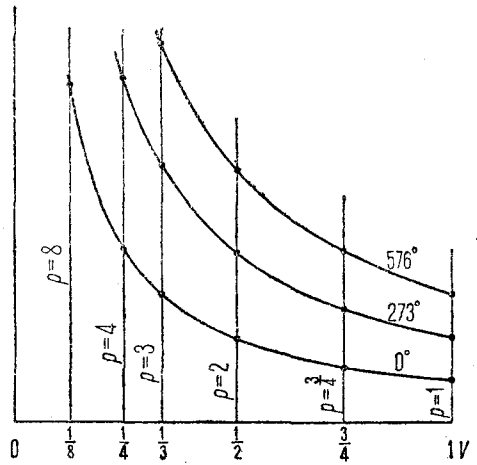


Рис. 8. Изотермы в системе (p, v) .

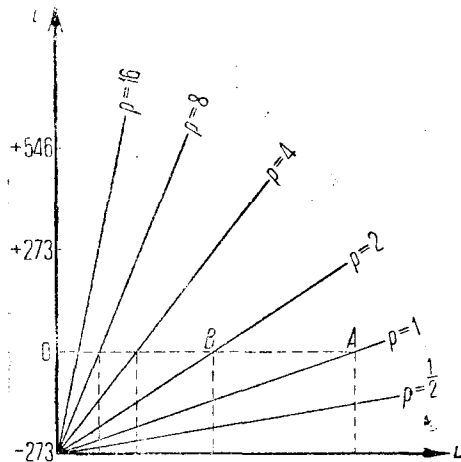


Рис. 9. Изобары в системе (t, v) .

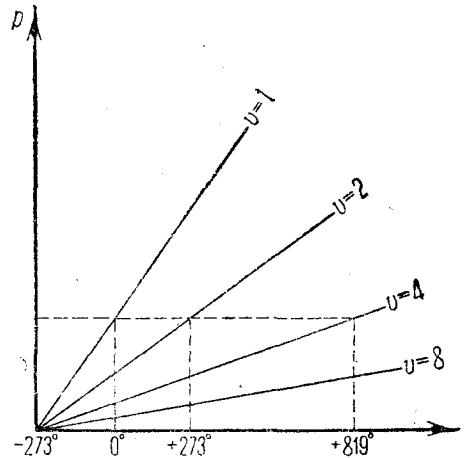


Рис. 10. Изостеры в системе (p, t) .

частично употребляемые в практике. Особенно употребителен, например, такой способ изображения, когда в качестве одной координаты берется произведение pv , а в качестве другой — v и в этой системе проводятся изотермы. Однако для предстоящих целей вполне достаточно и приведенных выше трех основных форм.

Изотермы. Приведенные выше построения соответствуют идеальным газам. Ниже мы дадим соответствующее построение для реальных газов.

На рис. 11 приведены изотермы (в системе p, v), определенные эмпирически Эндрусом (Andrews) для углекислоты. Изотерма $48^{\circ},1$ очень похожа на соответствующую изотерму идеального газа, как это можно видеть из сравнения ее с приведенными в правом углу чертежа тремя изотермами воздуха. Однако уже изотерма $35^{\circ},5$ дает сильное отклонение (в виде бухты), все более и более усиливающееся до изотермы $30^{\circ},9$.

При более низких температурах процесс протекает совершенно иначе: если сжимать газ изотермически, то вначале он следует более

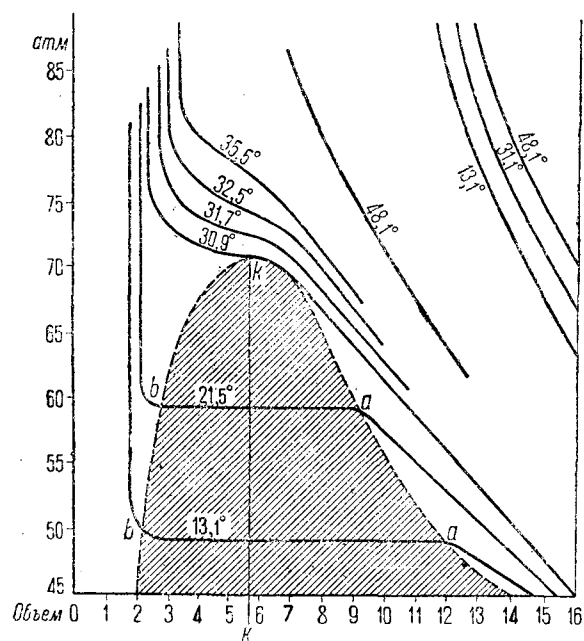


Рис. 11. Изотермы углекислоты по Эндрусю.

или менее закону идеальных газов, как это видно на нижних правых частях кривых нашего рисунка; но как только достигнута определенная точка, давление перестает расти при дальнейшем сжатии. Эта точка соответствует началу конденсации или сжижению. Соответствующее давление называется упругостью насыщения. До сих пор мы имели дело с ненасыщенным паром, теперь вдоль горизонтальной линии ab мы будем иметь одновременно жидкость и насыщенный пар; дальнейшее сжатие будет приводить лишь к тому, что все большее количество пара будет сжиматься без увеличения давления.

Если, наконец, весь пар превратится в жидкость, то для дальнейшего сжатия необходимо огромное увеличение давления, так как жидкости мало сжимаемы; поэтому кривая в левом углу подымается почти перпендикулярно к оси абсцисс. Если процесс изотермического сжатия происходит при более высоких температурах, то мы должны больше увеличить давление, пока не наступит конденсация. При определенной температуре (для углекислоты при $+31^{\circ}C$) вообще нельзя получить сжижение газа. Эта температура называется *критической* температурой рассматриваемого газа.

Все координатное поле распадается таким образом на три области: ненасыщенного пара, где пар ведет себя почти как идеальный газ, далее существует заштрихованная область, соответствующая совместному существованию жидкости и насыщенного пара, и, наконец,

имеется третья область, лежащая слева на чертеже, соответствующая одной жидкости. Последняя область связана с областью ненасыщенного пара в верхней части чертежа, выше так называемой критической точки, определяемой как точка касания заштрихованной линии с критической изотермой.

Так как углекислота является составной частью атмосферы, и температура последней по большей части ниже критической температуры этого газа, то возникает вопрос: не может ли иметь место конденсация углекислоты в атмосфере? Однако количество углекислоты в атмосфере настолько ничтожно, что упругость ее всегда чрезвычайно далека от упругости насыщения, так что при всех условиях кривую состояния углекислоты надо искать в поле не насыщенного пара, где законы идеального газа оправдываются с достаточным приближением. Теоретически же вполне можно себе представить такую атмосферу, в которой углекислота играет такую же роль, как и водяной пар в нашей атмосфере.¹

Изобары. Воспользуемся вторым типом графиков, а именно изобарами, при рассмотрении поведения водяного пара, единственного из всех атмосферных газов требующего применения закона реальных газов. Для этого мы воспользуемся следующей кривой, построенной Рикке (Rieske).² Эта кривая в противоположность предыдущей дана схематично, так как при правильных числовых соотношениях рассматриваемые изгибы кривой были бы слишком ничтожны, чтобы их можно было обнаружить на графике.

Сравнивая это построение с приведенным выше графиком идеального газа, мы замечаем, что изобары идут, также как и для идеального газа, только в поле ненасыщенного пара (на чертеже вверху справа). Проследим, например, изобару 760 мм. Если все более охлаждать водяной пар в сообщающемся с воздухом сосуде, то вначале, пока его температура выше 100°, объем его будет уменьшаться следуя закону идеального газа (линия δd). Когда же эта температура достигнута, дальнейшее охлаждение приводит к тому, что часть водяного пара конденсируется, причем общий объем уменьшается, а температура остается постоянной. Это соответствует горизонтальному отрезку изобары $d\lambda$. Если процесс протекает в обратном направлении, то вдоль этой кривой мы будем иметь постоянное увеличение объема при неизменяющейся температуре, равной 100°. Это будет соответствовать кипению жидкости.

Если при продолжающемся охлаждении мы достигнем левого конца горизонтальной линии λ , то весь пар превратится в жидкость и дальнейшее охлаждение приведет к очень небольшому уменьшению объема жидкости.³ Но как только температура достигла 0°, при превращении воды в лед происходит неожиданное увеличение объема, что схематически изображено включением короткого горизонтального отрезка изобары lf .

Множество изобар ведут себя таким же образом: чем выше давление, тем выше лежит точка кипения. Например, приведенной на чер-

¹ Здесь можно указать на гипотезу (правда, в настоящее время отброшенную), что белые пятна у полюсов Марса состоят из углекислоты.

² „Lehrbuch d. Physik“, 4 изд., Leipzig 1908, т. II, стр. 670.

³ Для упрощения при изображении не принималось во внимание, что минимум объема достигается уже при +4° Ц.

теже изобаре 15,4 атмосферы ($\delta' d' k'$ и т. д.) соответствует точка кипения в 200°C .

Эта прямая зависимость точки кипения от давления позволяет определять давление с помощью термометра, а именно с помощью так называемого „гипсотермометра“. Эти инструменты иногда имеют целый ряд преимуществ перед барометром, так как они очень портативны и не требуют никаких поправок. Чтобы определить давление с точностью до 0,1 мм, необходимо определить лишь точку кипения с точностью около $\frac{1}{300}^{\circ}$, что с помощью точных термометров оказывается возможным. Следующая небольшая табличка дает (по Ханну) практически встречающиеся температуры кипения и соответствующие им давления:

Давление	760,0	707,3	657,7	611,0	567,1	523,0	487,3	451,0	417,0 мм
Температура кипения	100	98	96	94	92	90	88	86	84°C

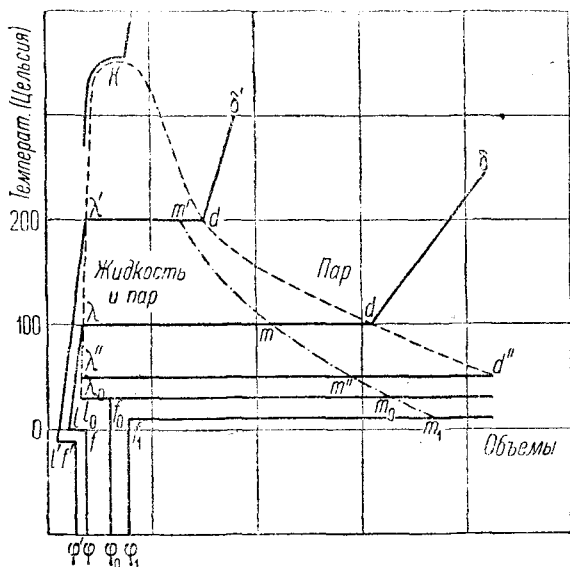


Рис. 12. Изобары воды (схематически) по Рикке.

существовать одновременно, находясь в равновесии при соответствующих температуре и давлении. Ни при каком другом давлении и температуре это оказывается невозможным.

Если выбрать изобару, соответствующую еще меньшему давлению, то она будет иметь вид, изображенный на рисунке внизу справа. Почти вертикальный отрезок изобары выше точки замерзания, который соответствовал ранее жидкой фазе, а в предыдущей изобаре превратился в точку, сейчас отсутствует совершенно; дальнейшая потеря тепла не сопровождается конденсацией в жидком виде, а приводит к сублимации, то-есть к переходу из газообразного в твердое состояние. Как раз эти состояния, которые расположены на чертеже справа ниже изобары с тройной точкой, играют в атмосферных конденсационных процессах особенно большую роль; в одной из дальнейших глав мы еще вернемся подробнее к этому вопросу.

И на этом графике изобар в системе (t, v) , также как и на предыдущем графике изотерм в системе (p, v) мы получаем три поля, соответствующие трем агрегатным состояниям; из них два, именно ненасыщенного пара и жидкости, свободно соединяются друг с другом выше критической точки. Критическая температура для водяного пара равна $+364,3^{\circ}\text{C}$. Состояния, господствующие в атмосфере, лежат, вообще говоря, ниже критической точки, и как-раз поэтому водяной пар занимает особое место среди других атмосферных газов, что и показывает следующая небольшая табличка критических температур, критических давлений, точек кипения и замерзания газов, образующих атмосферу (по Хвольсону).

Газы	Критическая температура в $^{\circ}\text{C}$	Критическое давление в атмосферах	Точка кипения при 760 мм в $^{\circ}\text{C}$	Точка замерзания в $^{\circ}\text{C}$
Гелий	Не выше $-267,0$	—	—	—
Водород	$-242,0$	20,0	$-252,5$	$-258,9$
Воздух	$-140,0$	39,0	(-191)	—
Азот	$-146,0$	35,0	$-195,7$	$-210,5$
Кислород	$-118,0$	50,8	$-182,8$	$-227,0$
Аргон	$-121,0$	50,6	$-187,0$	Прибл. $-190,0$
Неон	Ниже $-213,0$	—	Прибл. $-239,0$	Прибл. $-252,6$
Криптон	$-62,0$	41,0(?)	$-152,0$	$-169,0$
Ксенон	$+15,0$	43,0(?)	$-109,0$	$-140,0$
Озон	—	—	$-119,0$	—
Углекислота	$+31,0$	75,0	$-78,0$	$-65,0$
Водяной пар	$+364,3$	20	$+100$	0

Вышеприведенный третий способ изображения с помощью изостер в системе p, t даст совершенно такую же картину, как и изобары, поэтому мы на нем останавливаться не будем.

Формула Ван дер Ваальса. Упомянутые отклонения от законов идеальных газов привели к многочисленным попыткам вместо вышеуказанных уравнений состояния газов дать другие, более отвечающие действительным соотношениям. Все подобного рода эмпирические формулы дают некоторое приближение к наблюдаемым величинам, однако точного соответствия мы все же не имеем. Наиболее известным является уравнение, предложенное в 1873 г. Ван дер Ваальсом (van der Waals)

$$\left(p + \frac{a}{v^2}\right)(v - b) = c \quad (\text{при постоянной температуре}), \quad (8)$$

где a, b, c — константы, получаемые для каждого газа из наблюдений. Это уравнение для реальных газов представляет собой то же самое что и уравнение Бойля-Мариотта для идеальных газов.

Чтобы проверить, насколько соответствует уравнение Ван дер Ваальса наблюдениям, мы воспользуемся графиком, на котором вместо наблюдаемых данных на кривой состояния нанесены значения, полученные из уравнения Ван дер Ваальса. Мы получим тогда приведенные ниже графики изотерм и изобар (рис. 13 и 14). Бросается в глаза большое сходство этих прямых с эмпирическими кривыми предыдущих диаграмм.

Однако имеется и принципиальная разница. Вместо прямолинейного отрезка изотерм мы видим здесь волнистую линию, и изобары представляют собой также волнистую, но непрерывную кривую. Но как-раз это отклонение от эмпирически полученной кривой придает особую значимость формуле Ван дер Ваальса, так как ему можно приписать вполне определенный

реальный смысл. Эта часть кривой соответствует неустойчивому состоянию замедления кипения и перенасыщения. Если нагревать воду, совершенно освобожденную от пузырьков воздуха, то, как известно, ее можно нагреть значительно выше 100° прежде чем начнется кипение. Затем начало кипения наступает неожиданно. Так как обыкновенно необходимо большее давление, чем атмосферное, чтобы при температуре выше 100° существовало равновесие при жидком состоянии, то отсюда следует, что иногда жидкая фаза может быть и при меньшем давлении, находясь в неустойчивом равновесии. Это соответствует левой (нижней) части искривления изотермы Ван дер Ваальса.

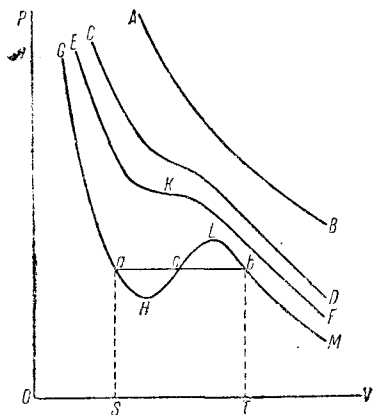


Рис. 13. Изотермы по уравнению Ван дер Ваальса.

С другой стороны, если в воздухе нет ядер конденсации, то при расширении его мы легко можем получить в нем сильное пересыщение. Таким образом, здесь давление будет выше так называемого максимального давления нара при соответствующей температуре. Это состояние соответствует правой (верхней) части искривления изотермы Ван дер Ваальса. Это пересыщение, как будет показано ниже, имеет большое значение для образования облаков, так как максимальная упругость пара относительно выпуклой поверхности больше, чем упругость насыщения относительно плоской поверхности воды; таким образом капелька воды никогда не может находиться в равновесии при упругости насыщения, соответствующей температуре этой капли, а должно иметь место некоторое пересыщение.

Формула Клаузиуса и константы водяного пара. Необходимо упомянуть еще, что тщательные исследования Эндрюса над углекислотой, произведенные в 1876 г., показали, что состояние газа нельзя представить уравнением Ван дер Ваальса, если принимать величину a за константу, не зависящую от температуры. Клаузиус (Clausius) допу-

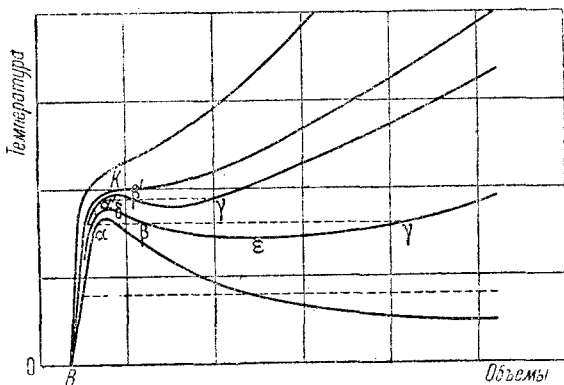


Рис. 14. Изобары по уравнению Ван дер Ваальса (по Рикке).

стил, что a в действительности зависит от температуры. Вначале он предположил, что $a = \frac{K}{T}$ (для углекислоты), но затем дал общую формулу $a = A \cdot T^{-n} - B$, причем n и B — новые константы. Затем в член $\frac{a}{v^2}$ он ввел вместо v величину $v + \beta$. Таким образом формула Клаузиуса гласит:

$$\left(p + \frac{A \cdot T^{-n} - B}{(v + \beta)^2}\right)(v - b) = RT. \quad (9)$$

Эта формула, содержащая пять эмпирически определяемых констант, является интерполяционной формулой не имеющей специального теоретического обоснования. Константы для воды имеют следующие значения:

$$A = 45,17; B = 0,00737; n = 1,24; R = 47,05; b = 0,000754;$$

$$\beta = 0,001815.$$

Единицами измерения при этом являются: для давления — давление в кг веса на 1 м², а для объема — объем 1 кг газа в м³.

Упругость насыщающих паров над небольшой каплей. Приведенные выше соображения справедливы лишь для того случая, когда жидкость ограничена плоской поверхностью. Если эта поверхность криволинейна, то, как показал В. Томсон¹ (1870 г.), условия равновесия пара над ней при прочих равных условиях несколько изменяются. Так как в облаках вода находится в виде чрезвычайно мелких капель с очень большой кривизной поверхности, то эти изменения играют здесь относительно большую роль, пренебречь которой нельзя.

Причиной этого является так называемое поверхностное натяжение. В силу него каждая капля обладает некоторой потенциальной энергией,² равной $4\pi r^2 a$, где r — радиус капли, а a — некоторая постоянная, так называемая капиллярная постоянная. Большая капля обладает большим запасом потенциальной энергии, меньшая — меньшим. При уменьшении капли не вся работа, необходимая для испарения, потребляется извне, а лишь часть ее, так как остальная энергия черпается за счет потенциальной энергии, освобождающейся при уменьшении капли. Вследствие этого работа, фактически затрачиваемая на испарение, тем меньше, чем больше кривизна, то-есть чем меньше капля. Поэтому в то время как большие капли будут еще находиться в равновесии с окружающими их парами, маленькие капли уже начнут испаряться. Таким образом для того, чтобы капля воды находилась в равновесии, простое насыщение относительно плоской поверхности воды уже оказывается недостаточным. Необходимо некоторое добавочное давление, без которого капля испарится. По Томсону³ это добавочное давление равно:

$$\Delta p = \frac{2v_w a}{(v_d - v_w) r}, \quad (10)$$

¹ On the equilibrium of vapour at a curved surface of liquids, „Phil. Mag“, 42 (4), 1871, p. 448; Proc. Roy. Soc. Edinb. 1869—1870.

² О потенциальной энергии см. гл. IX.

³ Здесь мы воздерживаемся от вывода уравнения. Очень простой вывод дан Хвольсоном в „Курсе физики“, т. III. Кроме того, его можно найти у Варбурга, Гельмгольца, Голицына, Фитцджеральда, Стефана, Дюгема.

причем v_w — удельный объем воды (то-есть объем единицы массы), равный единице; далее v_d — удельный объем водяного пара, который во много раз больше v_w , так что вместо $v_d - v_w$ мы можем написать просто v_d ; далее a — упомянутая выше капиллярная постоянная (для воды мало зависящая от температуры) и r — радиус капли. Поэтому мы можем написать:

$$\Delta p = \frac{2a}{vr},$$

где индекс у v_d мы опускаем. Здесь Δp выражает избыточное давление в граммах на квадратный сантиметр. Для метеорологических целей удобнее добавочное давление выразить в миллиметрах ртутного столба (Δe). Тогда:

$$\Delta e = \frac{10}{13,6} \Delta p = 1,47 \frac{a}{v} \cdot \frac{1}{r},$$

откуда

$$r = \frac{1,47a}{v \cdot \Delta e}. \quad (11)$$

Для вычисления с помощью этой формулы размеров капель при заданном пересыщении возьмем константу капиллярности a из таблицы Ландольта и Бернштейна,¹ причем для низких температур мы вынуждены прибегнуть к экстраполяции:

t	-20°	-10°	-0°	+10°
a	7,99	7,84	7,69	$7,54 \times 10^{-2}$

Далее для удельного объема v существует формула:

$$v = \frac{T \cdot 10^3}{0,2885e} \text{ см}^3,$$

где T — абсолютная температура, e — упругость водяного пара, соответствующая имеющемуся пересыщению. Если излишек над насыщением Δe известен, то

$$e = e_0 + \Delta e.$$

На основании этих данных я рассчитал следующую таблицу.²

Размеры капель, соответствующие диффузному равновесию при различном пересыщении ($r - e$ см)

Температура в °Ц	Относительная влажность в %				
	100,00012	101	105	120	400
+10	—	$1,2 \times 10^{-5}$	$2,4 \times 10^{-6}$	$6,8 \times 10^{-7}$	—
0	1×10^{-3}	$1,1 \times 10^{-5}$	$2,5 \times 10^{-6}$	$7,2 \times 10^{-7}$	$1,6 \times 10^{-7}$
-20	—	$1,3 \times 10^{-5}$	$2,7 \times 10^{-6}$	$8,2 \times 10^{-7}$	—

Пересыщение выражено здесь относительной влажностью (верхний вход таблицы); зависимость от температуры, как видно, настолько мала, что

¹ Landolt-Börnstein. Physik.-Chemische Tabellen, Berlin 1905.

² Über die Grösse der Wolkenelemente. „Met. Zeitschr.“, 1910, стр. 354.

для большинства расчетов вполне достаточно пользоваться цифрами, соответствующими 0° .

Для относительной влажности, точно равной 100% , $r = \infty$, при очень сильном пересыщении r стремится к размерам молекулы водяного пара (по Мейеру $2,2 \times 10^{-8}$ см). Однако неясно, справедлива ли эта формула и для этого предельного случая.

Ядра конденсации. Из всего сказанного выше об упругости водяного пара над кривой поверхностью следует, что для того чтобы началась конденсация непосредственно на молекулах водяного пара, необходимо огромное пересыщение. Но так как подобных пересыщений очевидно в природе не бывает, то мы должны допустить наличие каких-то других ядер конденсации.

Вначале была предложена гипотеза, допускающая начало конденсации путем механического слияния молекул водяного пара в результате случайных столкновений, благодаря чему вырастают капли, достигающие размеров капель Томсона. Однако эта гипотеза была опровергнута классическими опытами Вильсона (С. Т. R. Wilson).¹ Если обыкновенный воздух подвергнуть расширению, то благодаря понижению температуры тотчас же наступает конденсация водяного пара. Если же повторить этот опыт с той же порцией воздуха или взять для эксперимента воздух, пропущенный через вату, то конденсация не наступит. Если же продолжать расширение воздуха далее, то конденсация в конце концов наступает, но об этом мы скажем подробнее в следующем параграфе. Однако то состояние, при котором наблюдается подобная конденсация, соответствует такому огромному пересыщению, которое в природе никогда не достигается.

Таким образом опыт Вильсона прямо указывает на то, что после удаления ядер, конденсация водяного пара становится невозможной. Этого, очевидно, не могло бы быть, если бы образование капель происходило благодаря столкновению молекул водяного пара, так как и в свободном от ядер воздухе недостатка молекул водяного пара не чувствуется. Таким образом мы должны допустить, что конденсация водяного пара в атмосфере происходит лишь при наличии более или менее гигроскопичных ядер конденсации.

В XVII главе при рассмотрении структуры облаков мы вновь вернемся к вопросу о природе ядер конденсации.

Конденсация на ионах. Рассмотрим несколько подробнее исследования Д. Д. Томсона (J. J. Thomson) о влиянии электрического заряда на величину капель и о конденсации на ионах.²

Еще Гельмгольц и Рихарц (Richardz) показали, что при так называемом явлении „парового луча“ (Dampfstrahlphänomen) наступает конденсация водяного пара на ионах. Благодаря уже упомянутому опыту, Вильсону удалось тщательно изучить это явление. Он показал, что в воздухе, освобожденном от ядер, при продолжающемся расширении наступает в конце концов конденсация, причем образующиеся теперь капли тумана оказываются электрически заряженными. Для того чтобы наступила подобная конденсация, необходимо увеличить объем в 1,252 раза

¹ Phil. Trans., 189, стр. 265, 1897.

² См. J. J. Thomson, Elektrizitätsdurchgang in Gasen, Deutsche Ausgabe von E. Marx, Leipzig 1906, стр. 133 и след.

по отношению к начальному объему, так что относительная влажность достигает при этом 42%. Образующиеся при этом капли оказываются заряженными отрицательно.

Если же продолжать расширение до 1,375-кратного начального объема (соответствующая относительная влажность равна 790%), то наступает вновь активная конденсация, причем частички тумана оказываются заряженными положительно.

Эти опыты можно объяснить, допуская, что в данном случае ядрами конденсации служат непосредственно ионы; Д. Д. Томсон показал, что это можно доказать и с помощью теоретических расчетов.

Легко показать, что электрический заряд частички должен действовать как гигроскопическое ядро конденсации; таким образом мы можем сказать, что ядрообразующие ионы представляют собой лишь частный случай гигроскопических ядер, причем гигроскопичность ионов поддается количественной оценке; однако, как мы уже показали, они обладают чрезвычайно слабой гигроскопичностью, которой в атмосферных процессах можно пренебречь вследствие постоянного присутствия в воздухе других более гигроскопичных ядер.

Что в опыте Вильсона имели место именно эти ядра конденсации, а не другие, следует из того, что только эти ядра могут появляться самопроизвольно. Различные опытные установки, с помощью которых могли возникать эти новообразования (ионы), стали предметом многочисленных экспериментальных исследований, на которых, однако, мы не можем останавливаться. Напротив, на количественной стороне этой проблемы, разработанной Д. Д. Томсоном, мы кратко остановимся.

Если мы имеем каплю воды радиуса r , несущую электрический заряд e , то ее потенциальная энергия будет равна $\frac{e^2}{2Kr}$, где K — диэлектрическая постоянная окружающего диэлектрика. Если капля станет меньше, то так как e не изменяется, потенциальная энергия ее возрастает. Таким образом для испарения заряженной капли потребуется несколько большее количество энергии, чем для испарения капли нейтральной. Отсюда Томсон делает вывод, что упругость насыщающих паров над заряженной каплей должна быть меньшей, чем над каплей нейтральной. Таким образом заряженная капля будет находиться в равновесии с окружающими ее парами воды, в то время как незаряженная капля той же величины уже испарится. При этом e , очевидно, как-раз то количество электричества, которое несет один ион газа, равное $3,4 \times 10^{-10}$ электростатических единиц.

Таким образом мы имеем здесь силу, действующую в противоположную сторону по отношению к силе поверхностного натяжения (так же, как и при гигроскопических силах), так что при относительной влажности в 100% определенная конечных размеров капля будет находиться в равновесии с окружающими ее парами. Путем вычислений, которые мы здесь опускаем, Томсон определил радиус этой капли равным:

$$r = 3,1 \times 10^{-8} \text{ см.}$$

Эта чрезвычайно маленькая капля очень мало зависит от господствующего пересыщения. Чтобы уменьшить радиус этой капли наполовину, действительная упругость должна относиться к упругости насыщения, как $\frac{1}{3 \times 10^{16}}$; обратно, как показал Томсон, эта капля быстро возрастает и начинается собственно конденсация, как только

$$\frac{e}{E} = 3,5,$$

то-есть как только относительная влажность достигает 350%. Экспериментальные определения дают, как уже было упомянуто, 420%. Это расхождение легко может быть объяснено влиянием температуры и других приводящих факторов, так что мы можем рассматривать полученный теоретический результат как вполне удовлетворительно совпадающий с экспериментальным, поэтому полученный Вильсоном туман в очищенном от ядер воздухе можно объяснить конденсацией водяного пара на ионах.

Конденсация на ионах имеет ничтожное, совершенно не поддающееся учету значение. Позднее мы увидим, что нет никаких эмпирических данных, указывающих на наличие подобных высоких пересыщений в атмосфере; более того, необходимо допустить, что конденсация, имеющая место в атмосфере, как-раз такого порядка, которую исключил Вильсон в своих опытах.¹

VIII. Твердая фаза воды

Фазы воды. Уже в предыдущей главе на рис. 12 было обращено внимание на замерзание воды. Если принять во внимание, что средняя температура слоя тропосферы мощностью в 11 км равна приблизительно -23°C , то станет понятна та огромная роль, которую играет в атмосферных процессах переход водяного пара в твердое состояние. Поэтому очень важно тщательно исследовать все особенности этой твердой фазы. В этой главе мы прежде всего рассмотрим теоретические основы, являющиеся прямым продолжением изложенного в предыдущей главе о реальных газах. Практические приложения будут даны позднее, при рассмотрении вопроса об образовании облаков.

Для графического изображения относящихся сюда состояний пользуются обычно методом, предложенным Розебумом (Rozeboom). За оси координат выбирают давление пара и температуру, то-есть пользуются такой системой координат, в которой по предыдущему все возможные состояния можно изобразить пучком изостер (линий равного объема).

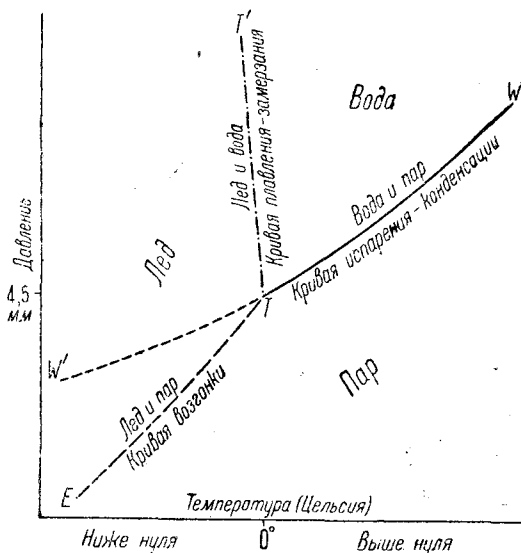


Рис. 15. Схематическая диаграмма фаз воды.

¹ Несмотря на ряд убедительнейших опытов, о которых мы скажем подробнее ниже, свидетельствующих о гигроскопической природе ядер конденсации, даже в настоящее время при попытках осадить облака или туман в Германии, США и в СССР применяют в качестве ядер конденсации заряженные частицы песка. Полная неудача всех этих опытов является дополнительным возражением против теории конденсации водяного пара на ионах. (Прим. перев.).

Мы применим теперь эту систему к такому ряду состояний, когда две фазы нашего реального газа находятся в равновесии, представив это с помощью одной кривой (см. схематический рис. 15).

Таким образом мы получаем кривую испарения (кривая конденсации) TW , во всех точках которой жидкая и газообразная фазы находятся в равновесии, затем кривую плавления (кривая замерзания) $T'W'$, во всех точках которой твердая фаза (в нашем случае лед) находится в равновесии с жидкой фазой, и, наконец, кривую сублимации TE , во всех точках которой лед находится в равновесии с водяным паром.

Точка T , в которой пересекаются эти три кривые, является так называемой „тройной“ точкой воды. Эта точка является единственной; в ней все три фазы (вода, лед и водяной пар) находятся в равновесии. Точные координаты ее таковы: $p = 4,57$ мм ртутного столба и $t = 0,0075^\circ$ Ц.

Кривая испарения TW в своей верхней части хорошо известна. При атмосферном давлении (760 мм) она достигает $+100^\circ$ Ц. Очевидно, что температура кипения соответствует тому моменту, когда упругость водяного пара оказывается равной внешнему давлению. Если далее мы вспомним то, что было сказано выше о критической точке, то станет ясно что кривая испарения кончается в критической точке ($+364,3^\circ$ Ц и 20 атмосфер давления); выше этой точки два поля, существовавшие до сих пор раздельно (газообразная и жидкая фаза), объединяются друг с другом. Следующая маленькая табличка дает представление об упругости водяного пара как функции температуры (так называемая упругость насыщения водяного пара).¹

Упругость насыщения водяного пара (в мм)

Температура в °Ц	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	4,58	4,93	5,29	5,68	6,10	6,54	7,01	7,51	8,05	8,61
10	9,21	9,84	10,52	11,23	11,99	12,79	13,64	14,53	15,48	16,48
20	17,54	18,66	19,83	21,07	22,38	23,76	25,22	26,75	28,36	30,05
30	31,83	33,71	35,67	37,74	39,91	42,19	44,58	49,08	49,71	52,46
40	55,34	58,36	61,52	64,82	68,28	71,90	75,67	79,62	83,74	88,05
50	92,54									

Кривая плавления $T'W'$, как видно на рисунке, несколько наклонена по отношению к оси давления. Однако для ясности, на рисунке наклон кривой значительно преувеличен; фактически же точка плавления очень мало зависит от давления. Чтобы понизить точку плавления льда на 1° Ц, необходимо увеличить давление на 132,8 атмосфер, или, другими словами: температура плавления понижается на $0,00753^\circ$ с увеличением давления на 1 атмосферу. Эта зависимость была экспериментально установлена Вильямом Томсоном в 1850 г. уже после того, как Джемс Томсон теоретически определил ее величину. Эта зависимость интересна еще и потому, что у других веществ при уве-

¹ Согласно последним определениям Шееля (Scheel) и Гейзе (Heuse), „Ann. d. Phys.“, IV. Folge, 31, 1910, стр. 715.

личении давления температура плавления повышается. Таким образом при прочих равных условиях большинство жидкостей при увеличении давлений переходит в твердое состояние, в то время как лед плавится, превращаясь в воду. Только очень небольшое число других веществ (например висмут и сурьма) обнаруживают такое же свойство, как и лед.

Этим чрезвычайно характерным свойством объясняется скользкость льда, которой широко пользуются при катании на коньках. Сюда же относится и известное явление регеляции (повторное замерзание при устранении давления), которое позволяет „играть в снежки“ и которое особенно наглядно можно продемонстрировать с помощью следующего опыта: возьмем достаточно длинный кусок льда и положим его обоими концами на какие-либо подставки; перекинем через середину куска металлическую проволоку с грузом. Тогда лед под проволокой будет таять, но образующаяся после таяния льда вода по другую сторону проволоки будет тотчас же замерзать. В конце концов, когда проволока пройдет сквозь лед, льдина останется целой. Естественно, что этот опыт удастся только тогда, когда температура льда близка к температуре плавления.

Мы знаем только самый нижний отрезок кривой плавления, о дальнейшем же ходе ее мы можем лишь высказывать предположения. Пойнтинг (Poynnting, 1881 г.) и Планк (Planck, 1882 г.) высказали гипотезу о том, что и эта кривая при очень высоком давлении в конце концов кончается „критической точкой“, выше которой области жидкой и твердой фазы сливаются. Эта критическая точка должна быть там, где вода и лед обладают равной плотностью, то-есть при температуре от -120° до -130° [по формулам для коэффициента расширения Врунера (Bruner) для льда, и Гёльштрёма (Hällström) — для воды]. В этой точке скрытая теплота плавления должна равняться нулю. Действительно вычисления показывают, что при $t = -122,5^{\circ}$ скрытая теплота плавления исчезает. Давление, соответствующее этой точке, приблизительно равно 16 000 атмосфер. Ниже мы познакомимся с гипотезой Таммана (Tammán), которая приводит к совершенно иным результатам относительно дальнейшего хода этой кривой.

Третья кривая, а именно пунктирная кривая сублимации TE , благодаря новейшим экспериментальным исследованиям известна уже в довольно большом интервале. Мы приведем здесь табличку наблюдаемых числовых значений, причем для температур ниже -40° мы воспользуемся данными Нернста (W. Nernst):¹

t в $^{\circ}\text{Ц}$	0	-5	-10	-15	-20	-25
E (над льдом) в мм	4,58	3,03	1,97	1,26	0,79	0,48
t в $^{\circ}\text{Ц}$	-30	-35	-40	-50	-60	-68
E (над льдом) в мм	0,29	0,17	0,095	0,0293	0,0072	0,0008

Исходя из теоретических расчетов можно дать распределение упругости водяного пара для чрезвычайно низких температур.

¹ „Verhandl. d. Deutsch. Phys. Ges.“, 12, 14, 1910, стр. 565—571.

Так, Нернст нашел следующие (теоретические) значения:

t в °Ц	-40	(-45) ¹	-50	(-55) ¹	-60
E (над льдом) в мм	0,0955	(0,0531)	0,0292	(0,0162)	0,00799
t в °Ц	-68	-73	-113	-173	-253
E (над льдом) в мм	0,00255	0,00121	$5,75 \cdot 10^{-7}$	$7,474 \cdot 10^{-17}$	$1,64 \cdot 10^{-118}$

Переохлаждение. Наконец, на рис. 15 мы видим еще и четвертую кривую, которая имеет исключительно большое практическое значение для объяснения физических процессов в атмосфере. Эта кривая TW' соответствует состоянию равновесия между водяным паром и переохлажденной водой.

На рис. 16 приведена та же диаграмма фаз в правильно выдержанном масштабе; здесь также заметна разница между кривыми TW' и TE (напротив, чрезвычайно слабый наклон кривой плавления здесь исчезает совершенно).

Явление переохлаждения всеобщее и при соответствующих условиях наблюдается у всех жидкостей. Еще в 1724 г. Фаренгейт (Fahrenheit) заметил, что вода может быть переохлаждена. Гей-Люссак показал далее, что, покрыв воду слоем нефти, ее можно охладить даже до -12° . Депрец (Despretz) охладил воду в термометрических трубках даже до -20° Ц. Дюфуру (Dufour) также удалось охладить каплю воды до -20° , помещая ее в смесь хлороформа и миндального масла.

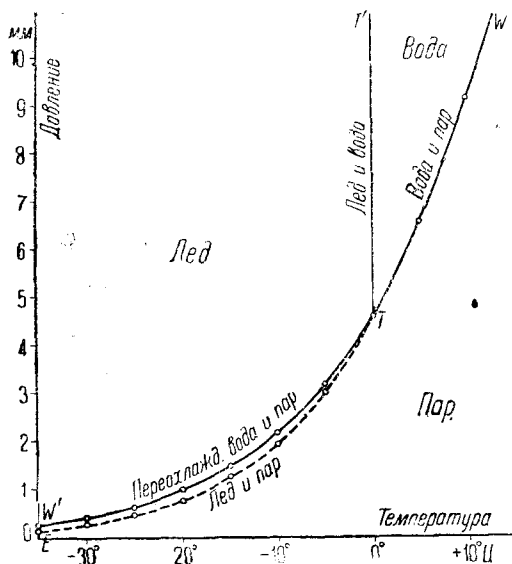


Рис. 16. Точная диаграмма фаз воды.

Вначале предполагали, что молекулы переохлажденной

жидкости находятся в неустойчивом равновесии, так как в большинстве случаев при встряхивании вода затвердевала. Однако Депрец и Монти (Monti) показали, что при определенных условиях, несмотря на постоянное встряхивание, может быть достигнуто значительное переохлаждение. Последний охладил прокипяченную воду до -7° , причем он все время сильно ее перемешивал. Таким образом первоначальная гипотеза оказалась несостоятельной. Далее, мы покажем, что современные представления о природе переохлаждения исходят из совершенно иных предпосылок, развитых Тамманом. Наиболее важным и оригинальным в процессе переохлаждения является положение, указанное Томсоном (1851 г.) и Кирхгофом (Kirchhoff, 1858 г.), а именно, что максимальная упругость пара над переохлажденной водой значительно больше,

¹ Интерполировано.

чем над льдом, что и выражается на рис. 15 расхождением кривых TE и TW' .

Так как обе кривые в конце концов стремятся к нулю давления и абсолютной температуры, то должна существовать такая температура, при которой разность упругостей водяного пара максимальна. Тизен (Thiesen) нашел эту температуру равной $-11,7^\circ \text{Ц}$, когда упругость водяного пара над водой $E_w = 1,873$, а над льдом $E_e = 1,672$ и таким образом разница равна $0,201 \text{ мм}$.

Тизен дал также для обоих случаев две эмпирические формулы, причем Шеель (Scheel) показал, что они хорошо согласуются с данными наблюдений. Эти формулы следующие:

для пара над льдом:

$$\lg \frac{E_e}{4,5813} = 9,78 \frac{t}{t + 273}, \quad (12a)$$

и для пара над водой:

$$\lg \frac{E_w}{4,5813} = \frac{t}{t + 273} (8,628 - 0,00394t + 0,000002t^2), \quad (12b)$$

где \lg — десятичный логарифм Бригга.

Числовые данные, характеризующие упругость водяного пара над льдом, уже приведены выше. Здесь мы приведем еще значение упругости водяного пара над переохлажденной водой:¹

t в $^\circ\text{Ц}$	0	-5	-10	-15	-20	-25	-30	-35
E (над водой) в мм	4,58	3,17	2,16	1,45	0,96	0,61	0,39	0,24

Для низких температур мы еще добавим следующие значения, вычисленные по формуле Тизена:

t в $^\circ\text{Ц}$	-30	-35	-40	-45	-50	-55	-60
E (над водой) в мм	0,390	0,235	0,142	0,0836	0,0480	0,0268	0,0146

Разность упругости водяного пара над льдом и переохлажденной водой влияет таким образом, что три фазы: пар, переохлажденная вода и лед ни при каких обстоятельствах не могут находиться в равновесии, пока их температура одинакова. Если эти три фазы соприкасаются, то упругость водяного пара принимает значение, находящееся между упругостями насыщения относительно льда и воды. Таким образом в то время как относительно льда имеет место конденсация водяного пара — жидкая вода испаряется; этот процесс продолжается до тех пор, пока вся вода не испарится. В последней главе этой книги мы воспользуемся полученными нами результатами при рассмотрении процессов образования кристаллических облаков.

Твердые тела Таммана. Наиболее подробные исследования переохлаждения принадлежат Тамману,² который с помощью чрезвычайно своеобразных представлений объяснил сущность агрегатных состояний. Он предполагает, что только кристаллы являются действительно „твер-

¹ По „Aspirations-Psychrometertafeln des Königl. Preuss. Meteorolog. Instituts“ (Braunschweig 1908).

² Kristallisieren und Schmelzen, Leipzig 1903.

дыми телами“, т. е. что только в кристаллах материя находится в состоянии, резко отличающемся от жидкостей и газов. Это различие состоит в том, что в жидкостях и газах материя находится в состоянии совершенно неупорядоченном и поэтому все ее физические свойства не зависят от направления. Напротив, в кристаллах молекулы находятся в упорядоченном состоянии; они, как говорят, ориентированы „по пространственным решеткам“. Таким образом, многие физические величины в кристаллах являются векторами. Аморфные тела мало отличаются от жидкостей и поэтому могут рассматриваться как сильно переохлажденные жидкости. В них всегда можно встретить непрерывный переход от твердого состояния к жидкому через ряд промежуточных вязких состояний. Напротив, „твердое тело“ Таммана — кристалл всегда образуется скачком как при переходе из жидкого, так и из аморфного состояния.

Точно так же согласно этим воззрениям не может быть установлена какая-либо теоретическая граница переохлаждения. Более того, мы могли бы принять, что вода при непрерывном переохлаждении сперва становится вязкой и после этого окончательно превращается в аморфное твердое тело.

Впрочем, укажем еще на то, что представление Таммана о твердом теле противоречит выше упомянутой гипотезе Пойнтинга и Планка, согласно которой непрерывный переход из жидкого состояния в твердое может иметь место лишь при давлениях, лежащих выше некоторого определенного давления.

Также не существует общепринятой гипотезы относительно дальнейшего хода сублимационной кривой при очень низких температурах.

рис. 17 вновь приведена схематически прежняя диаграмма, где A опять тройная точка, B — критическая в обычных обозначениях, D — гипотетическая критическая точка кривой плавления, C — точка абсолютного нуля температурной шкалы и шкалы давления. Тогда кривая AWC представляет собой упругость водяного пара относительно переохлажденной воды и кончается, по общему предположению, в точке абсолютного нуля температуры и давления. В то время как Нернст¹ и большинство физиков приняли также и для упругости водяного пара относительно льда кривую (AEC), Тамман² предложил гипотезу, согласно которой область твердого тела или кристаллического состояния ограничена со всех сторон (на рис. 17 она ограничена пунктирной кривой T); таким образом на рисунке влево от T расположена область, в которой аморфное (переохлажденное) состояние опять становится устойчивым и кристаллы не могут больше образовываться.

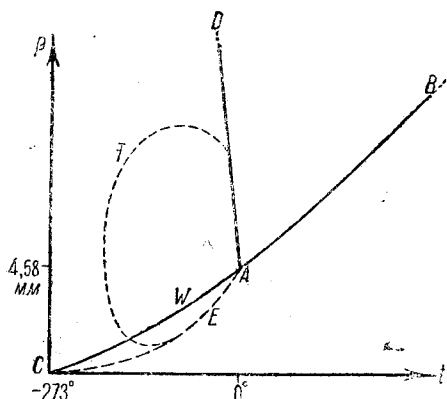


Рис. 17. Диаграмма фаз воды (схематически).

¹ Theoretische Chemie, 6. Aufl., Stuttgart, 1909, стр. 75.

² Там же.

Эта гипотеза является лишь результатом очень смелой далеко идущей экстраполяции, так как мы знаем пока только начальные ветви обеих кривых. Повидимому, гипотеза Таммана дальнейшими исследованиями не подтвердится.

Полиморфные превращения льда. Для полноты картины, полученной нами для твердой фазы воды, упомянем еще, что у льда, как и у многих других веществ, наблюдаются так называемые модификации или полиморфные превращения. Большей частью эти модификации отличаются друг от друга тем, что они образуют различные кристаллические формы; однако изменения часто распространяются также и на другие физические свойства вещества.

Так, Тамман¹ открыл, что помимо обычного льда, который он обозначает „лед I“, существуют еще две разновидности льда: „лед II“ и „лед III“, которые в противоположность первому тяжелее воды; при

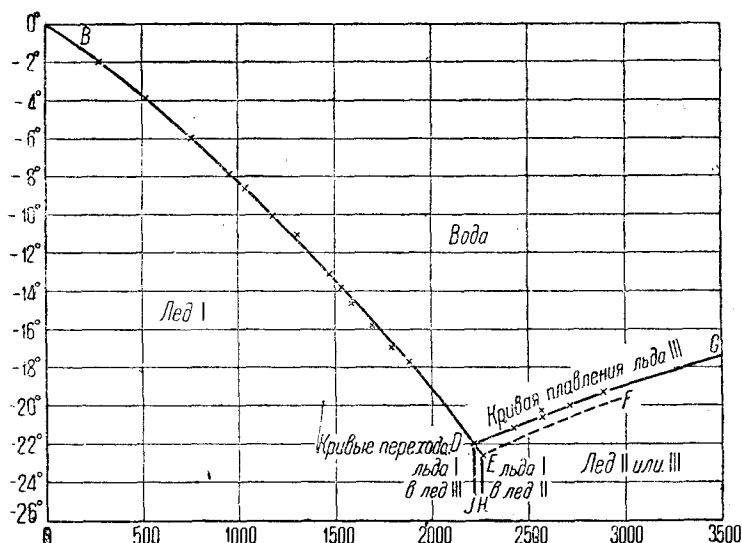


Рис. 18. Кривая таяния льда, по Тамману.

таянии они не уменьшают своего объема, а увеличивают. На рис. 18 представлены результаты наблюдений Таммана. Ординаты обозначают температуру в градусах Цельсия, а абсциссы — давление в кг/см^2 . На рисунке видно, что с увеличением давления примерно до $2\,200 \text{ кг/см}^2$ имеет место уже упомянутый выше закон понижения точки плавления с увеличением давления, так что при этом давлении вода продолжает оставаться в жидком состоянии даже при температуре -22°C . В этой точке, однако, наблюдается превращение льда в две сходных друг с другом модификации: „лед II“ и „лед III“. Получающийся таким образом лед не имеет более аномалии в отношении изменения точки плавления, характерной для обыкновенного льда. Температура плавления этих модификаций льда повышается с увеличением давления.

¹ Theoretische Chemie, 6. Aufl., Stuttgart 1909, стр. 75.

Однако эти модификации льда играют второстепенную роль в атмосферных процессах, так как высокие давления, с которыми связано их возникновение, не имеют места в атмосфере.

Надо сказать, что отнюдь не исключена возможность наличия других неизвестных нам модификаций льда, которые могут возникнуть при некоторых определенных атмосферных условиях. На это указывают проведенные еще в 1861 г. наблюдения Норденшюльда. На оконных стеклах сеней он нашел формы инея, состоящие из полых кристаллов кубической формы. Он считал, что эти формы образованы из трех пар ромбических кристаллов, образующих этот полый куб. Так как лед постоянно кристаллизуется в гексагональные системы, то он заключил, что лед должен быть диморфным.¹

Меньшего доверия заслуживают данные Гейница (Geinitz), на которые он сослался в рецензии на работу Франке (Franke) по наблюдениям над снежинками.² Ссылаясь на старые работы Валериуса (Wallérius, 1748 г.) и Шумахера (Schumacher): „Die Kristalisation des Eises“, Leipzig 1844, он указывает на наличие тетрагональных кристаллов льда. Таким образом он заключил, что лед является веществом диморфным (ср. Hellmann, Schneekristalle, Berlin 1893, стр. 58).

Наконец, укажем еще на рассмотренные подробно в главе XVIII кристаллы града, которые отличаются от обычных кристаллов льда как своей величиной, так, повидимому, и формой кристаллизации, хотя они и обладают гексагональной системой. Хотя позднее будет указано на то, что образование этих больших кристаллов может быть сведено к известным уже причинам, однако не следует упускать из виду того обстоятельства, что, возможно, мы здесь имеем новую, еще неизвестную модификацию льда.

Скелеты кристаллов (растущие формы). Наконец, мы должны подвергнуть более подробному анализу процесс кристаллизации льда. Выделение кристаллов может происходить, вообще говоря, различными путями. Хотя при определенных условиях и образуются простые большие кристаллы, в других случаях могут возникать образования нежной структуры, так называемые скелеты. При некоторых условиях могут возникать еще более специфичные образования, встречающиеся у некоторых веществ и имеющие форму волос, так называемые „трихиты“, которые благодаря их причудливой спиральной форме очень мало похожи на кристаллы.

Мы опустим здесь рассмотрение трихитов, так как они не имеют отношения к атмосферной влаге, и займемся лишь более подробным рассмотрением первых форм, которые Леман (Lehman) назвал скелетами кристаллов, а другие назвали их растущими формами.

Как известно, большая часть воды, находящаяся в атмосфере, кристаллизуется, образуя скелеты: снежинки в виде звезд и хлопья. Глешер (Glaisher, 1856 г.) обратил внимание на то, что очень похожие формы образуются также из камфары, растворенной в винном спирте, после добавления в раствор некоторого количества аммиака. Другим

¹ „Pogg. Ann.“, 114, 615 (1861).

² Schneekristalle, beobachtet in Dresden 1845 und 1846 von J. F. A. Franke, erläutert durch Dr. H. B. Geinitz (Sep.-Abdr. a. d. Festschr. z. Feier d. 25-jähr. Best. d. Isis), Dresden 1860.

веществом, легко образующим скелеты даже из чистого водного раствора, является нашатырь.

Рассматривая это свойство с более общей точки зрения, мы увидим, что образование скелета не ограничивается некоторыми веществами, а является общим свойством кристаллических тел наблюдаемым всюду, где имеются необходимые для этого условия. С помощью микроскопического метода исследования Леман¹ открыл целый ряд веществ, кристаллизующихся в виде скелетов. На рис. 19 даны последовательные формы изменения гексагональных плиток иодоформа, которые в отдельных случаях являются совершенно идентичными по форме со снежинками.

Если бы раствор был достаточно концентрированным и слой между покровными стеклами не слишком тонким, то легко можно было бы заметить, как изображено на рисунке, разность в окраске раствора вблизи кристалла и в некотором удалении от него. Область, непосредственно прилегающая к кристаллу, значительно бледнее, то-есть раствор здесь менее концентрирован, менее пересыщен. Этот так называемый светлый круг (Hof) всегда образуется вокруг растущего кристалла и возникает благодаря медленности диффузии.

Все эти важные исследования Лемана, с помощью которых без труда можно объяснить все многообразие форм снежинок, почти совершенно неизвестны в метеорологии. Поэтому будет нелишним подробнее остановиться здесь на этом вопросе.

По Леману этот светлый круг и является причиной скелетообразования. Кристалл, попадающий в насыщенный раствор рассматриваемого вещества, не может расти: для его роста необходимо небольшое пересыщение. Вследствие роста кристалла в пересыщенном растворе вблизи кристалла образуется светлый круг, в котором пересыщение убывает по мере приближения к кристаллу, переходя на поверхности кристалла к простому насыщению. Дальнейший рост кристалла может идти лишь за счет диффузии. Поверхность кристалла является, таким образом, в то же самое время поверхностью равной концентрации. Так как внешние поверхности равной концентрации постепенно превращаются в шаровые, то на всех углах кристаллов поверхности концентрации сгущаются, благодаря чему изменение концентрации здесь становится большим, чем над плоской частью кристалла, и вследствие этого диффузия над выступами кристалла будет протекать быстрее, чем над остальными его частями. Таким образом рост кристалла будет прежде всего продолжаться на его выступах. Если условия благоприятствуют дальнейшему росту кристалла, то углы перерастают в ветви и весь кристалл продолжает расти как скелет. Естественно, что ветви кри-

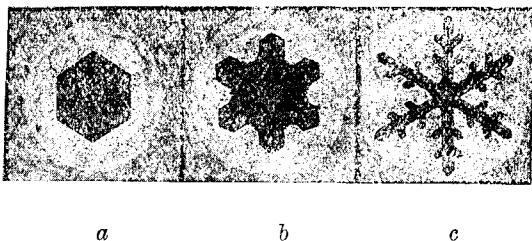


Рис. 19. Образование скелетов кристаллов, по Леману. (с относительно уменьшено).

¹ Molekularphysik, Leipzig 1888 — 1889, 2 Bände, т. I, стр. 326.

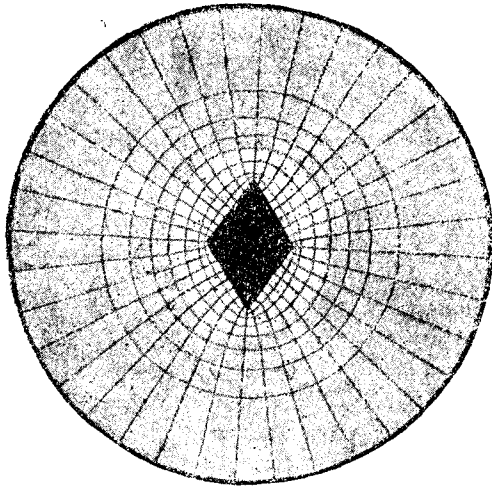
сталла в свою очередь окружаются своими светлыми кругами. Если две ветви располагаются настолько далеко друг от друга, что их светлые круги оказываются разделенными, то возникает возможность развития соседних ветвей. Таким образом в конце концов образуются очень сложные формы. Леман исследовал большое число скелетов различных веществ. Они образуются самопроизвольно там, где имеется налицо достаточная вязкость раствора и достаточно быстрое выпадение кристаллов, вследствие чего может появиться светлый круг.

Хотя такого рода скелет и ограничен со всех сторон кривыми поверхностями, форма его продолжает оставаться правильной. Как только светлый круг начнет уменьшаться, например вследствие уменьшения пересыщения, тотчас же начинается процесс так называемого „дополнения кристалла“ (Ergänzung): выступы скелета начинают расти

в ширину и превращаются из острых выступов в грани, плоскости которых параллельны плоскостям кристалла. Наконец, эти выступы срастаются вместе, и из первоначального скелета образуется кристалл совершенно правильной формы, отличающийся от нормального кристалла включениями, содержащими воздух или в случае растворов — жидкость.

Условия образования снежных кристаллов, имеющих в атмосфере, к которым эти законы вполне приложимы, сильно меняются при прохождении кристалла во время падения его через различные слои воздуха, степень пересыщения которых различна. Каждое увеличение пересыщения

Рис. 20. Образование светлых колец вокруг растущего кристалла по Леману.



дает новый толчок скелетообразованию, а каждое уменьшение пересыщения сопровождается процессом „дополнения“. Комбинацией этих двух тенденций можно объяснить все особенности образования снежинок. На приведенной ниже микрофотографии снежинок (рис. 21) мы видим, например вверху слева, простой неразветвленный скелет (подобная же небольшая звездочка видна и в правой части рисунка). Эта форма соответствует продолжающемуся скелетообразованию. Но большинство других снежинок, не обладающих острыми выступами, образуют характерные грани и, очевидно, находятся в состоянии дополнения. Внешние выступы ветвей большой снежинки, расположенной в центре рисунка, находятся еще в состоянии продолжающегося скелетообразования, в то время как внутренние части снежинки, расположенные в светлом круге, указывают на наличие процесса дополнения.

Сказанного выше достаточно для общего представления о скелето-

образовании. В главе XVIII мы еще вернемся к особенностям образования снежинок.¹

Сферокристаллы. Существует еще одна разновидность кристаллов, которая независимо от исходной формы кристалла всегда приводит к шаровидному образованию и поэтому называется „сферокристаллом“. Это явление вместе с чрезвычайно богатым материалом было обстоятельно исследовано и подробно описано Леманом в главе „Verzweigung und Sphärolithenbildung“. Однако эти исследования остались неизвестными для метеорологии, хотя очевидно, что они могут быть вполне применимы для выяснения причин образования крупы.

На рис. 22 мы имеем пример перехода прямого призматического кристалла в сферокристалл.

Существенным является здесь то обстоятельство, что такого рода сферокристаллы не представляют собой агрегата, состоящего из различных кристаллов, а являются разветвлением одного кристалла.

Эти разветвления в данном случае таковы, что кристалл не может уже больше расти. Отдельные выступы (ветви) здесь искривлены. Леман считает, что причиной этих искривлений являются трещины, часто возникающие в быстро растущих кристаллах вследствие наличия внутреннего натяжения. Края излома продолжают дальнейший

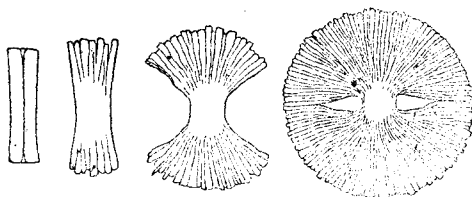


Рис. 22. Образование сферокристалла, по Леману.

рост и образуют ответвления, которые располагаются уже не параллельно основной массе кристалла. Эти ответвления в свою очередь могут стать исходной точкой для образования новых кристаллических ветвей. Когда, наконец, эти ветви достаточно близко прилегают друг к другу, то образуются шары с центральной волокнистой системой, поверхности которых всегда покрыты микроскопическими горбинками, являющимися концами отдельных кристаллических ветвей.



Рис. 21. Микрофотография снежинок, по Гельману. (Фото Нейгауза).

¹ Следует упомянуть, что *Р. Браунс* („Chemische Mineralogie“, Leipzig 1896, стр. 129) дал другое объяснение образованию скелетов или растущих форм. Он сводит это к давлению, которое производит растущий кристалл на раствор увеличением объема. Мне кажется, что старое объяснение Лемана является для атмосферных процессов более подходящим.

По мнению Лемана, „едва ли существует такое вещество, в котором не наблюдалось бы образование сферокристаллов при достаточном сгущении раствора и быстрой кристаллизации“. Впоследствии Леманом были подробно описаны 33 вещества, образующие сферокристаллы.¹

Как уже было сказано, эти общие закономерности могут быть с большим успехом применены к рассмотрению вопроса об образовании крупы, изложенному подробно в главе XVIII.

Размеры кристаллов и упругость водяного пара. Уже возникавшие при объяснении первоначального образования капель трудности значительно увеличиваются при попытке объяснить начало кристаллической конденсации вследствие того, что экспериментально эта область почти совершенно не изучена. Именно поэтому необходимо особенно подчеркнуть, что приводимые ниже данные являются первым приближением, частично даже гипотетическими.

Прежде всего возникает вопрос, не существует ли также и для кристаллической конденсации закона, подобного закону Томсона об условиях равновесия пара над очень малыми каплями? И действительно, это имеет место.

Вначале Квинке (Quincke, 1877 г.), а затем Кюри (Curie, 1885 г.) предположили, что кристаллы подобно каплям жидкости обладают поверхностным натяжением.² Если кристалл, отшлифованный в виде шара, внести в насыщенный раствор того же вещества, то в некоторых точках вещество кристалла будет растворяться, в других же точках кристалл будет расти; процесс этот будет продолжаться до тех пор, пока не получится форма, соответствующая минимальному поверхностному натяжению, а именно кристаллическая форма. Мы, однако, должны допустить, что поверхностное натяжение на различных частях кристалла неодинаково.

В соответствии с этим кристаллы различной величины, помещенные в насыщенный раствор, будут вести себя различно: наибольшие кристаллы будут расти за счет меньших, пока последние не исчезнут. Как показали исследования Эмдена (Emden), рост ледниковых зерен обусловлен подобным процессом.³

Далее, Хюлетт (Hulett)⁴ в 1901 г. экспериментально доказал, что растворимость очень мелкого порошка больше, чем растворимость крупных кристаллов, или, иными словами, очень мелкие кристаллы в случае равновесия обладают гораздо большим внутренним давлением, чем крупные кристаллы. Так, например, частички сернистого бария диаметром в 0,0001 мм обладают растворимостью почти вдвое большей, чем крупные кристаллы.

Сюда же относятся работы Оствальда (Ostwald),⁵ проведенные им в 1905 г. Он установил, что твердое вещество (салол) в конце концов

¹ Molekularphysik, I, стр. 378. Отметим здесь, что в „Молекулярной физике“ Лемана содержится много замечательных и весьма важных наблюдений.

² Brauns, Chemische Mineralogie, Leipzig 1896, стр. 140.

³ Emden, Ueber das Gletscherkorn, Zürich 1892; также Hess, Die Gletscher, Braunschweig 1904, стр. 164.

⁴ „Zeitschr. f. physikal. Chemie“, 37, 1901, стр. 385.

⁵ W. Ostwald. Grundriss der allgemeinen Chemie, 4. Aufl, Leipzig 1909, стр. 533. См. также примечания на стр. 363: „Если твердое вещество нахо-

теряет способность осаждать на себе переохлажденный раствор того же вещества, если он превращен в тончайший порошок с помощью растирания его с большим количеством нейтрального вещества — кварца. Отсюда Оствальд заключил, что очень мелкие пылинки твердого вещества обладают более низкой температурой плавления, чем более крупные куски его. В самом деле точкой плавления, очевидно, является такая температура, при которой упругость пара относительно фаз одинакова. Так как упругость пара относительно мелких пылинок больше, чем относительно крупных кусков, то кривая упругости пара пересекается с кривой давления жидкости при более низкой температуре.

Таким образом был найден закон, соответствующий формулам Томсона для поверхностного натяжения в случае мелких капель. Однако пока еще не удалось выразить его так же математически строго, как это было сделано Томсоном для жидких капель. Весьма вероятно, что этот закон также является всеобщим, как и соответствующий закон поверхностного натяжения для жидкостей. Этим, например, объясняется общеизвестный факт, что из растворов получают тем большие кристаллы, чем медленнее изменяется концентрация раствора, то-есть чем меньше пересыщение. Если ускорить процесс увеличения концентрации раствора, то тотчас же возникает большое количество мелких кристаллов, которые ранее не могли образоваться.

Далее чрезвычайно характерно, что эти кристаллы не могут быть произвольной величины. При самом медленном изменении концентрации раствора, в конце концов появляется некоторая практическая граница, при которой кристаллы несмотря на все предосторожности становятся различной величины. Эта граница у различных веществ различна, но она существует для всех веществ. Мы не имеем ни одного вещества, кристаллы которого могли бы расти в течение произвольного промежутка времени. Это объясняется тем, что мы не в состоянии все время поддерживать одну и ту же степень концентрации раствора, так что в конце концов уже ничтожное изменение физических условий (например температуры) настолько изменяет концентрацию, что ей будут соответствовать уже совершенно другие размеры кристаллов.

Таким образом мы можем сделать следующее обобщение. Вследствие того, что и у кристаллов имеет место увеличение поверхностного натяжения, мелкие кристаллы находятся в равновесии при наличии большего давления или пересыщения, чем крупные кристаллы; поэтому при сильном пересыщении образуется много мелких кристаллов, а при слабом пересыщении — немного крупных.

Ядра кристаллизации. Как при образовании водяных капель, так и при кристаллической конденсации возникает вопрос: каким образом начинается процесс кристаллообразования? Если справедлив изложенный в предыдущей главе закон, то для начала кристаллизации необходимо допустить необыкновенно большое пересыщение.

Также и здесь прежде всего возникла гипотеза о том, что начало кристаллизации объясняется наличием случайных благоприятных столк-
дится в виде мелкого порошка, то его растворимость увеличивается благодаря взаимодействию поверхностной энергии, точно также как упругость пара увеличивается с уменьшением его капелек*.

повений некоторого минимального числа молекул. В химии эта гипотеза имеет широкое применение. Так Нернст,¹ например, говорит, что процессы конденсации в виде кристаллов хотя и не являются вполне аналогичными с процессами кристаллизации в переохлажденных сплавах и в пересыщенных растворах, но очень родственны им: „Мы можем очевидно представить себе, что для возникновения кристалла имеет значение число молекул в каждой точке, а именно молекулы должны быть собраны как-раз в той точке, в которой начнется образование кристаллов“.

Таким образом в возможности такого рода образования отдельных кристаллов Нернст видит прямое подтверждение молекулярной кинетической теории, точно так же, как и в броуновском движении: „То обстоятельство, что в совершенно однородных казалось бы сплавах или растворах могут образовываться кристаллы в некоторых дискретных точках, является вместе с тем чрезвычайно веским доказательством справедливости молекулярной кинетической теории вообще. Эта теория нам непосредственно объясняет, почему вследствие особых молекулярных движений внутри совершенно однородной жидкости могут быть обнаружены различия в отдельных точках пространства, удаленных друг от друга на расстояние, большее по сравнению с размерами молекул“.

По моему мнению вопрос о справедливости допущения однородности (то-есть отсутствия ядер) в рассмотренных выше состояниях надо оставить открытым. Однако, принимая во внимание опыты Вильсона, мне представляется очень мало вероятным возможность подобного объяснения образования кристаллических продуктов конденсации в атмосфере. Решающий эксперимент, позволивший нам отбросить эту гипотезу при объяснении механизма образования капель, пока еще не осуществлен для отрицательных температур и, вероятно, связан с большими трудностями. Можно, пожалуй, допустить, что в очищенном от ядер воздухе конденсация не будет иметь место, в то время как в обычном воздухе она будет появляться уже при незначительном расширении. Это было бы прямым доказательством того, что от простого столкновения молекул не могут возникать продукты конденсации.

Еще и по другим причинам необходимо допустить наличие ядер кристаллизации, поскольку это было сделано для объяснения конденсации воды в капельножидком виде. Так как в кристаллах молекулы располагаются в гораздо более строгом порядке, чем в жидкостях, то подобные удачные столкновения молекул для образования кристаллов будут гораздо менее вероятными, чем для жидких капель. И поскольку эти условия не осуществляются для жидкостей, то как можно допустить возможность их осуществления для кристаллов?

Таким образом, подобными рассуждениями мы приходим к тому, что для начала кристаллической конденсации в атмосфере необходимо допустить наличие ядер. Однако тотчас же возникает вопрос: являются ли эти ядра по своей природе такими же, как и ядра капельножидкой конденсации? В дальнейшем мы попытаемся доказать, что для кристаллической и капельножидкой конденсации необходимы различные ядра. В то время как при капельножидкой конденсации мы свели ядра кон-

¹ Theoretische Chemie, Stuttgart 1909, 6. Aufl., стр. 247.

денсации к гигроскопичным частицам, которые вместе с молекулами водяного пара образуют водный раствор — капли тумана, теперь в случае кристаллизации избирательное свойство берут на себя гигроскопические силы. Для понимания последующего мы должны остановиться на этих силах.

Известно, что в переохлажденной воде может легко наступить быстрая кристаллизация, сопровождающаяся выделением скрытой теплоты; при низких температурах этот переход оказывается настолько легким, что температура — 20° является практически границей существования переохлажденной воды. Если такой переход, как это чаще всего бывает, вызывается соприкосновением воды с другими предметами, то оказывается, что не все предметы обладают одинаковым свойством вызывать подобную кристаллизацию. Гладкие стенки стеклянной посуды очень плохо содействуют ей, иначе переохлаждение вообще не наблюдалось бы. Чем тщательнее отполирован предмет, тем труднее вызвать процесс кристаллизации. Остроконечные ядра действуют в этом смысле значительно сильнее, чем круглые. Особенно деятельными оказываются тела, кристаллы которых имеют форму ледяных кристаллов, и, само собой разумеется, кристаллы самого льда. „Прививкой“ кусочка льда можно тотчас же превратить переохлажденную воду в твердое состояние.

Хотя, вероятно, в данном процессе играют некоторую роль и химические силы,¹ однако в первую очередь здесь имеет значение характер поверхности рассматриваемого вещества. Это можно себе представить так: рост кристалла может быть только тогда, когда имеются налицо несколько элементов поверхности с характерными углами. Если они велики, как это имеет место в случае веществ изоморфных со льдом, то для роста кристалла достаточно небольшого пересыщения или в данном случае переохлаждения. Наоборот, если они очень малы, например в случае гладких предметов, то необходимо очень большое пересыщение для образования зародыша кристалла. Но как только эти зародыши возникнут, начинается чрезвычайно быстрый рост кристаллов, так как с увеличением их размеров они будут находиться в равновесии со все меньшим и меньшим переохлаждением. Поэтому такая быстрая кристаллизация связана с нарушением неустойчивого равновесия.

Нетрудно все изложенное выше применить к условиям кристаллизации в атмосфере. Сильное переохлаждение соответствует сильному пересыщению воздуха водяными парами. Если пересыщение невелико, то в процессе кристаллообразования будут участвовать только относительно немногие ядра, обладающие наибольшей поверхностью; если же в воздухе имеются отдельные кристаллы, то конденсация вообще ограничится лишь дальнейшим ростом их. Если же несмотря на это пересыщение будет продолжать расти, то начнут вступать в строй многочисленные ядра с меньшими элементами поверхности.

В силу сказанного кристаллизация может происходить лишь на твердых ядрах, в то время как конденсация в капельножидком виде происходит преимущественно или исключительно на жидких ядрах (водные растворы гигроскопичных ядер). Едва ли можно сомневаться

¹ Здесь подразумеваются растворимые или гигроскопичные вещества, т. е. такие, которые вызывают химические процессы.

в наличии подобных ядер кристаллизации в атмосфере. В этих процессах играет роль не только пыль,¹ поднятая с земной поверхности и переносимая ветром иногда с одного материка на другой, но и пыль иного происхождения. Непрерывный дождь падающих звезд так же, как и вулканические извержения, постоянно обеспечивают высокие слои атмосферы подобными ядрами, которые, опускаясь, попадают и в нижние слои.

С помощью приведенных выше рассуждений мы приходим к своеобразным представлениям о наличии связи обоих процессов конденсации, а именно кристаллизации и конденсации в виде переохлажденных капель воды. Так как обычно в атмосфере имеются различные ядра конденсации, то очевидно, что при низких температурах вместе с образованием кристаллических продуктов конденсации будет иметь место и капельножидкая конденсация, как только окажется достигнутым насыщение относительно воды. При низких температурах капельножидкие продукты конденсации не могут иногда образовываться потому, что разница между упругостью насыщения относительно льда и относительно воды становится большой и последняя достигается с большими трудностями.

В связи с этим большой интерес представляет тот факт, что в атмосфере при очень низких температурах имеются капельножидкие облака. Так, на Бен-Невисе, в Шотландии, при -7° отмечен был мелкий дождь; Карльгейм-Гиленшёльд наблюдал при -14° бледную радугу, указывающую на капельножидкую природу облачных элементов; Берсон во время полета на свободном аэростате наблюдал при -20° Ц *Аси*, состоящее из капель воды.²

¹ Как известно, кварц, также как и лед, кристаллизуется в гексагональные системы и таким образом может быть принят за прекрасное ядро кристаллизации льда, наибольшая же часть твердой пыли состоит как-раз из частичек кварца.

² R. Assmann und A. Berson, *Wissenschaftl. Luftfahrten, Braunschweig 1900, 2, 184*. Однако в некоторых из упомянутых случаев наряду с каплями имели место образования в виде льда.

ТЕРМОДИНАМИКА АДИАБАТИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА

IX. Определения и вспомогательные положения из теории тепла.

В предыдущих главах мы дали более или менее общее представление о законах идеальных и реальных газов. Перейдем теперь к вопросу о применении теории тепла к основной проблеме термодинамики атмосферы, а именно к уменьшению температуры с высотой. Но предварительно необходимо вкратце напомнить некоторые положения из теории тепла, которыми в дальнейшем нам придется воспользоваться.

Удельная теплота. Удельной теплотой или теплоемкостью мы называем способность тела поглощать тепло. Для того чтобы повысить температуру единицы массы от 0° до $+1^\circ \text{Ц}$ для различных газов требуется различное количество тепла, различное количество калорий.¹ Нужное для этого количество калорий и есть удельная теплота.

сно, что определение должно производиться при нормальном давлении воздуха (760 мм ртутного столба). Однако, опыт можно производить двояко и при этом получаются два различных результата: во-первых, измерение можно производить при постоянном (нормальном) давлении воздуха, но тогда нужно учитывать, что при повышении температуры объем увеличивается; во-вторых, можно производить измерения в прочном сосуде, сохраняя постоянный объем, но тогда при повышении температуры возрастает давление. Оба этих метода вполне равноправны. Первый дает „удельную теплоту при постоянном давлении“ — c_p , второй дает „удельную теплоту при постоянном объеме“ — c_v .

Числовые значения c_p и c_v для разных газов следующие:

	c_p	c_v	$c_p : c_v = k$
Воздух	0,2388	0,1700	1,404
Кислород	0,2185	0,1563	1,398
Азот	0,2446	0,1738	1,407
Водород	3,4240	2,4269	1,408

¹ Малой (большой) калорией называется количество тепла, необходимое для нагревания 1 г (1 кг) воды от 0° до 1°Ц .

Механический эквивалент тепла. Роберт Майер (Mayer) и Джоуль (Joule) показали, что тепло имеет свой механический эквивалент, то-есть что определенному количеству тепла соответствует вполне определенная механическая работа, в которую оно может быть превращено. Если я имею некоторое количество тепла Q (как число калорий), то я его могу превратить в работу, и эта работа будет равна JQ . Этот постоянный множитель J называется механическим эквивалентом тепла. Он представляет собой работу соответствующую единице тепла (большой калории), и является постоянной величиной, равной 427 *кгм*.

Теперь мы выведем известную формулу из механической теории тепла. Представим себе единицу массы какого-нибудь газа, заключенную в цилиндр с подвижными стенками. Подогреем эту массу на dt , тогда объем газа возрастает на dv ; полагая далее, что внешнее (постоянное) давление равно p , мы получаем проделанную работу, равную $p \times dv$. Дифференцируя уравнение состояния $vp = RT$ и принимая во внимание, что $p = \text{const}$, мы получаем $dT = dt$, так как

$$pdv = Rdt,$$

то-есть определяемая работа равна Rdt . Таким образом при повышении температуры на 1° ($dt = 1$) получаемая работа как-раз равна газовой постоянной R . Превратив ее в тепло, мы получим $\frac{R}{J}$ т. е. такое количество тепла, которое соответствует произведенной при расширении работе.

Если далее, оставляя объем постоянным, мы захотим повысить температуру на 1° , то согласно предыдущему определению мы должны израсходовать c_v калорий; при расширяющемся же газе мы должны израсходовать c_p калорий. Разница между этими величинами должна равняться только что найденному количеству тепла, эквивалентному работе, затраченной на расширение. Отсюда мы получаем широко известную формулу:

$$c_p - c_v = \frac{R}{J}. \quad (13)$$

Первый закон термодинамики. Вышеприведенное положение, что работа и теплота находятся в постоянном соотношении, называют первым законом механической теории тепла. Его можно выразить следующей формулой:

$$JdQ = Jc_v dt + pdv. \quad (14)$$

Процесс, выражаемый данным уравнением, состоит в следующем: если единице массы какого-нибудь газа мы сообщаем некоторое количество тепла dQ , то имеют место два эффекта: во-первых, повышается температура и, во-вторых, увеличивается объем. Если же общий эффект выразить в единицах работы, то мы получим равенство причины и следствия, что и выражается формулой (14). Левая часть представляет собой работу, эквивалентную сообщенному количеству теплоты, то-есть причину. В правой части мы имеем оба эффекта. Так как c_v выражает количество тепла, необходимое для повышения температуры на 1° (при постоянном объеме), то для повышения температуры на dt нам необходимо количество тепла, равное $c_v \times dt$. Множителем J

это тепло переводится в работу. Второе слагаемое представляет собой непосредственно работу, необходимую для расширения газа. Это равенство является, таким образом, не чем иным как математической формулировкой закона о превращении работы в теплоту и обратно. В таком виде эта формула применима не только к газам, но и к остальным телам.

Но если мы хотим применить эту формулу специально к газам, то необходимо для этого добавить еще уравнение состояния газа:

$$vp = RT,$$

Из равенства $v = \frac{RT}{p}$, дифференцируя, получаем:

$$dv = \frac{R}{p} dt - \frac{RT}{p^2} dp.$$

Подставляя в общее уравнение (14) вместо dv найденное выражение, имеем:

$$JdQ = Jc_v dt + Rdt - \frac{RT}{p} dp.$$

Если же вместо R подставить полученное для него значение:

$$R = J(c_p - c_v),$$

то первый закон механической теории тепла в применении к газам выразится так:

$$JdQ = Jc_p dt - \frac{RT}{p} dp. \quad (15)$$

Энергия и энтропия. Остановимся еще кратко на понятиях энергии и энтропии. Обычно энергию определяют как способность производить работу. При этом различают энергию положения, или потенциальную энергию, и энергию движения, или кинетическую энергию. Энергия колебательного движения представляет собой комбинацию обоих видов энергии при непрерывном превращении одного вида в другой: потенциальной энергии в кинетическую и обратно. Маятник, например, приобретает максимум кинетической энергии в момент прохождения им точки равновесия. В момент наивысшего подъема кинетическая энергия его равна нулю, но зато потенциальная энергия достигает здесь максимума, так как шарик маятника достигает наибольшей высоты.

В первую очередь это касается только тех форм энергии, которые объединены под общим названием механической энергии. Но так как при помощи тепла также производится работа, то и тепло мы должны рассматривать как энергию. Согласно механической теории тепла эту энергию, в противоположность механической энергии, называют молекулярной энергией. Кроме того, существует еще химическая энергия, магнитная, электрическая и лучистая. Все эти различные формы общей энергии, которой обладает тело, могут переходить одна в другую.

В этом смысле Гельмгольц обобщил первый закон механической теории тепла в „принцип сохранения энергии“.

Несколько труднее объяснить понятие энтропии. Прежде всего, в точке нуля к энтропии приложимо все то, что касается энергии:

если бы тело обладало абсолютной температурой, равной 0° , то и молекулярная энергия, а также и энтропия равнялись бы нулю. Но так как этого состояния мы достигнуть не можем, то невозможно также определить абсолютное значение энтропии; но зато мы можем начать счет от какого-нибудь определенного значения энтропии, который мы относим к произвольно выбранному нормальному состоянию. Увеличение энтропии при любом другом состоянии можно обнаружить следующим образом. Прежде всего необходимо представить себе тело изолированным от притока и отдачи тепла. Пусть теперь тело может расширяться или сжиматься до тех пор, пока оно не достигнет температуры нормального состояния T . Затем устраним тепловую защиту и измерим количество тепла Q , отдаваемое телом при приведении его к нормальному давлению при сохранении температуры T . Тогда его энтропия в исходном положении больше энтропии нормального состояния на $\frac{Q}{T}$. Обозначим энтропию при нормальном состоянии через φ_0 , а энтропию при исходном состоянии через φ , тогда получим:

$$\varphi - \varphi_0 = \frac{Q}{T}.$$

В то время как энергия не может ни увеличиваться, ни уменьшаться, энтропия изменчива. Если, например, количество тепла Q тела с высшей температурой T_2 перейдет на другое тело с низшей температурой T_1 , то количество тепла или запас энергии в этих двух телах тот же, что и прежде. Напротив, энтропия изменится, так как отнятие количества тепла Q при температуре T_2 обозначает уменьшение энтропии на $\frac{Q}{T_2}$, в то время как прибавление того же количества тепла Q при второй температуре T_1 соответствует увеличению энтропии на $\frac{Q}{T_1}$. Общая энтропия поэтому возрастает на величину:

$$\frac{Q}{T_1} - \frac{Q}{T_2} = Q \frac{T_2 - T_1}{T_1 \cdot T_2}.$$

Так как тепло всегда само собой переходит от тела более теплого к более холодному, а не наоборот, то $T_2 - T_1$ всегда положительно. Энтропия, следовательно, при этом процессе может возрастать, но не убывать. Клаузиус обобщил это положение в тезис о том, что вообще нет процесса, который вел бы к уменьшению энтропии, что энтропия в самом благоприятном случае, именно при обратимом круговом процессе, остается неизменной. Таким образом он пришел к так называемому второму принципу термодинамики, который гласит: „Энтропия вселенной стремится к максимуму“. Так как этот закон представляет собой экстраполяцию, выходящую далеко за пределы нашего опыта, то его нельзя считать доказанным, и, действительно, мнения по этому вопросу еще до сих пор расходятся. В частности Гельмгольц указал на то, что возможно, что этот закон в органической природе не действителен. Однако не будем больше на этом останавливаться.

Х. Адиабатическое изменение состояния идеальных газов.

Адиабатическое изменение давления. Особого интереса заслуживает вопрос об изменении состояния газов, происходящем без притока тепла извне и без отдачи его. Экспериментальным путем этому условию можно по крайней мере приблизительно удовлетворить, заключив газ в непроницаемый для тепла „адиабатический“ сосуд. Эти процессы так и называются адиабатическими изменениями состояния. Очевидно, что три переменные p , v , t здесь уже не независимы друг от друга и что поэтому одно из них можно исключить. Это можно сделать при помощи применения законов, приведенных в предыдущей главе.

Возьмем уравнение (15), представляющее первый закон термодинамики в применении к газам:

$$JdQ = Jc_p dt - \frac{RT}{p} dp.$$

Применяя это уравнение для адиабатического изменения состояния, мы получаем еще следующее условие: $dQ = 0$. Тогда

$$\frac{RT}{p} dp = Jc_p dt$$

или

$$\frac{dt}{dp} = \frac{RT}{pJc_p}.$$

Таким образом мы получаем дифференциальное уравнение, выражающее зависимость между температурой и давлением при адиабатическом процессе.

Применение к тромбам. С помощью только что выведенного уравнения мы можем вычислить, как изменится температура при уменьшении давления, например на 10 мм. При $R = 29,3$, $J = 427$, $c_p = 0,239$ мы получаем для $T = 273^\circ$ (что для приблизительного подсчета достаточно):

$$dt = 0,103 dp,$$

причем p выражено в мм ртутного столба. Таким образом повышение давления на 10 мм вызывает повышение температуры приблизительно на 1° . Это имеет значение главным образом применительно к тромбам (смерчи, торнадо, грозовые башни). Эти явления представляют собой вихри с вертикальной осью, подобные часто наблюдающимся в текучей воде, например у быков моста. Вследствие сильной центробежной силы, которая возникает в чрезвычайно быстро вращающейся вихревой нити, здесь происходит сильное понижение давления воздуха и связанное с ним уменьшение температуры согласно полученному уравнению. Если, например, давление понижается на 50—100 мм, то вполне вероятно понижение температуры на $5—10^\circ$. Это в большинстве случаев вызывает конденсацию водяного пара вдоль вихревой нити. Таким образом образуются завесы, опускающиеся из облаков и достигающие в большинстве случаев земной поверхности и имеющие форму хобота слона. Эти тромбы вызывают сильные опустошения. В гл. XVI мы подробнее займемся этими явлениями и их связью с механизмом образования грозовых облаков.

Уравнение Пуассона. Если написать вышеприведенное дифференциальное уравнение в следующей форме:

$$\frac{dt}{T} = \frac{R}{Jc_p} \cdot \frac{dp}{p},$$

то мы можем проинтегрировать его от T_1 до T_2 и от p_1 до p_2 , а так как $\int \frac{dx}{x} = \ln x$, то мы получим:

$$\ln \left(\frac{T_2}{T_1} \right) = \frac{R}{Jc_p} \ln \left(\frac{p_2}{p_1} \right)$$

или

$$\frac{T_2}{T_1} = \left(\frac{p_2}{p_1} \right)^{\frac{R}{Jc_p}}.$$

Если в показатель степени подставить значение $R = J(c_p - c_v)$, то показатель степени примет следующий вид:

$$\frac{c_p - c_v}{c_p} = 1 - \frac{c_v}{c_p} = 1 - \frac{1}{k},$$

где $k = \frac{c_p}{c_v}$. А все уравнение, примет такой вид:

$$\frac{T_2}{T_1} = \left(\frac{p_2}{p_1} \right)^{1 - \frac{1}{k}}. \quad (17)$$

Это уравнение называется уравнением Пуассона и представляет собой уравнение состояния при адиабатическом процессе.

Адиабатическое изменение температуры с высотой. Для большинства метеорологических целей является более целесообразным знать изменение температуры не в зависимости от изменения давления воздуха, а в зависимости от высоты. Это возможно сделать следующим образом: если мы подыдем над земной поверхностью на высоту dh , то, как мы уже раньше установили, давление p уменьшится на вес столба воздуха высотой dh :

$$-dp = \rho dh,$$

где ρ есть вес столба воздуха единичной высоты. Это ρ мы сравниваем, как и ранее, с весом ρ_0 столба воздуха при температуре 0° и давлении p_0 (1 атмосфера) и получаем таким образом:

$$\rho = \frac{p}{p_0} \frac{\rho_0}{(1 + \alpha t)}.$$

Если вместо ρ мы подставим это выражение, то получим:

$$-\frac{dp}{p} = \frac{\rho_0 dh}{p_0(1 + \alpha t)}.$$

Подставив найденное значение ρdp в дифференциальную формулу уравнения Пуассона [уравнение (16)], мы получаем:

$$\frac{dt}{dh} = -\frac{RT}{Jc_p} \frac{\rho_0}{p_0(1 + \alpha t)},$$

или, так как R по определению равно $p_0 v_0 \alpha$:

$$\frac{dt}{dh} = - \frac{v_0 \rho_0}{J c_p}.$$

Легко показать, что произведение $v_0 \rho_0$ равно единице; в самом деле: v_0 ведь есть объем единицы массы, а ρ_0 — вес единицы объема. Но вес всегда равен объему, помноженному на удельный вес, и, следовательно, ρ_0 равно единице, помноженной на удельный вес воздуха, который мы определяем как отношение: $\frac{\text{масса}}{\text{объем}}$, или, так как мы рассматриваем

объем v_0 единицы массы: $\frac{1}{v_0}$. Поэтому:

$$\rho_0 = 1 \times \frac{1}{v_0} \text{ или } \rho_0 v_0 = 1.$$

Таким образом мы получаем вместо дифференциального уравнения (16) другое дифференциальное уравнение, представляющее зависимость изменения температуры не от давления, а от изменения высоты (адиабатическая формула высоты):

$$\frac{dt}{dh} = - \frac{1}{J c_p}. \quad (18)$$

Принтегрировав это уравнение, мы получим:

$$t_1 - t_2 = \frac{1}{J c_p} (h_2 - h_1), \quad (19)$$

то-есть температура изменяется пропорционально высоте или: уменьшение температуры с высотой на всех высотах постоянно.

Подставив числовые данные: $J = 427$ и $c_p = 0,239$, мы получаем, что

$$\frac{dt}{dh} = - 0,0098$$

или с достаточной точностью 1° на 100 м высоты. Воздушная масса, поднимающаяся адиабатически с земной поверхности, охлаждается следовательно, на 1° на каждые 100 м. Очень важно отметить, что это падение температуры с высотой не зависит от высоты.

XI. Условия равновесия атмосферы.

Конвективное равновесие. В. Томсон¹ впервые применил полученные в предыдущей главе результаты к анализу состояния атмосферы и показал, что уменьшение температуры с высотой вполне объясняется ими. Прежде всего эти результаты приложимы, конечно, к случаю последовательного изменения состояния одной и той же массы воздуха. Но так как всегда и всюду одни воздушные массы поднимаются, а другие опускаются, то в результате такого всеобщего вертикального перемещения в конце концов должно

¹ On the convective equilibrium in the atmosphere, „Mem. Mansch. Soc.“, (3) II, стр. 125—131. Упомянем также Рейе (Reye) (1864) и Песлин (Peslin) (1868). Первое указание, сделанное Карно (Carnot) еще в 1824 г., прошло незамеченным (см. Ostwalds, Klassiker der exakten Wissenschaften, № 37, стр. 18).

быть то, что постоянным состоянием в атмосфере является точно такое же уменьшение температуры с высотой, какое имеет место для отдельной массы воздуха при поднятии ее. Такое состояние, при котором адиабатически поднимающиеся частицы воздуха на всех высотах имеют свою собственную температуру, получающуюся благодаря уменьшению температуры на 1° на каждые 100 м , Томсон назвал конвективным равновесием атмосферы. Далее мы увидим, что конвективное равновесие является лишь приближением к действительному состоянию атмосферы, однако оно объясняет принципиально правильно — и в этом его значение — уменьшение температуры с высотой. Гельмгольц указал на то, что при наличии конвективного равновесия (принимая температуру у земной поверхности равной $+10^\circ \text{Ц}$) уже на высоте $100 \times 283 \text{ м} = 28 \text{ км}$ температура должна достигнуть абсолютного нуля и, таким образом, на этой высоте должна бы быть граница атмосферы. Как мы уже ранее указывали, атмосфера в действительности простирается до гораздо большей высоты (шары-зонды уже подняли метеорографы до $35,9 \text{ км}$). В таком случае очевидно, что в атмосфере нет вполне строгого конвективного равновесия. Исследованию отклонений от конвективного равновесия и будет посвящена значительная часть следующих глав.

Условия равновесия атмосферы.

Прежде всего дадим более строгую формулировку условиям равновесия атмосферы, вытекающим из предыдущего и впервые полно сформулированным Рейе (Reye, 1864 г.).¹

Мы прибегнем вновь к графическому изображению и в качестве осей координат возьмем высоту h и температуру t . Линия адиабатического состояния или так называемая адиабата, есть прямая. Если

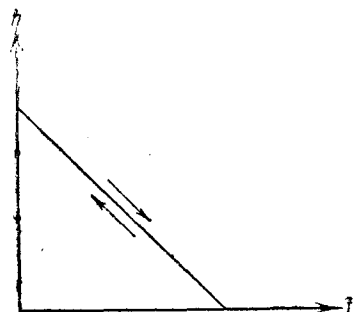


Рис. 23. Адиабата.

же мы еще условимся, что каждым 100 м сгиваты будет соответствовать такой же отрезок, как и 1° абсциссы, то адиабата примет вид прямой, наклоненной под углом 45° к осям координат (рис. 23).

Эта кривая прежде всего представляет изменение состояния, то-есть она дает значения температуры, последовательно привиняемые частицей воздуха при поднятии от земной поверхности до границы атмосферы. Представим себе воздух неподвижным. Тогда последовательные измерения температуры с помощью шаров-зондов или змеев на всех высотах могли бы быть вычерчены в соответствующей системе координат. Тогда мы получили бы кривую состояния атмосферы, которая представляет собою определенный разрез атмосферы. Поэтому следует, как указал Бецольд (Bezold), различать кривые изменения состояния от кривых состояния. Мы будем пользоваться обоими видами кривых, причем кривые первого рода будем обозначать стрелками, что будет соответствовать изменению.

¹ *Schlömilch's „Zeitschrift für Mathematik und Physik“*, т. 9, стр. 262—276, 1864. Очень обстоятельно сказано об этом в приложении к книге *Reye, Die Wirbelstürme, Tornados und Wettersäulen*, Hannover, 1. Aufl., 1872; 2. unveränderte Auflage, 1880.

Допустим, что с помощью змея или шара-зонда определена температура последовательно на всех высотах и получилось понижение температуры на 1° на каждые 100 м. Тогда и кривая состояния атмосферы примет вид прямой, наклоненной под углом 45° к оси t . Заставим частицу воздуха подниматься адиабатически с земной поверхности (AB , рис. 24). Тогда температура этой частицы, куда бы она ни попала, равнялась бы температуре окружающего воздуха, и частица поэтому находилась бы не только в тепловом равновесии, но и в механическом (безразличном).

Если окажется, что температура уменьшается с высотой медленнее, чем при адиабатическом процессе (AB_1 , рис. 24), то условия для поднимающейся с земной поверхности частицы воздуха до высоты H уже будут другие. Частица, охлаждающаяся по адиабате, на высоте H будет обладать температурой t , меньшей температуры t_1 остального воздуха. Она поэтому будет тяжелее окружающей среды и должна опуститься ниже. Напротив, опускающаяся частица воздуха будет на этой высоте теплее окружающего воздуха и вынуждена будет подняться. Атмосфера, следовательно, будет находиться в устойчивом равновесии.

Наконец, если мы найдем, что уменьшение температуры на каждые 100 м больше, чем 1° (кривая состояния AB_2), и снова заставим частицу воздуха подняться до высоты H , то она встретится там с температурой t_2 , которая ниже ее температуры t .

Следовательно, поднимающаяся частица воздуха будет теплее и поэтому легче окружающей среды и должна подниматься все выше и выше. Наоборот, опускающаяся частица будет холоднее окружающей среды и должна будет опускаться до земной поверхности. В этом случае равновесие будет неустойчивым, так как при малейшем толчке вызывается полная передвижка воздушных слоев, причем нижние слои будут стремиться кверху, а вышележащие слои — книзу.

Потенциальная температура. Особенно простое выражение условия равновесия атмосферы получают при введении понятия потенциальной температуры.¹ Ее определяют так: потенциальной температурой частицы воздуха называется та абсолютная температура, которую имела бы частица после приведения ее адиабатически к нормальному давлению. Очевидно, что при конвективном равновесии потенциальная температура на всех высотах должна быть одна и та же. Если она увеличивается с высотой, то атмосфера находится в устойчивом равновесии, если же потенциальная температура уменьшается, то равновесие неустойчивое.

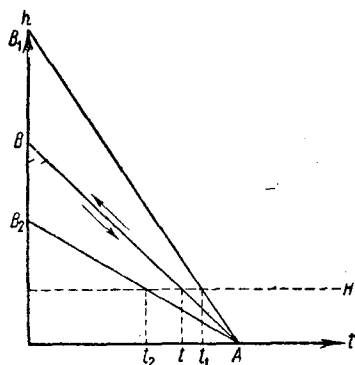


Рис. 24. Условия равновесия атмосферы.

¹ Понятие потенциальной температуры было введено в метеорологию главным образом Вецольдом („Berl. Sitz.-Ber.“, 15, Nov. 1888). Однако уже 30 июня 1888 г. Кёппен в гамбургском отделении Германского метеорологического общества сделал доклад: „О перемешивании воздуха и потенциальной температуре в связи с последней статьей Гельмгольца“.

Граница неустойчивого равновесия. Воздух находится в равновесии, хотя и в неустойчивом, даже и в том случае, когда существующее уменьшение температуры больше 1° на 100 м. Сам собою воздух не придет в движение. Для этого требуется внешний толчок, ибо до тех пор, пока это равновесие не нарушается, каждый нижний слой всегда тяжелее вышележащего. И лишь в том случае состояние покоя будет нарушено, когда мы представим себе какую-нибудь массу воздуха адиабатически поднятой или опущенной. Ниже мы постараемся исследовать, достигается ли в конце концов при очень сильном уменьшении температуры с высотой такое состояние, которое вообще не может быть названо равновесием даже и неустойчивым и исключаящим, следовательно, состояние покоя. Речь идет здесь об определении крайней границы неустойчивого равновесия.

С уменьшением давления воздуха p уменьшается также и плотность его ρ . При этом уменьшение плотности тем менее, чем сильнее уменьшение температуры с высотой. Наконец, при определенном уменьшении температуры с высотой уменьшение плотности должно прекратиться, и, следовательно, плотность с высотой не меняется:

$$\frac{d\rho}{dh} = 0.$$

Это уравнение и выражает пограничное условие существования искомой границы. Так как $\rho = \frac{1}{v}$, то уравнение состояния идеальных газов мы можем написать так:

$$\rho = \frac{p}{RT}.$$

Продифференцируем это выражение, полагая ρ , p и T переменными; тогда получим:

$$d\rho = \frac{1}{R} \left(\frac{dp}{T} - \frac{pdt}{T^2} \right) = \frac{p}{RT} \left(\frac{dp}{p} - \frac{dt}{T} \right).$$

Так как $d\rho = 0$, то

$$\frac{dp}{p} = \frac{dt}{T}$$

или

$$\frac{dt}{dp} = \frac{T}{p}.$$

Вот это и есть пограничное условие. Но введем лучше вместо $\frac{dt}{dp}$ величину $\frac{dt}{dh}$. Воспользуемся для этого предыдущими формулами [уравнения (16) и (18)]:

$$\frac{dt}{dp} = \frac{RT}{pJc_p}$$

и

$$\frac{dt}{dh} = -\frac{1}{Jc_p},$$

которые вместе дадут:

$$\frac{dt}{dp} = - \frac{dt}{dh} \cdot \frac{RT}{p}.$$

Подставив вместо $\frac{dt}{dp}$ найденное выражение, мы получим для пограничного условия следующую формулу:

$$- \frac{dt}{dh} = \frac{1}{R}. \quad (19)$$

Если таким образом $\frac{dt}{dh}$ достигает значения $-\frac{1}{R}$, то $dp = 0$, то-есть на всех высотах плотность воздуха одинакова. Это значение, следовательно, в состоянии покоя не может быть превзойдено, иначе плотность воздуха должна была бы увеличиваться с высотой. Вышележащие, более тяжелые массы воздуха должны были бы тогда без внешнего толчка притти в движение и опуститься. Не существовало бы, следовательно, даже и неустойчивого равновесия.

Числовое значение. Так как $R = 29,3$, то мы получаем:

$$\frac{dt}{dh} = - \frac{1}{R} = -0,034.$$

Крайним предельным значением неустойчивого равновесия является уменьшение температуры на $3,4^\circ$ на каждые 100 м; иными словами, границами неустойчивого равновесия являются 1° и $3,4^\circ$ на 100 м. Все эти условия мы можем обобщить следующим образом.

Условия равновесия (для сухого воздуха обычного состава):

$$\frac{dt}{100 \text{ м}} > 3,4 \text{ — равновесия нет;}$$

$$3,4 > \frac{dt}{100 \text{ м}} > 1,0 \text{ — неустойчивое равновесие;}$$

$$\left[\frac{dt}{100 \text{ м}} = 1,0 \text{ — безразличное (конвективное) равновесие} \right];$$

$$1,0 > \frac{dt}{100 \text{ м}} \text{ — устойчивое равновесие.}$$

Условия равновесия водородной атмосферы. Так как атмосфера между 70—200 км, очевидно, состоит из водорода, то небезинтересно будет сформулировать условия равновесия для водородной атмосферы. Для этого нам необходимо только подставить в эти формулы другие константы. Тогда: $J = 427$, как и ранее, $c_p = 3,424$ и $R = 420$. При этом адиабатическое падение температуры оказывается равным $\frac{dt}{dh} = -0,000684^\circ$, а предельное значение падения температуры при неустойчивом равновесии $\frac{dt}{dh} = -0,00238^\circ$. Мы получаем тогда следующие значения:

Условия равновесия (водородной атмосферы):

$$\frac{dt}{100 \text{ м}} > 0,24 \text{ — равновесия нет;}$$

$$0,24 > \frac{dt}{100 \text{ м}} > 0,068 \text{ — неустойчивое равновесие;}$$

$$\left[\frac{dt}{100 \text{ м}} = 0,068 \text{ — безразличное (конвективное) равновесие} \right];$$

$$0,068 > \frac{dt}{100 \text{ м}} \text{ — устойчивое равновесие.}$$

По этим данным можно заключить, что уменьшение температуры с высотой в водородной атмосфере выше 70 км — если бы такое уменьшение и имело место — во всяком случае должно было быть очень небольшим.

ХII. Адиабатическое изменение состояния воздуха при наличии конденсации

Теплота конденсации. Под полной теплотой конденсации или парообразования (r) мы понимаем количество тепла, необходимое для превращения 1 г жидкости в насыщенный пар при той же температуре, или же количество тепла, освобождающееся при обратном процессе. Так как при превращении жидкости в пар практически всегда преодолевается внешнее (постоянное) давление (давление пара), то, строго говоря, полная теплота парообразования r состоит из двух частей, а именно: из „внутренней теплоты парообразования“ ρ_i , необходимой для изменения агрегатного состояния, то-есть для разделения молекул и остающейся в паре как „скрытая“ теплота, и „внешней теплоты парообразования“ ρ_a , необходимой для внешней работы. При низких температурах часть ρ_a очень мала, так как и давление пара, которое необходимо преодолеть, незначительно. С другой стороны, при критической температуре $\rho_a = 0$, так как здесь превращение в пар не вызывает никакого расширения. Легко видеть также, что при определенной температуре эта часть должна достичь своего максимума. Абсолютная температура этого максимума вообще равна 0,7 абсолютной критической температуры. Для выражения зависимости всех трех величин (полной теплоты парообразования воды r , внешней ρ_a и внутренней ρ_i) от температуры составлено много эмпирических формул. Мы приведем здесь формулы Клаузиуса:

$$\left. \begin{aligned} r &= 607 - 0,708 t \\ \rho_a &= 31,6 + 0,083 t \\ \rho_i &= 575,4 - 0,791 t \end{aligned} \right\} \quad (20)$$

Цейнер (Zeipner) дал для этого также и числовые таблицы, из которых мы приведем следующие извлечения (по Хвольсону):

t в °Ц	r	r_a	r_t
— 20	620,39	29,57	590,82
— 10	613,45	30,30	583,15
0	606,50	31,07	575,43
25	589,11	33,20	555,91
50	571,66	35,54	536,12
100	536,50	40,20	496,30
200	464,30	47,13	417,17

Практическое значение имеет только величина r , которая менее всего меняется. Для большинства случаев достаточно принять, что для испарения 1 г воды требуется 600 г-кал или что такое же количество тепла освобождается при получении 1 г воды путем конденсации 1 г водяного пара. При конденсации и дальнейшем переходе в твердое состояние или же при сублимации (минуя жидкую фазу) вместо r нужно взять другую величину, называемую теплотой парообразования для твердого тела или теплотой сублимации. Она равна $r + \sigma$, причем σ есть скрытая теплота плавления. Для льда она составляет 80 г-кал и практически является постоянной. Теплота сублимации, следовательно, равна 680 кал.

Влажная адиабата. Благодаря конденсации водяного пара закон адиабатического изменения температуры поднимающейся массы воздуха подвергается значительному изменению. Это обстоятельство впервые было принято во внимание Ханном, который уже в 1874 г. вычислил приведенные ниже очень удобные таблицы.¹ После того как Гульдберг (Guldberg) и Мон (Mohn)² вновь вывели эти формулы самостоятельно, Герц (Hertz)³ в 1884 г. составил графическую таблицу адиабат, которая в 1900 г. была вновь проверена Нейгофом (Neuhoff)⁴ и воспроизведена с некоторыми изменениями.

Эта диаграмма адиабат в редакции Нейгофа приведена ниже.

Положенная в основу ее формула получается следующим образом. Пусть q — количество водяного пара, содержащегося в 1 кг насыщенного воздуха; тогда dq — количество водяного пара, конденсирующегося при поднятии на высоту dh . Освобождающаяся при этом теплота равна rdq . Таким образом мы имеем:

$$dQ = -rdq.$$

Подставим в уравнение первого закона термодинамики вместо $dQ = 0$ значение $-rdq$, тогда получим:

$$-rdq = c_p dt - \frac{RT}{pJ} dp.$$

¹ Temperaturabnahme in gesättigt aufsteigenden Strömen, „Zeitschr. d. Öst. Ges. f. Met.“, 1874, стр. 321.

² Ueber die Temperaturänderung in vertikaler Richtung in der Atmosphäre, „Zeitschr. d. Öst. Ges. f. Met.“, 1878, стр. 113.

³ Graphische Methode z. Bestimmung der adiabatischen Zustandsänderung feuchter Luft, „Met. Zeitschr.“, 1884, стр. 421.

⁴ Adiabatische Zustandsänderungen feuchter Luft und deren rechnerische und graphische Bestimmung, „Abhdlg. d. Preuss. Met. Inst.“, I, Nr. 6, Berlin 1900.

Так как $q = 0,623 \frac{e}{p}$, причем e — упругость водяного пара, p — давление воздуха, то мы имеем:

$$\lg q = \lg 0,623 + \lg e - \lg p;$$

дифференцируя, получаем:

$$\frac{dq}{q} = \frac{de}{e} - \frac{dp}{p}.$$

Подставим вместо dq его значение из полученного нами уравнения и перенесем все члены в левую часть уравнения, тогда:

$$-rq \frac{de}{e} + \frac{rq}{p} dp - c_p dt + \frac{RT}{pJ} dp = 0$$

или

$$\left(c_p + rq \frac{de}{e} \cdot \frac{1}{dt} \right) dt - \frac{dp}{p} \left(rq + \frac{RT}{J} \right) = 0.$$

Здесь мы можем еще заменить dp через dh ; имеем:

$$dp = -\rho dh = -\frac{1}{v} dh = -\frac{p}{RT} dh.$$

После подстановки получаем:

$$\left(c_p + rq \frac{de}{e} \cdot \frac{1}{dt} \right) dt + \left(\frac{rq}{RT} + \frac{1}{J} \right) dh = 0$$

или

$$\frac{dt}{dh} = - \frac{\frac{1}{J} + \frac{rq}{RT}}{c_p + rq \frac{de}{e} \cdot \frac{1}{dt}}. \quad (21)$$

Таким образом мы получаем значение падения температуры с высотой в поднимающейся насыщенной водяными парами массе воздуха.

Величины, стоящие в правой части уравнения, все известны. Скрытая теплота парообразования по предыдущей формуле:

$$r = 607 - 0,708 t.$$

Для определения q мы воспользуемся приведенной выше формулой:

$$q = 0,623 \frac{e}{p},$$

а выражение

$$\frac{de}{dt} \cdot \frac{1}{e} = \frac{4025}{(235 + t)^2}$$

может быть вычислено для каждого t или взято из следующей небольшой таблички, приведенной Ганном:

t в °Ц	-20	-15	-10	-5	0	5
$\frac{de}{dt} \cdot \frac{1}{e}$	0,087	0,083	0,077	0,074	0,0715	0,070
t в °Ц	10	15	20	25	30	
$\frac{de}{dt} \cdot \frac{1}{e}$	0,066	0,064	0,062	0,0595	0,057	

Вместо того, чтобы в каждом отдельном случае производить вычисления по уравнению (21), обычно пользуются таблицами. Мы приведем

здесь прежде всего небольшую сводную таблицу, составленную Ханном и дающую уменьшение температуры поднимающегося насыщенного воздуха на каждые 100 м в зависимости от соответствующего давления и температуры. Аргументами таблицы являются начальные значения давления и температуры, то-есть значения, относящиеся к нижней границе 100-метрового столба воздуха. В отдельной графе указаны еще высоты, соответствующие значениям давления при допущении, что средняя температура воздушного столба равна 0°.

Уменьшение температуры на каждые 100 м для насыщенного воздуха (по Ханну)

Нач. да- вление	Высота в м	Н а ч а л ь н а я т е м п е р а т у р а								
		- 10°	- 5°	0°	+ 5°	+ 10°	+ 15°	+ 20°	+ 25°	+ 30°
760	20	0,76	0,69	0,63	0,60	0,54	0,49	0,45	0,41	0,38
700	680	0,74	0,68	0,62	0,59	0,53	0,48	0,44	0,40	0,37
600	1 910	0,71	0,65	0,58	0,55	0,49	0,44	0,40	0,37	
500	3 360	0,68	0,62	0,55	0,52	0,46	0,41	0,38		
400	5 150	0,63	0,57	0,50	0,47	0,42	0,38			
300	7 430	0,57	0,51	0,44	0,42					
200	10 670	0,49	0,43	0,38						

При температурах ниже 0° здесь, а также и дальше, мы принимаем что конденсация происходит в виде льда, так что здесь необходимо пользоваться определенной выше теплотой сублимации. В то время как таблица Ханна позволяет для известного состояния тут же ввести значения $\frac{dt}{dh}$ адиабаты конденсации, приводимая далее небольшая таблица Нейгофа дает картину всего процесса уменьшения температуры, наблюдаемой в воздушной массе, поднимающейся с земной поверхности.

Изменение температуры (на 100 м) поднимающегося с земной поверхности насыщенного воздуха (по Нейгофу)

Высота в м	Н а ч а л ь н а я т е м п е р а т у р а (у земн. пов. в °Ц)						
	30	20	10	0	- 10	- 20	- 30
0	0,37	0,44	0,54	0,62	0,75	0,86	0,91
1 000	0,37	0,46	0,56	0,68	0,82	0,90	
2 000	0,38	0,49	0,56	0,75	0,87		
3 000	0,40	0,51	0,65	0,82	0,89		
4 000	0,42	0,57	0,73	0,88			
5 000	0,43	0,59	0,80				
6 000	0,45	0,63	0,84				
7 000	0,48	0,72					

В таблице Нейгофа „начальной температурой“ принято называть температуру, которой воздушная масса обладала на земной поверхности, а не температуру, которая принята у Ханна и которую необходимо каждый раз вычислять путем последовательного прибавления возрастающей разницы температур к начальному значению. Для неко-

торых целей поэтому таблица Нейгофа будет менее удобна, чем предыдущая. Но зато она дает в каждой графе весь процесс определенной влажной адиабаты, и из нее отчетливо видно, что все влажные адиабаты приближаются асимптотически к адиабате сухого воздуха, то-есть к значению 1° на 100 м.

Особенно удобна упомянутая выше диаграмма Герца, которую мы приводим в редакции Нейгофа (рис. 25).¹ Здесь аргументами служат температура и высота. Шкала высот при помощи кривых давления, часть из которых нанесена, легко переходит в шкалу давлений.² Диаграмма содержит две главные системы кривых, а именно: адиабаты сухого воздуха, наклоненные под углом 45° , и более крутые адиабаты — влажные. Третий пучок кривых дает максимальное количество пара и служит для определения точки перехода сухой адиабаты в адиабату влажную.

Если присмотреться ближе, то легко заметить, что влажные адиабаты на линии 0° все дают слабый уклон. Это соответствует тому обстоятельству, что начиная от этой точки используется теплота сублимации.²

¹ В сокращенном виде приведена у *Cleveland Abbe*, The mechanics of the earth's atmosphere. A collection of translations. Third collection, Washington 1910 (Smithson. Miscell. Coll., 51, № 4).

² С помощью диаграммы Нейгофа можно наглядно представить термодинамическое состояние атмосферы. Нанося на диаграмму данные аэрологического зондажа, можно легко определить слои с устойчивым, неустойчивым и безразличным равновесием, а также и направление перемещения каждого слоя.

Однако эта диаграмма дает лишь качественную характеристику.

Нейпир Шоу (Show) предложил метод, позволяющий с помощью элементарных графических построений найти количество энергии, освобождающейся или необходимой для возникновения конвективной турбулентности.

Для этой цели Шоу предложил строить так называемые тефиграммы (*t-φ*-грамма).

Рассмотрим сначала некоторые теоретические соображения, приводящие к тефиграмме.

Выше было указано, что энергия Q данной массы воздуха характеризуется ее энтропией φ так, что:

$$\varphi - \varphi_0 = \frac{Q}{T}$$

или что изменение энергии массы воздуха будет равно изменению энтропии, умноженному на абсолютную температуру тела:

$$dQ = Td\varphi.$$

Таким образом очевидно, что энергия массы воздуха будет характеризоваться следующим интегралом:

$$Q = \int_{\varphi_0}^{\varphi} Td\varphi.$$

Отсюда очевидно, что изменение энергии воздушной массы пропорционально площади, ограничиваемой кривой T как функцией энтропии. Однако построение диаграммы, в которой в качестве осей координат была бы температура T и энтропия φ , нерационально, так как вычисление энтропии заняло бы слишком много времени. Поэтому целесообразно заменить энтропию с помощью упомянутой нами выше потенциальной температуры. В самом деле, из (15) имеем:

$$dQ = c_p dt - \frac{RT}{Jp} dp$$

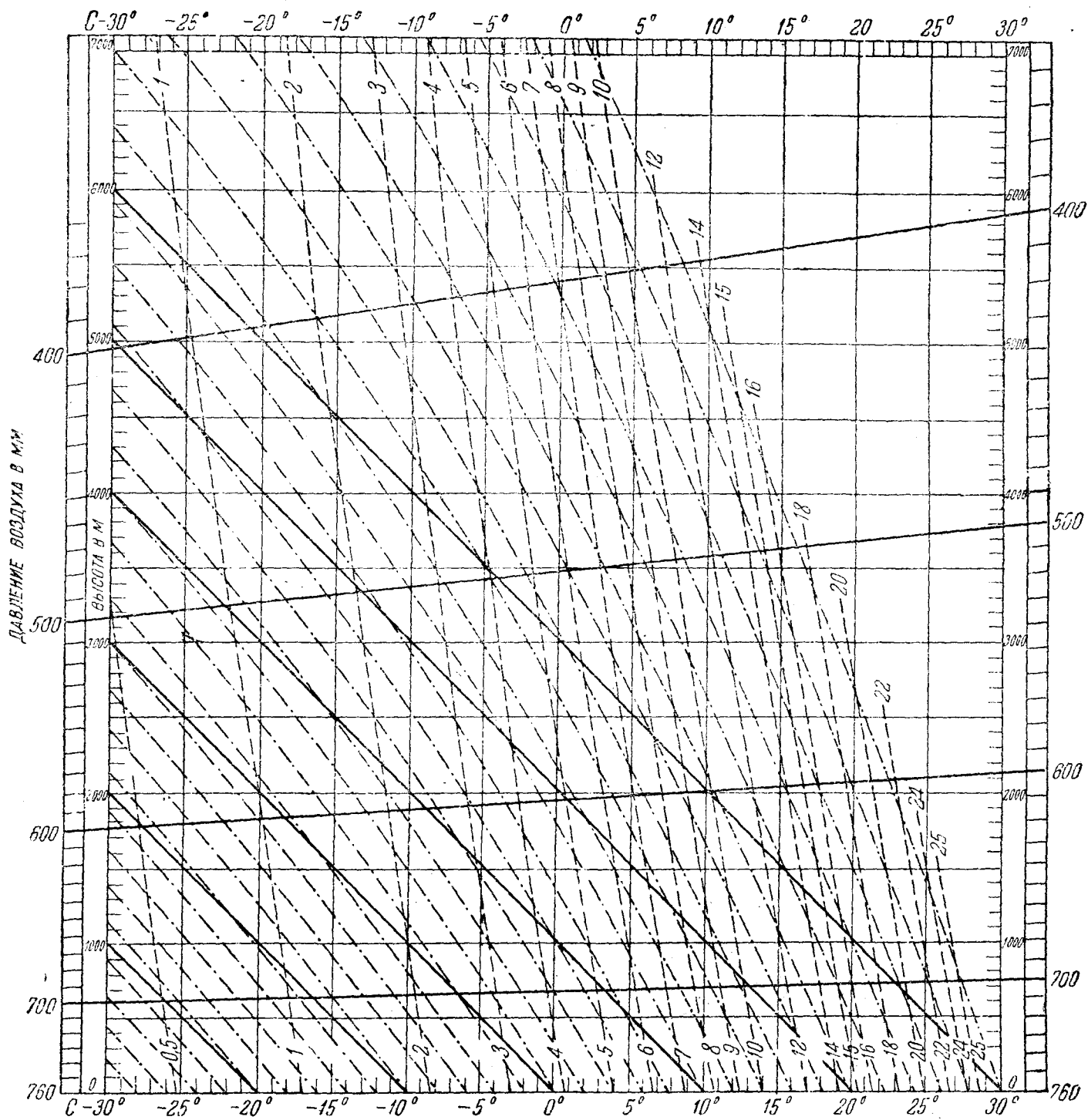


Рис. 25. Таблица адиабат по Нейхафу.

Высота конденсации. Допущение о том, что воздух подымается с поверхности моря уже вполне насыщенным, даже при самых благоприятных условиях никогда не подтверждается полностью. В большинстве случаев воздух вначале не насыщен и изменяет свою температуру по сухой адиабате и лишь на некоторой высоте над земной

или

$$d\varphi = \frac{dQ}{T} = c_p \frac{dT}{T} - \frac{R}{J} \frac{dp}{p},$$

так как $dt = dT$. Интегрируя это дифференциальное уравнение в пределах от φ_0 до φ , от T_0 до T и от p_0 до p и принимая во внимание, что $\frac{R}{J} = c_p - c_v$, мы получаем:

$$\varphi - \varphi_0 = c_p \ln \frac{T}{T_0} - (c_p - c_v) \ln \frac{p}{p_0}.$$

Но согласно уравнению Пуассона (17):

$$\frac{T}{T_0} = \left(\frac{p}{p_0}\right)^{\frac{c_p - c_v}{c_p}} \quad \text{или} \quad \frac{p}{p_0} = \left(\frac{T}{T_0}\right)^{\frac{c_p}{c_p - c_v}}.$$

Переходя далее к потенциальной температуре θ , мы получаем:

$$\varphi - \varphi_0 = c_p \ln \frac{T}{T_0} - c_p \ln \frac{T}{\theta},$$

откуда

$$\varphi - \varphi_0 = c_p \ln \frac{\theta}{T_0}$$

или окончательно:

$$\varphi = c_p \ln \theta + \text{const.}$$

Нуль энтропийной шкалы может быть выбран произвольно. В метеорологических проблемах удобно его выбрать так, чтобы $T_0 = 100^\circ$ и $p_0 = 1000$ миллибар, как это сделано Шоу.

Таким образом в качестве осей координат на диаграмме приняты: за абсциссу абсолютная температура T , а за ординату логарифм потенциальной температуры $\ln \theta$, то-есть величина, пропорциональная энтропии. Тогда линии параллельные оси x , представляют собой изотермы потенциальной температуры и, следовательно, изэнтропические линии. Очевидно, что они соответствуют адиабатическому процессу. Линии, параллельные оси y , представляют собой изотермы абсолютной температуры.

Полагая в уравнении Пуассона p постоянным, легко показать, что в этой системе изобары будут прямыми линиями, подымающимися справа налево.

Влажные адиабаты изображаются на диаграмме кривыми, подымающимися слева направо. Эти кривые можно построить исходя из следующего соотношения:

$$c_p \ln T - \frac{R}{J} \ln p + 0,623 \frac{rE}{pT} = \text{const.},$$

где r — скрытая теплота конденсации, E — упругость насыщения при T° . Это соотношение соответствует уравнению Пуассона, и член $0,623 \frac{rE}{pT}$ учитывает в первом приближении изменение энтропии влажного воздуха происходящее благодаря выделяемому при конденсации теплу.

Наконец, на диаграмме вычерчены линии равной удельной влажности при насыщении (в граммах воды в 1 кг воздуха). Значение удельной влажности q , как мы видели выше, определяется так:

$$q = 0,623 \frac{E}{p}$$

поверхностью воздух достигает полного насыщения. В этом случае нам приходится, следовательно, комбинировать адиабату сухого воздуха с влажной адиабатой, и мы получаем составную кривую, представляющую весь процесс вначале в сухой стадии, а затем в стадии конденсации. На рис. 26 вычерчены три такие кривые изменения состояния, соответствующие начальным температурам -10° , $+10^{\circ}$ и $+30^{\circ}$ при 760 мм давления и 62% относительной влажности. Изгиб кривых соответствует основанию облаков.

Таким образом, если мы хотим проследить весь процесс изменения температуры сначала ненасыщенной воздушной массы при помощи диаграммы Нейгофа, то нам достаточно найти действительное количество водяного пара в рассматриваемом воздухе (в граммах на 1 кг сухого воздуха) по относительной влажности у земной поверхности. Если в диаграмме по адиабате сухого воздуха проследить до точки пересечения ее с соответствующей кривой влажности, которую мы

или точнее:

$$q = \frac{E}{1,605 p - 0,605 E}.$$

На изготовленную таким образом диаграмму кривых изменения состояния газа наносится кривая состояния на основании результатов, полученных при зондаже атмосферы. Эта кривая состояния и называется тефиграммой.

Кроме тефиграммы на диаграмме обычно наносится еще одна кривая, так называемая делеграмма, представляющая собой точки росы, соответствующие тем точкам, по которым построена тефиграмма. С помощью тефиграммы можно дать полный анализ термодинамического состояния атмосферы в данный момент путем сравнения ее с системой линий, нанесенных на диаграмму.

Если делеграмма лежит ниже тефиграммы, то, очевидно, в атмосфере насыщения нет, и процесс будет сухим.

При анализе термодинамического состояния отдельных слоев достаточно сравнить отрезки тефиграммы с системой кривых, проходящих через точки, соответствующие нижней границе рассматриваемого слоя.

Если тефиграмма лежит выше изотермы потенциальной температуры, проходящей через начальную точку тефиграммы, то равновесие будет устойчивым, так как это будет соответствовать росту потенциальной температуры в атмосфере, то-есть падение температуры в атмосфере будет меньше адиабатического. При этом площадь, ограниченная тефиграммой и изотермой потенциальной температуры, будет, как нетрудно видеть, отрицательной; эта площадь будет прямо пропорциональна тому количеству энергии, которое необходимо затратить для того, чтобы вызвать конвективную турбулентность.

Если тефиграмма располагается под изотермой потенциальной температуры, то равновесие будет неустойчивым, так как это будет соответствовать уменьшению потенциальной температуры в атмосфере, то-есть падение температуры с высотой будет больше адиабатического; площадь, ограниченная тефиграммой и изотермой потенциальной температуры, будет положительной; эта площадь будет прямо пропорциональна тому количеству энергии, которое освободится каждой единицей массы при поднятии.

Наконец, если тефиграмма совпадает с изотермой потенциальной температуры, то мы будем иметь безразличное равновесие. Сказанное выше справедливо для сухого процесса.

Если делеграмма совпадает с тефиграммой, то мы будем иметь, очевидно, влажный процесс. При влажном процессе необходимо сравнивать положение тефиграммы с влажными адиабатами, а не с изотермами потенциальной температуры или, что то же, с сухими адиабатами.

Равновесие будет устойчивым, если площадь, заключенная между тефиграммой и влажной адиабатой, отрицательна, то-есть когда тефиграмма расположена над влажной адиабатой. Эта площадь, очевидно, будет пропорцио-

в данном случае должны интерполировать, то очевидно, что в точке пересечения кривых достигается насыщение воздуха водяными парами, так как здесь действительное количество водяного пара совпадает с максимальным. При дальнейшем поднятии, следовательно, необходимо пользоваться уже влажной адиабатой.

Также без особого труда чисто математическим путем можно вычислить высоту, на которой начинается конденсация („высота конденсации“). Феррель (Ferrel) и Хенниг (Hennig) вывели для этого удобные приближенные формулы.¹ Зная относительную влажность и температуру внизу, мы знаем, следовательно, и упругость пара и можем поэтому определить точку росы, то-есть ту температуру (τ), при которой упругость пара будет максимальной. При помощи разницы между температурой и точкой росы ($t - \tau$) легко вычислить высоту конденсации согласно следующей формуле:

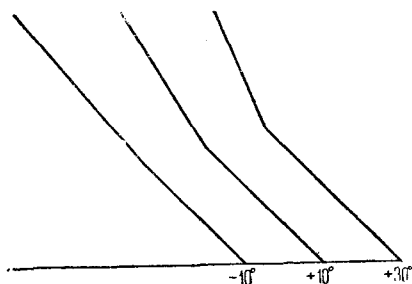


Рис. 26. Адиабаты поднимающегося насыщенного воздуха.

$$H = 122 (t - \tau). \quad (22)$$

Таблица на стр. 110 дает высоту конденсации в метрах для ряда начальных значений температуры и относительной влажности.

Вполне понятно, что сравнение данных этой таблицы с высотой основания облаков возможно лишь для таких облаков, которые образуются при восходящем потоке воздуха, поднимающемся непосредственно с земной поверхности. Слоистые облака, следовательно, надо тут же исключить. При кучевых облаках также не во всех случаях можно говорить о поднимающемся от земной поверхности воздухе, о чем в даль-

нальна энергии, которую необходимо принести извне каждой единице массы воздуха для того, чтобы вызвать конвекцию.

Если тегиграмма лежит под влажной адиабатой, то-есть если падение температуры с высотой в атмосфере больше псевдоадиабатического, то равновесие будет неустойчивым, и площадь, ограниченная тегиграммой и влажной адиабатой, будет пропорциональна энергии, освобождаемой при конвекции каждой единицей массы воздуха.

Наконец, равновесие будет безразличным, если тегиграмма совпадает с влажной адиабатой.

Так как в атмосфере обычно встречаются слои с различной степенью устойчивости, то даже по самому подробному цифровому материалу трудно охватить весь процесс в целом; при наличии же тегиграмм даже беглого взгляда оказывается достаточным для анализа всего процесса.

Особенно эффективно применение тегиграмм для прогноза местных конвективных ливней. Альворт (Alvord) и Смит (Smith), занимавшиеся подробно этим вопросом, показали, что большая положительная площадь на тегиграмме появляется по крайней мере за шесть часов до начала грозы, так что применение тегиграмм для этих целей целиком себя оправдывает.

Мы не будем заниматься здесь рассмотрением других менее употребительных графических методов (эмаграммы и др.), позволяющих анализировать термодинамическое состояние атмосферы, так как сказанного выше вполне достаточно для наших целей. (Прим. перев.).

¹ В отношении вывода этой формулы мы отсылаем читателя к оригинальной работе Хеннига („Met. Zeitschr.“, 1895, стр. 125), а также к работе Шуберта („Met. Zeitschr.“, 1909, стр. 390).

Высота конденсации поднимающегося воздуха (по Хенningу)

Относительная влажность в %	Температура в °C					
	-20	-10	0	+10	+20	+30
50	989	1 089	1 189	1 290	1 393	1 498
60	736	812	885	961	1 038	1 117
70	514	572	624	678	732	788
80	329	360	394	430	461	498
90	157	172	187	204	220	237

нейшем, при описании форм облаков, будет сказано более подробно. Все же существуют такие облака, которые удовлетворяют этому условию, как например низкие Fractostratus, особенно над морем, или при так называемых грозовых воротах, образующихся в передней части грозового облака.

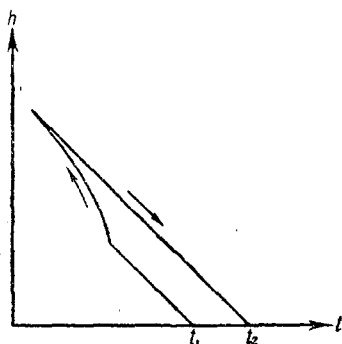


Рис. 27. Адиабата фёна.

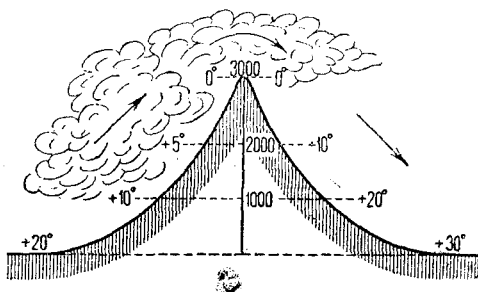


Рис. 28. Явление фёна по теории конденсации.

Конденсационная теория фёна. Мы можем тут же применить законы сухой и влажной адиабаты. Если воздушная масса поднимается на высоту, большую высоты конденсации, а затем снова опускается, то она, очевидно, не возвращается в свое исходное состояние, так как при поднятии она, начиная с некоторой высоты, будет изменять свое состояние, следуя закону влажной адиабаты, причем большая часть скопировавшегося водяного пара выпадет в виде дождя. Напротив, при опускании воздух должен менять свое состояние, следуя закону сухой адиабаты. Этот процесс происходит, как указано на рис. 27, таким образом, что воздух, поднявшийся с земной поверхности с температурой t_1 , возвращается обратно, имея значительно более высокую температуру t_2 .

Что здесь мы имеем дело с большими величинами, наглядно видно на рис. 28, изображающем схематически разрез горной цепи высотой в 3000 м. На высоте 1000 м, поднимающийся с одной стороны хребта воздух достигает точки росы, и вышележащие части горы с наветренной стороны покрыты поэтому облаками. В то время как от земной поверхности до основания облаков температура поднимающейся массы воздуха изменяется по сухой адиабате, выше наблюдается более слабое

падение температуры, соответствующее влажно-адиабатическому процессу. Для простоты падение температуры с высотой везде принято равным $0,5^\circ$ на 100 м. При последующем опускании температура воздушной массы будет возрастать, следуя закону сухой адиабаты. Воздух будет все более и более нагреваться, и в конце концов на высоте 1000 м (высота конденсации с наветренной стороны горы) его температура будет на 10° выше температуры подымавшегося с наветренной стороны воздуха. Далее эта разница становится постоянной и не изменяется при дальнейшем опускании воздушной массы.

Теплые сухие фёны, которые более всего известны на Альпах, впервые были объяснены Ханном¹ на основании изложенных выше соображений. Как видно, здесь мы совершенно не рассматривали случая уменьшения температуры с высотой в свободной атмосфере, и фён поэтому получается исключительно вследствие выпадения осадков с наветренной стороны хребта. Отсутствие осадков исключает тем самым возможность появления фёна. В действительности некоторые характерные особенности явления фёна совпадают с этой схемой.

Новейшие взгляды на фён. Ханн в последней своей работе² указал на то, что нередко фёны появляются и без выпадения осадков с наветренной стороны хребта. Объяснение этому он находит в возрастании потенциальной температуры с высотой, которое, как это будет указано ниже более подробно, постоянно имеет место в атмосфере, особенно в холодное время года. Принимая это во внимание, вовсе не требуется поднятия воздуха для образования фёна, а достаточно лишь опускания его в долины, так что последние заполняются воздухом, побывавшим на высоте 2000—3000 м (для альпийских фёнов).

Относительно высокая потенциальная температура на вершине хребта, необходимая для того, чтобы вызвать явление фёна, появляется не вследствие освобождающегося при конденсации тепла, а соответствует господствующим там средним условиям.

Это утверждение имеет гораздо большее значение, чем кажется на первый взгляд. Как будет показано далее, среднее падение температуры в свободной атмосфере немного меньше влажно-адиабатического градиента. Поэтому если воздух на наветренной стороне хребта вынужден подыматься, то несмотря на конденсацию, потенциальная температура воздуха на вершине горной цепи не возрастает, а наоборот, даже несколько уменьшается. Таким образом мы приходим к парадоксальному выводу, а именно: подымающийся с наветренной стороны горы воздух не только не увеличивает температуры фёна, а даже несколько уменьшает ее.

Эти соображения все более и более вытесняют первоначальную конденсационную теорию фёна, и внимание исследователей все более сосредоточивается на механической и гидродинамической стороне проблемы, а именно на вопросе о том, что в этом случае заставляет воздух опускаться вдоль по подветренной стороне горы. В обыкновенных условиях это не всегда так. Наоборот, с подветренной стороны хребта

¹ Der Föhn in den österreichischen Alpen, „Zeitschr. d. Öst. Ges. f. Meteorol.“, 1867, стр. 440. См. также *Hann*, Einige Bemerkungen zur Entwicklungsgeschichte der Ansichten über den Ursprung des Föhns, „Met. Zeitschr.“, 1885, стр. 393.

² Der Föhn in Bludenz, Wiener Sitz.-Ber., 85, II Abt., März 1882.

В большинстве случаев образуется вихрь с горизонтальной осью так, что в самой долине происходит слабое движение воздуха, противоположное общему направлению потока. Переваливающий через гребень воздух при этом несколько подымается кверху и образует с подветренной стороны заградительную волну, которая иногда отмечается образованием облаков.¹ Но как только наступает фён, то, очевидно, этот вихрь исчезает.

Здесь уместно напомнить замечательные опыты Дайнса (Dines), Прандтля (Prandtl) и Альборна (Ahlborn) над течением воздуха вокруг установленной против потока пластинки. Если пластинка стоит вертикально к направлению ветра, то на ее подветренной стороне вдоль грани образуется вихревое кольцо. Чем больше мы наклоняем пластинку, тем больше это вихревое кольцо деформируется, но не разрывается. И лишь при наклоне пластинки в 35° к направлению ветра кольцо внезапно разрывается, причем давление ветра в этот момент достигает своего максимума. Конечно, дело обстоит иначе, когда речь идет не о свободном обтекании воздуха вокруг пластинки, а о переваливании его через горную цепь. Можно надеяться, что эти важные исследования, находящиеся пока еще в зачаточном состоянии, помогут объяснить нам механические процессы, сопровождающие фён. Пока же мы ограничимся этим кратким указанием. Упомянем, наконец, что новейшие исследования мельчайших деталей температурных условий, проведенные Фиккером (Ficker), указывают на вероятность того, что в образовании фёна большую роль играют и так называемые температурные инверсии. Но к этому мы еще вернемся позднее, в главе XIV.

ХIII. Среднее распределение температуры с высотой

Вид кривой состояния над Европой. Благодаря быстрому развитию аэрологии, имевшему место в последние годы, в настоящее время накоплен значительный материал наблюдений за распределением температуры с высотой; надо надеяться, что этот материал будет увеличиваться все более и более ускоренными темпами. Результаты 65 полетов на свободных аэростатах, послужившие единственным основанием для исследования Бецо́льда по термодинамике атмосферы, в настоящее время уже устарели, и мы сейчас определенно знаем, что вследствие недостаточности этого материала были совершенно

¹ См. гл. XIV. Направление ветра, противоположное общему потоку, часто наблюдается в долинах. Прекрасным примером является большая петля, проделанная аэростатом „Cognak“ над Ронской долиной при полете через Альпы (см. *Guyot, Im Ballon über die Jungfrau nach Italien, Berlin 1908*). Местный рельеф должен играть большую роль в этом явлении. Так, Тюрингенский лес пользуется у летчиков плохой славой, так как на подветренной стороне аэростат почти всегда тянет к земле. Здесь нет ветра, и господствуют продолжительные фёны. Этим объясняется большой контраст в погоде в подветренной и наветренной сторонах. Наоборот, горы Гарца способствуют возникновению особых воздушных волн, благодаря которым часто наблюдалось, что аэростаты, идущие с югозапада, в этих местах не только не снижаются на подветренной стороне, но даже свободно поднимаются вверх. Я лично отметил это явление дважды на Гарце и один раз над Тюрингенским лесом. Кроме того, я слышал многочисленные подтверждения этих явлений.

ущены многие характерные особенности изменений температуры с высотой.

Однако при использовании вновь накопления материала аэрологических наблюдений необходимо подходить к нему строго критически, так как различные методы дают иногда сильно различающиеся значения. Например, для нижних слоев атмосферы шары-зонды всегда дают меньшее падение температуры, чем змеи. Так как получаемое расхождение обусловлено несовершенством термографа, а также другими источниками ошибок, то для нижних слоев мы предпочитаем пользоваться результатами змейковых подъемов, которые вообще значительно точнее шаров-зондов. Но, к сожалению, они имеют слишком ограниченную высоту подъема.

Полной сводки среднего изменения температуры с высотой пока еще нет, и мы вынуждены поэтому дать временную табличку. Большую ценность в связи с этим представляет произведенная недавно Вагнером (Wagner)¹ тщательная обработка результатов аэрологических наблюдений, произведенных в 1902—1907 гг. по программе Международной комиссии научного воздухоплавания. Приведем здесь полученные им средние:

Высота в км	Земля	1	2	3	4	5	6	7
Температура <i>dt</i> на 100 м	+7,90	+4,62	+0,06	-4,95	-10,66	-16,89	-23,71	-30,75
в °Ц		0,33	0,46	0,50	0,57	0,62	0,68	0,70
								0,73

Высота в км	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Температура <i>dt</i> на 100 м	-38,01	-44,41	-49,91	-52,83	-54,18	-54,45	-54,42	-54,28	-54,05
в °Ц	0,73	0,64	0,52	0,32	0,14	0,03	0,00	-0,01	-0,02

Как мы уже говорили, для нижних слоев атмосферы более надежными являются результаты змейковых подъемов, которые дают существенно иную картину. Приведем здесь следующие данные, заимствованные нами из „Ergebnisse der Arbeiten des Aeronautischen observatoriums bei Lindenberg im Jahre 1909“.²

В нижних слоях здесь наблюдается значительно большее падение температуры, причем эта особенность выступает также и в отдельные годы (за исключением 1906 г.), так что не может быть никаких сомнений относительно реальности этих данных. Это явление обусло-

¹ Die Temperaturverhältnisse in der freien Atmosphäre, „Beitr. z. Phys. d. fr. Atmosphäre“, III, Heft 2—3, 1909.

² V Band, Braunschweig 1910.

Высота в м	Земля ¹	500	1 000	1 500	2 000	2 500	3 000
Падение температуры в °С	1903 г.	0,58	0,50	0,48	0,46	0,45	0,51
	1904 г.	0,59	0,47	0,40	0,39	0,39	0,43
	1905 г.	0,58	0,44	0,47	0,49	0,49	0,47
	1906 г.	0,48	0,51	0,51	0,50	0,50	0,49
	1907 г.	0,50	0,45	0,50	0,50	0,47	0,50
Среднее ²	0,55	0,47	0,47	0,47	0,46	0,46	0,48
Средняя темп.	+8,6	+6,3	+3,9	+1,6	-0,8	-3,1	-5,5

влено главным образом трением воздуха о земную поверхность и вызываемым тем самым вертикальным перемешиванием³.

Такое характерное сильное падение температуры в нижних слоях подтверждается также и результатами наблюдений змейковой станцией немецкой морской службы в Гамбурге.⁴ В среднем за 6 лет (1904 — 1909 гг.) мы здесь имеем:

Высота в м	Земля	500	1 000	1 500	2 000	2 500	3 000
dt на 100 м	0,68	0,54	0,51	0,49	0,50	0,50	0,50

Эти цифры даже заметно выше линденбергских.

Является ли полученное различие обоих рядов цифр реальным, пока еще трудно сказать.⁵ Однако мы не можем подробнее заниматься этим вопросом. Мы отказываемся также от использования дру-

¹ В 1903 и 1904 гг. высота над уровнем моря равнялась 40 м, с апреля 1905 г., после перенесения обсерватории из Берлина в Линденберг, 122 м.

² Опубликованные одновременно данные за 1908 и 1909 гг. здесь не при- менены, потому что вследствие неблагоприятного времени подъемов в них сильно сказывается суточный ход температуры, так что эти средние годовые должны быть предварительно приведены к средним суточным.

³ В 65 „Berliner Ballonfahrten“, точно так же, как и в приведенных выше подъемах шаров-зондов, нет даже намека на значительное усиление паде- ния температур в нижних слоях. Об этом же см. ниже.

⁴ По любезному сообщению Кёппена.

⁵ Это различие является, несомненно, реальным и обусловлено разными методами, давшими два разных ряда. Змейковые подъемы, как известно, возможны лишь при достаточно больших скоростях ветра (более 5—6 м/сек), в то время как подъемы шаров-зондов возможны, вообще говоря, при любой погоде; практически же они производятся лишь при относительно слабых ветрах, так как при сильных ветрах подъем шаров-зондов крайне труден.

Благодаря возникающему при сильных ветрах трению воздуха о земную поверхность в нижних слоях атмосферы развивается значительная, так назы- ваемая динамическая турбулентность; обмен воздуха между различными слоями усиливается; вследствие этого потенциальная температура выравни- вается, и падение температуры с высотой стремится к адиабатическому, т. е. к 1° на 100 м. При слабых ветрах обмен воздуха между слоями менее интен- сивен и поэтому температурные градиенты меньше. (Прим. перев.).

гих материалов, так как аэрологические наблюдения нуждаются в тщательной критике, что значительно увеличило бы объем этой книги.

Остановимся только на методе определения средних значений, который сильно влияет на результаты. Раньше было принято просто суммировать все температуры, полученные на определенной высоте, и делением на число случаев находить среднее. Именно таким образом и были вычислены первоначально средние из наблюдений Линденбергской обсерватории до 1907 г. включительно. Лишь после того как Кёппен (Köppen) в 1908 г.¹ указал на то, что как для температуры, так и для скорости ветра более точные средние получаются не при сложении самих значений, а при вычислении средних из их разностей, и после того, как я независимо от него в 1909 г. предпочел общий метод разностей для всех элементов,² этот метод был введен повсюду. Приведенные лиденбергские данные представляют собой вновь вычисленные по этому способу результаты наблюдений предыдущих лет.

Так как мы пока не имеем еще полной обработки всех наблюдений, то правильнее всего будет объединить оба ряда наблюдений в один средний. Мы получаем таким образом для низших 3 км следующий ряд:

Высота в м	Земля	500	1 000	1 500	2 000	2 500	3 000
dt на 100 м	0,61	0,50	0,49	0,48	0,48	0,48	0,49

Объединим этот ряд с приведенным выше рядом Вагнера таким образом, что для первых 2 км мы возьмем данные змейковых подъемов, а для вышележащих слоев возьмем данные подъемов шаров-зондов. Тогда мы получим следующий окончательный ряд:

Среднее распределение температуры с высотой над Центральной Европой

Высота в км	0	0,5	1	1,5	2	3	4	5	6	7
Средняя температура в ° Ц ¹	+10,5	+7,4	+4,9	+2,5	+0,1	-5,0	-10,7	-16,9	-23,7	-30,8
Падение температуры в ° Ц/на 100 м	0,61	0,50	0,49	0,48	0,50	0,57	0,62	0,68	0,70	0,73

¹ Drei Jahre gleichzeitiger meteorologischer Drachenaufstiege bei Hamburg, Berlin und St. Petersburg; Archiv d. Deutschen Seewarte, 1908, № 1.

² Ueber die Ableitung von Mittelwerten aus Drachenaufstiegen ungleicher Höhe, „Beitr. z. Phys. d. freien Atm.“, III, 1909, стр. 13.

Высота в км	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Средняя температура в °Ц ¹	-38,0	-44,4	-49,6	-52,8	-54,2	-54,4	-54,4	-54,3	-54,0
Падение температуры в °Ц/на 100 м	0,73	0,64	0,52	0,32	0,14	0,03	0,00	-0,01	-0,02

Эти результаты представлены графически на рис. 29. Прежде всего бросается в глаза прекращение падения температуры на высоте 11 км.

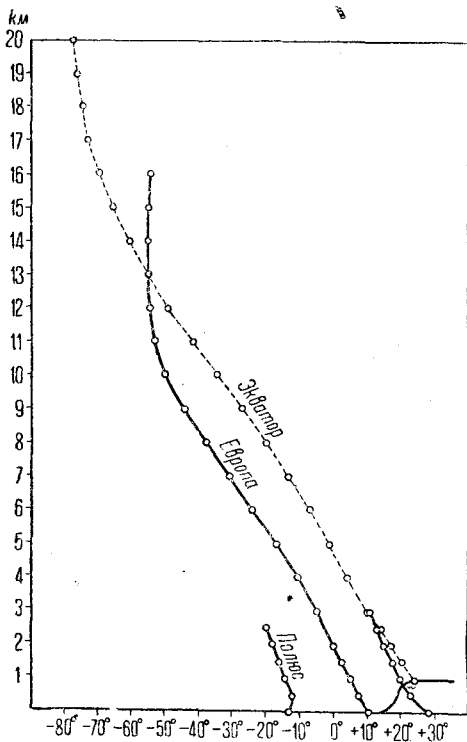


Рис. 29. Кривая среднего состояния атмосферы.

Выше мы имеем практически полную изотермию. Это как-раз те слои, которые Тейссеран де Бор предложил называть стратосферой в противоположность лежащей ниже тропосфере. Об этих изотермических слоях подробно будет речь в гл. XV. С открытием этой фундаментальной границы, расположенной на высоте 11 км, применение теории конвективного равновесия было ограничено только тропосферой.

Зависимость кривой состояния от географической широты. На графике приведены также и другие ряды наблюдений, которые несмотря на их неполноту все же дают приблизительную характеристику того, как изменяется кривая состояния атмосферы при переходе от полюса к экватору. Для экватора мы имеем главным образом наблюдения Берсона (Berson) и Элиаса (Elias), произведенные ими на озере Виктория-Ньянца, расположенном на 1° южной широты, на высоте 1140 м. Таблица на стр. 117 дает количественное значение изменений температуры на каждые 100 м, полученное на основании этих наблюдений.²

¹ Исходной величиной для четырех самых низких высот является +0,06°Ц на 2000 м высоты (взято из ряда Вагнера). Пользуясь ею и падением температуры, мы вычислим также нижние значения.

² Berson, Bericht über die aerologische Exped. d. kgl. Aeronaut. Observ. nach Ostafrika im Jahre 1908, Braunschweig 1910.

Высота в км	1,14	1,5	2	2,5	3	4	5	6	7	8
Падение температуры в °Ц	1,06	0,62	0,73	0,74	0,62	0,54	0,53	0,62	0,70	0,70
Число случаев	26	23	14	11	11	10	9	7	6	5

Высота в км	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Падение температуры в °Ц	0,70	0,72	0,75	0,70	0,66	0,52	0,47	0,41	0,35	0,16	0,14	0,12
Число случаев	5	4	4	4	3	3	3	3	3	1	1	1

Так как большая высота пункта наблюдения над уровнем моря делает несравнимой нижнюю часть кривой, то я использовал еще 49 змейковых подъемов, произведенных Берсоном и Элиасом на восточном берегу Африки, а также 11 наблюдений Линке (Linke)¹ и 23 наблюдения Курта Вегенера (Kurt Wegener)² на острове Самоа (14° южной широты). Объединив их, я получил следующий ряд:

Высота в м	0	500	1 000	1 500	2 000	2 500	3 000
Падение температуры в °Ц		1,02	0,61	0,53	0,47	0,42	0,50
Число случаев		83	75	44	22	10	2

Эти данные также нанесены на график. Наконец, я нанес на график также и результаты подъемов метеорографов на змеях и привязных аэростатах, произведенных мною³ в Датской экспедиции в северо-восточную Гренландию (76,3° сев. широты). Числовые значения приведены в следующей таблице:

Высота в м	0	200	500	1 000	1 500	2 000	2 500
Падение температуры в °Ц	-0,20	0,19	0,36	0,32	0,37	0,36	
Число случаев	120	99	56	27	10	2	

¹ Meteorologische Drachenaufstiege in Samoa. „Nachr. der kgl. Ges. d. Wiss. zu Göttingen“, Math Phys. Kl., 1906.

² Die aerologischen Ergebnisse in Jahre 1909 am Samoa-Observatorium der kgl. Ges. d. Wiss. zu Göttingen. Там же 1910.

³ Danmark-Ekspeditionen til Grenlands Nordostkyst 1906 — 1908, II, 1, Drachen- und Fesselballonaufstiege (Kobenhavn 1909).

В общем из этого сравнения видно, что кривая состояния изменяется не только в зависимости от первоначальной температуры, перемещаясь относительно осей координат, но она изменяется также и в своей верхней и нижней части, обнаруживая принципиальные различия в зависимости от географической широты. Уже из первого приведенного нами ряда цифр, на котором мы в дальнейшем еще остановимся несколько подробнее, ясно видно, что близ экватора изотермия лежит значительно выше, чем в наших широтах. Кроме того, на всех трех кривых заметно отклонение в б'юлах, лежащих близ земной поверхности. Наблюдения у экватора дают для этих слоев падение температуры, даже несколько превышающее 1° на 100 м, в то время как в северо-восточной Гренландии в нижних слоях имеет место увеличение температуры с высотой. Причина этого заключается, очевидно, в том, что в полярных странах земная поверхность, вследствие значительного излучения, в среднем, холоднее воздуха, так что воздух, как правило, может охлаждаться главным образом благодаря соприкосновению с земной поверхностью.

Следует, однако, еще раз подчеркнуть то, что кривые состояния для полюса и для экватора являются очень неточными. ¹

Сопоставление с теорией конвективного равновесия. В приведенной выше теории конвективного равновесия не принималась во внимание конденсация водяного пара. Однако, после того как благодаря упомянутым выше исследованиям Ханна, Герца и Нейгофа было установлено влияние конденсации на падение температуры в поднимающейся массе воздуха, нетрудно было применить эти результаты и к анализу среднего состояния атмосферы.

Это блестяще было выполнено Бецольдом, правда, использовавшим, к сожалению, недостаточное количество материала. ² Основная мысль его следующая: так как воздух, поднимаясь, изменяет свою температуру, следуя закону влажной адиабаты, а опускаясь — закону сухой адиабаты, и так как в среднем поднимается и опускается одинаковое количество воздуха, то средняя кривая состояния атмосферы должна находиться как-раз между сухой и влажной адиабатой. При этом кривая состояния подобно влажной адиабате на большой высоте должна асимптотически приближаться к сухой адиабате.

На схематическом рис. 30: AB — наклоненная под углом в 45° сухая адиабата; AC — влажная адиабата; AD — средняя адиабата, которая должна соответствовать среднему состоянию атмосферы. Ниже средней высоты основания облаков WW Бецольд вновь принял сухую адиабату, так как здесь влияния конденсации, очевидно, не будет. Укажем также еще на то, что Бецольд распространил свои рассужде-

¹ Многочисленные наблюдения за распределением температуры в свободной атмосфере, произведенные в течение последних 20 лет в разных широтах преимущественно северного полушария, сведены в небольшие таблички Зюрингом в книге: *Hann-Süring* „Lehrbuch der Meteorologie“ и Шоу в книге „Manual of Meteorologie“, там же приведена обширная библиография. Эти результаты в основном подтверждают выводы Вегенера, оставляя, однако, попрежнему неосвещенными важнейшие детали. (Прим. перек.).

² Theoretische Betrachtungen über die Ergebnisse der wissenschaftlichen Luftfahrten des Deutschen Vereins z. Förd. d. Luftschiff. in Berlin, в III томе von R. Assmann, und A. Berson, „Wissenschaftl. Luftfahrten“, Braunschweig 1900. См. также Gesammelte Abhdlg., Braunschweig, 1906, стр. 221.

ния до границы атмосферы. В действительности же, как уже было указано выше, это явление ограничивается лишь тропосферой.

На рис. 31 представлена эмпирическая кривая среднего состояния вместе с теоретическими сухой и влажной адиабатами, причем приняты во внимание только нижние 8 км, на которых еще не сказывается влияние стратосферы. Как видно из рисунка, эмпирическая картина значительно отличается от теоретической.

Прежде всего, кривая среднего состояния расположена не между обеими адиабатами, а несколько ниже влажной адиабаты. Такой же результат мы получим, если при сравнении будем исходить не от верхнего конца кривой, а от нижнего.

Среднее падение температуры с высотой, таким образом, значительно меньше того, каким оно должно было быть согласно нашим предыдущим рассуждениям. Это падение настолько незначительно, что процесс поднятия несмотря на наличие конденсации не только не вызывает замедления падения температуры, а, наоборот, усиливает его. Вслед-

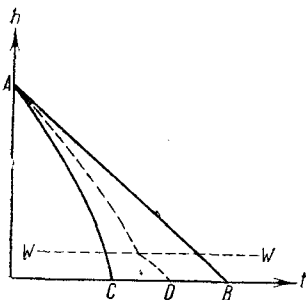


Рис. 30. Теоретическая кривая среднего состояния атмосферы (схематически).

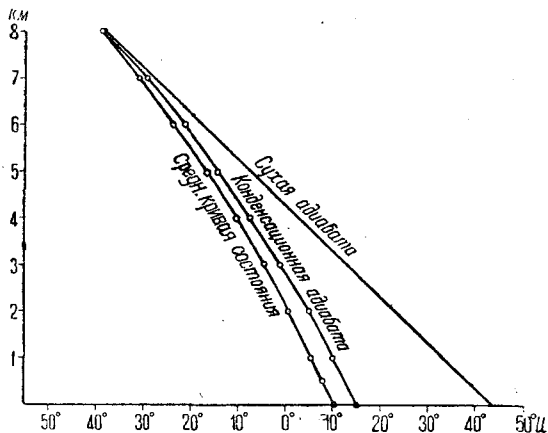


Рис. 31. Сопоставление кривой среднего состояния атмосферы с сухой и влажной адиабатами.

ствие этого ясно, что отклонение кривой среднего состояния от конвективного равновесия прежде всего совершенно не зависит от конденсации. Конденсация скорее играет подчиненную роль по отношению к другому влиянию, которое мы до сих пор совершенно не учитывали. Это, очевидно, температурные инверсии, на которых мы в дальнейшем подробно остановимся, появляющиеся на всех высотах в тропосфере и сильно снижающие поэтому среднее падение температуры.

Скажем еще несколько слов об усилении падения температуры в самых нижних слоях атмосферы, которое приводило к целому ряду ошибочных объяснений. Как уже было упомянуто выше, Бецольд на основании теоретических соображений допускал наличие подобного усиленного падения температуры в слоях, расположенных „ниже основания облаков“. Однако, когда он, обрабатывая 65 берлинских подъемов свободных аэростатов, не обнаружил даже следа подобного усиления (исключительно из-за недостаточности материала), то он пришел к заключению, что земная поверхность в среднем охлаждающе влияет

на нижние слои воздуха. Последнее утверждение, между прочим, обосновывалось и некоторыми другими теоретическими предпосылками. Напротив, я обратил внимание¹ на то, что змейковые подъемы, которые являются более показательными, вполне определенно указывают на усиление падения температуры с высотой в нижних слоях. Таким образом утверждение об охлаждающем влиянии земной поверхности лишено фактического обоснования. Однако и первоначальное представление Бецольда о том, что ниже основания облаков охлаждение сильнее вследствие отсутствия конденсации, необходимо поставить под сомнение. Это не оправдывается, по-моему, не только потому, что в тропосфере облака расположены ярусами, и поэтому, очевидно, нельзя говорить об одном основании облаков, но и прежде всего потому, что влияние конденсации на кривую состояния после всего вышесказанного вообще может рассматриваться только как второстепенное.

Правильное объяснение усиления падения температуры в нижних слоях атмосферы, как мы уже говорили, надо искать скорее в трении воздуха о земную поверхность и вызываемом этим постоянном перемешивании. Однако мы не можем подробнее останавливаться на этих вопросах, которые на сегодня нельзя еще считать вполне решенными.

Наблюдения на горах. Еще задолго до появления аэрологических методов, об уменьшении температуры с высотой стало известно из наблюдений в горных местностях. Первое наблюдение этого рода и, пожалуй, старейшее бесспорное доказательство уменьшения температуры с высотой было дано во время замечательной экспедиции Соссюра (Saussure) на Монблан в июле 1788 г. После этого было собрано большое количество материала наблюдений специально организованными горными обсерваториями.

По Ханну, падение температуры в горах составляет приблизительно $0,56$ — $0,58^\circ$ на 100 м, но это очень сильно зависит, однако, от местного рельефа. Общеизвестно, что в больших медленно поднимающихся районах получается значительно меньшее падение температуры, чем в случае отдельных изолированных гор. С другой стороны, в тропиках получаются более высокие значения, чем в умеренной зоне.

Если принять во внимание, что ранее приведенные числа дают для свободной атмосферы в нижних 3 км среднее уменьшение, равное $0,51^\circ$ на 100 м, то при неизбежной неточности этих значений вряд ли можно жаловаться на наличие противоречий в них.

До недавнего времени на основании результатов подъема шаровозондов, которые дают, как мы видели, меньшее значение падения температуры в нижних слоях атмосферы, производились многочисленные исследования по вопросу о том, действительно ли горы холоднее свободной атмосферы, что объяснило бы большее уменьшение температуры с высотой в горах.

Очевидно, что некоторое влияние подобного рода подтверждается приведенными выше данными, но ясно, что оно ни в коем случае не имеет того значения, которое ему приписывалось. Объяснение этому легко найти, если представить себе, каким образом воздух проходит через горы. На рис. 32 схематически представлены два крайних случая. В случае *a* границы слоев, а вместе с ними и линии тока, про-

¹ „Met. Zeitschr.“, 1909, стр. 496.

ходят горизонтально. Нижние слои обтекают гору, линии токов огибают ее по сторонам. Напротив, в случае *b* они отклоняются вверх. Теперь ясно, что в случае *a* мы измерениями у вершины горы и у ее подошвы должны получить такие же значения падения температуры, как и при помощи змеев или шаров-зондов. В случае же *b* разница в температуре между вершиной и подошвой вообще не показательна для состояния свободной атмосферы, ибо здесь мы получаем падение температуры, вызванный подъемом воздуха от подошвы до вершины, причем падение температуры, вообще говоря, должно равняться 1° на 100 м при отсутствии конденсации. Так как действительное состояние должно находиться между этими двумя крайними случаями, то мы имеем право ожидать, что результаты наблюдений за изменением температуры в горах должны дать значение, лежащее между 1° на 100 м и значениями падения температуры в свободной атмосфере, и во всяком случае оно должно быть больше последнего.

Из сравнения обеих величин, очевидно, можно вычислить, насколько в среднем воздухе подымается над горами. Так, Шуберт (Schubert) ¹ нашел, основываясь на числовых данных, которые значительно отличаются от наших, что на горе в $1\,000\text{ м}$ воздух в среднем подымается на 130 м , а на горе в $2\,000\text{ м}$ он подымается на 360 м и, наконец, на горе в $3\,000\text{ м}$ — на 800 м . Если же определять высоту поднятия по нашим данным, то эти числа окажутся значительно меньшими.

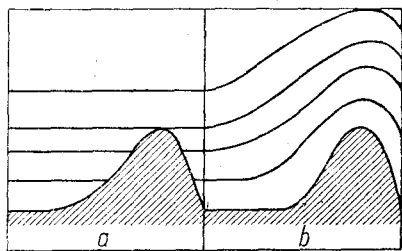


Рис. 32. Линии тока воздуха у гор.

XIV. Инверсии

Форма проявления. В этой главе мы коснемся наиболее интересной и наименее исследованной области физики атмосферы. Речь идет о следующем явлении: на некоторой высоте падение температуры внезапно прекращается, а в идеальном случае появляется резкое скачкообразное увеличение температуры. Выше снова начинается нормальное падение температуры, так что кривая состояния принимает вид, изображенный на рис. 33.

На той же высоте, на которой наблюдается скачок температуры, одновременно почти всегда имеет место скачок относительной влажности и ветра. Посредством одновременных аэрологических наблюдений, проведенных в различных пунктах, было установлено, что такие разрывы в большинстве случаев имеют значительное горизонтальное распространение. Поэтому их можно принять за горизонтальные поверхности, разделяющие различные слои воздуха, причем они являются в то же время поверхностями скольжения.

В большинстве случаев эти поверхности не являются идеальными, а существует более или менее толстый переходный слой, в пределах

¹ Ueber die Feuchtigkeit und Temperatur im Gebirge, „Met. Zeitschr.“, 1909, стр. 390.

которого температура с высотой увеличивается; отсюда и обозначение: поворот температуры, поворот падения температуры или, короче, — инверсия.

Рис. 34 представляет собой запись змейкового подъема, имевшего место 25 октября 1910 г. со змейковой станции немецкой морской службы в Гросс-Борстеле близ Гамбурга. Эта запись воспроизводит весьма значительную инверсию. Были записаны: скорость ветра, температура, давление воздуха, относительная влажность. Давление воздуха служит здесь лишь для определения высоты и дает обратную картину в распределении высот, на которые был поднят метеорограф при помощи змея. Горизонтальная часть, имеющаяся у всех четырех кривых слева (а также и горизонтальный отрезок справа), соответствует начальному и конечному моменту времени, когда прибор находился у земной поверхности. Подъем змея отмечен сильным падением давления воздуха, сопровождающимся так же падением

температуры, соответствующим общему падению температуры с высотой. Затем змей с $9^{\text{h}}\frac{3}{4}$ до 11 часов держался почти на одной и той же высоте, приблизительно в 700 м и лишь после того, как начали сильно

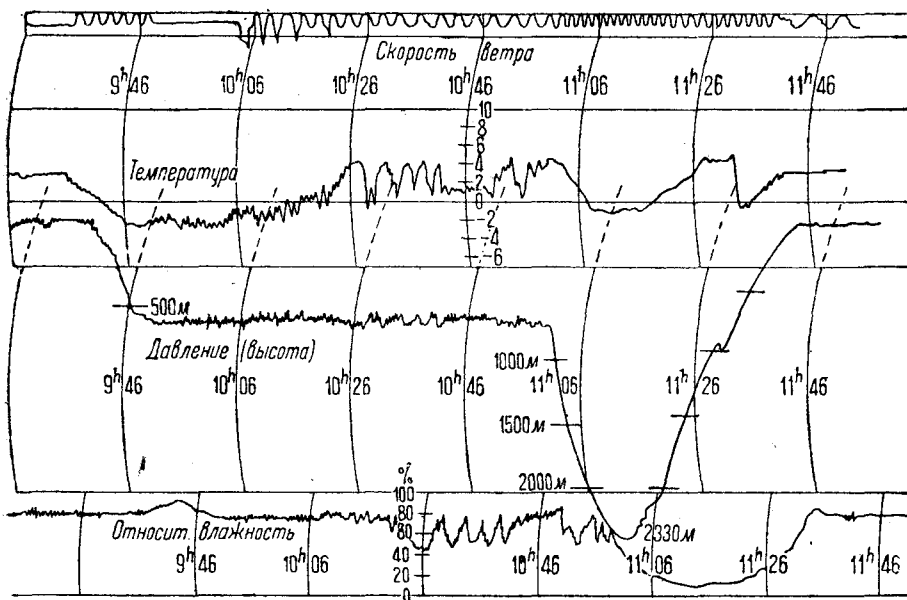


Рис. 34. Змейковая запись инверсии. (Получена 25 октября 1910 г. на змейковой Морской обсерватории в Гамбурге).

сматывать тросе, вследствие вызванного этим усиления ветра змей вдруг поднялся до максимальной высоты в 2330 м, соответствующей самой низкой точке кривой давления. Если мы теперь сравним кривую температуры с кривой давления, то увидим, что на высоте, преодоление которой

змею удалось лишь благодаря искусственной помощи, заметна сильная аномалия. Особенно резко выражена она у кривой, соответствующей спуску: в то время как кривая давления равномерно подымается от самой низкой точки до точки, соответствующей земной поверхности, на температурной кривой мы видим почти скачкообразную инверсию температуры приблизительно в 5° . При этом оказывается, что резкое колебание температуры соответствует как-раз границе раздела между различными слоями воздуха, где так долго задержался змей при подъеме. На этой высоте змей то подымался к верхнему теплему слою, то опускался обратно к нижнему холодному. Соответственно этому колеблется также и относительная влажность, как это видно на нижней кривой: нижние слои при этом оказываются более влажными, а верхние — сухими.

На такой границе, где нарушается падение температуры, должно быть аномальным и уменьшение плотности воздуха. Выше лежащий слой, очевидно, будет значительно легче лежащего непосредственно под ним слоя воздуха.

Это имеет большое практическое значение для управления свободными аэростатами. Если аэростат правильно сбалансирован, то он будет легче воздуха нижнего слоя и тяжелее воздуха верхнего слоя; вследствие этого аэростат задержится как-раз на границе между этими слоями и долгое время будет держаться на той же высоте.

Это имеет также решающее значение при возникновении некоторых форм облаков. Так как в подымающемся кучевом облаке воздух также может быть легче нижнего слоя и тяжелее верхнего, то облако, пройдя весь нижний слой, вынуждено будет распространиться в горизонтальном направлении под верхним слоем.

Очень показательны в этом отношении столбы дыма вулканов, которые, достигнув инверсионного слоя, принимают вид пинии. Рис. 35 воспроизводит фотографию такого пиниевидного облака при извержении Везувия в 1822 г. Особенно резко бывает выражена эта форма тогда, когда столб пара достигает стратосферы, где благодаря почти постоянной температуре образуются устойчивые слои, сквозь которые пар пробиться не может. Достигнута ли стратосфера в случае, изображенном на фотографии, сказать трудно, однако, вероятность этого не исключена. Весьма интересно измерение высот, произведенное во время других извержений.

Вимпер ¹ (Whymper), например, описывает извержение вулкана Котопакси следующим образом:

„3 июля 1880 г. я подымался на Чимборазо. Я ночевал на высоте 15 800 футов на западном склоне этой горы. Мы уже оставили было наш ночлег и поднялись на несколько сот футов выше, так что находились уже на высоте свыше 16 000 футов над уровнем моря, как вдруг мы заметили начало извержения Котопакси. В 5 ч. 45 мин. утра из кратера начал подыматься черный столб дыма. Он подымался быстро, взвиваясь с необычайной скоростью, и менее чем в минуту он достиг 2 000 футов над краем кратера. Я несколько месяцев тому назад подымался на Котопакси и определил его высоту в 19 600 футов. Теперь

¹ Kießling, Untersuchungen über Dämmerungserscheinungen, Hamburg und Leipzig 1888, стр. 49.

мы знали, что с нашей точки наблюдения мы видели верхние 10 000 футов вулкана, а высоту столба дыма я определил в размерах, вдвое превосходящих видимую нами часть горы. Вершина столба дыма поэтому должна была быть приблизительно на высоте около 40 000 футов над уровнем моря. На этой высоте дым встретил сильный восточный ветер, быстро унесший его на 20 английских миль по направлению к Тихому океану...“

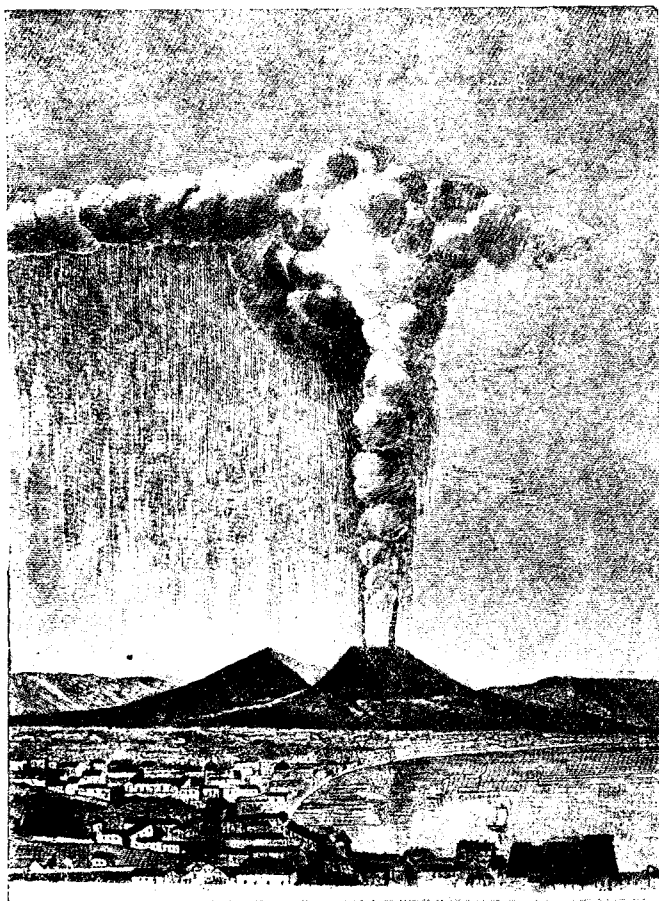


Рис. 35. Пиниевидное облако над Везувием во время извержения 1822 г.

Этого описания вполне достаточно для того, чтобы показать, что столб дыма прошел через всю толщу тропосферы и лишь у границы стратосферы он встретил препятствие, помешавшее его дальнейшему поднятию.

Подобное же наблюдение было сделано 20 мая 1883 г. за три месяца до главного извержения на вулкане Кракатау. На немецком военном судне „Елизавета“, находившемся в 4 географических милях от

вулкана высота столба дыма была определена в 10 400 м. Напротив, 26 августа этот столб достиг 27 км.

Высота столба дыма при извержении вулкана в начале 1888 г. по данным Ричио (Riccio) составляла 10 500 м, при извержении Мауне Лоа на Гавайских островах в 1868 г. достигла 11 300 м, по данным Бишопа (Bishop).

Эти измерения в большинстве случаев не вполне точны, так как здесь могут произойти ошибки вследствие перспективы, но все же приведенные числа достаточно убедительно указывают на то, что горизонтальное распространение облаков дыма действительно происходит в упомянутом пограничном слое. При меньших извержениях даже тропосферические инверсии препятствуют дальнейшему вертикальному под-

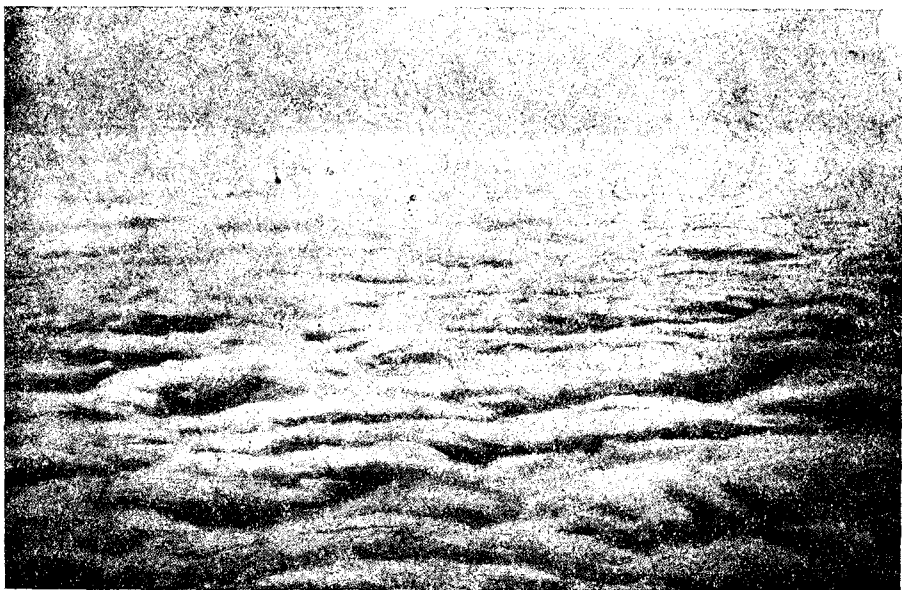


Рис. 36. Облачное море. Вид с аэростата.

нятию дыма и заставляют его растекаться по горизонтали. Наиболее полно эти инверсионные поверхности можно наблюдать тогда, когда один из двух главных слоев становится видимым, то-есть прежде всего тогда, когда в нижнем слое имеет место конденсация водяного пара.

В этом случае граница между слоями представляется в виде поверхности облачного моря. На рис. 36 дана фотография такого облачного моря, заснятая с воздушного шара. Вследствие имеющих место в инверсионном слое порывов ветра здесь образуются многочисленные маленькие вихри или кольца различной величины, но одинаково ориентированные. Получается впечатление своеобразной вихревой поверхности. В отдельных случаях вихри переходят в волны, о которых речь будет впереди.

Однако такая правильная картина, которая изображена на рис. 36, встречается довольно редко. В большинстве случаев на поверхности обла-

ков образуются многочисленные отдельные кучевообразные вершины, как это ясно видно на рис. 37 — 39, представляющих собой одно и то же облачное море, заснятое с различных высот. На рис. 37 фотограф находился на аэростате на высоте 1 500 м, всего на 300 м выше облака. Отдельные детали здесь выступают рельефно. Вторая фотография (рис. 38), заснятая как-раз прогив Солнца, получена с высоты 3 000 м; на ней особенно отчетливо выражена тенденция образования кучевых облаков. Наконец, третья фотография (рис. 39), сделанная с высоты 5 200 м, дает общий вид облачного моря, поверхность которого благодаря теням, отбрасываемым низко стоящим Солнцем, весьма рельефна.

Далее мы подробнее рассмотрим целый ряд особенностей инверсий.



Рис. 37. Облачное море на высоте 1 200 м. Вид с аэростата с высоты 1 500 м.

Равновесие водяного пара на поверхности раздела.¹ Воздух, находящийся над облачным морем, в большинстве случаев обладает чрезвычайно незначительной относительной влажностью, и поэтому можно полагать, что верхние частицы облака должны испаряться в этот ненасыщенный парами воздух. Однако мы не хотим ограничиваться только таким случаем, когда в нижнем слое имеет место конденсация. Поставим вопрос шире, а именно: как распределяется водяной пар при наличии данной инверсии?

Очевидно, что свободное распределение его должно подчиняться газовым законам, то-есть что упругость пара должна уменьшаться с высотой, согласно закону Дальтона. Уменьшение упругости водяного пара идет значительно медленнее, чем уменьшение давления воздуха, так как удельный вес водяного пара составляет всего $\frac{5}{8}$ удельного веса воздуха. Но если мы будем рассматривать поверхность раздела

¹ Alfred Wegener, Ueber Temperaturinversionen, „Beitr. z. Phys. d. freien Atm.“, 4, 1, 1910, стр. 55.

как математическую плоскость, а для приближенных расчетов это вполне допустимо, то давление воздуха по обе стороны этой плоскости должно быть одинаковым, иначе по газовым законам пар не находился бы в диффузном равновесии. Условие диффузного равновесия, следовательно, будет:

$$e_1 = e_2,$$

где e_1 есть давление пара внизу и e_2 — давление пара сверху над поверхностью раздела.

Если максимальную упругость водяного пара обозначить через E , то относительная влажность F выразится так:

$$F = 100 \frac{e}{E}.$$



Рис. 38. То же облачное море, что и на рис. 37. Вид с высоты 3 000 м.

Для нижнего слоя, следовательно, мы будем иметь:

$$e_1 = \frac{E_1 F_1}{100},$$

а для верхнего соответственно:

$$e_2 = \frac{E_2 F_2}{100}.$$

Но если, как мы условились, $e_1 = e_2$, то, очевидно,

$$E_1 F_1 = E_2 F_2$$

или

$$E_1 : F_2 = E_2 : E_1, \quad (23)$$

иными словами: если на какой-нибудь поверхности раздела водяной пар находится в равновесии, то относительные влажности слоев воздуха обратно пропорциональны максимальным упрочностям пара.

Так как максимальная упругость пара с увеличением температуры возрастает, то очевидно, что при каждой температурной инверсии — если только существует равновесие водяного пара — должен иметь место скачок относительной влажности, причем более теплый слой воздуха будет относительно суще.

Особенно просто и наглядно эти отношения будут выражаться в том случае, когда в нижнем слое имеет место конденсация, а именно над облачным морем. Тогда $F_1 = 100\%$, и относительная влажность верхнего слоя будет:

$$F_2 = \frac{E_1}{E_2} \cdot 100. \quad (23a)$$

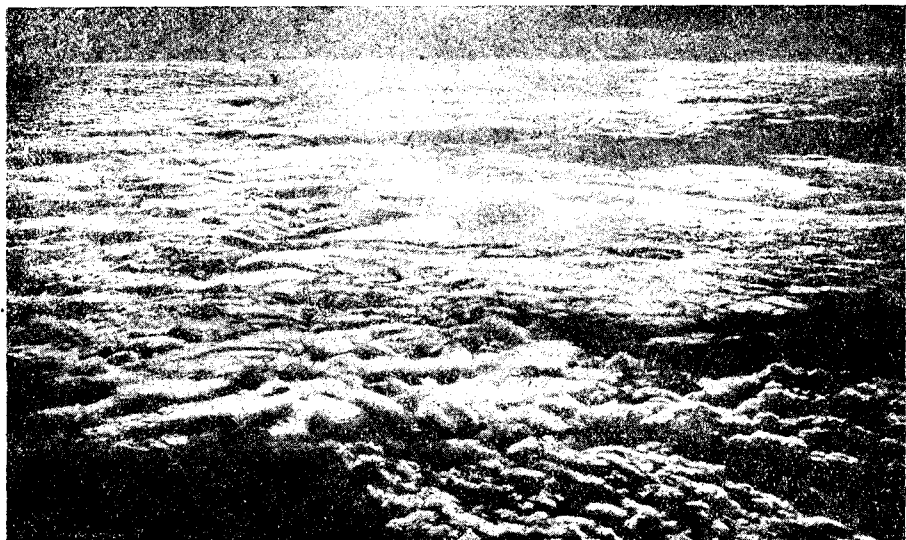


Рис. 39. То же облачное море, что и на рис. 37 и 38. Вид с высоты 5200 м. (Темные места не представляют собой разрывов, а являются лишь затененными углублениями облачного покрова).

Если условия меняться не будут, то воздух, находящийся над облачным морем, при наличии диффузного равновесия будет иметь именно такую относительную влажность. Если же влажность вышележащих слоев воздуха будет меньше, то верхние частицы облака начнут испаряться; если же влажность воздуха больше, то лишний водяной пар будет конденсироваться на облаке. Таблица на стр. 129 дает величины относительной влажности, отвечающие диффузному равновесию, для целого ряда значений температур нижнего слоя и инверсий. При этом предполагается, что речь идет о водяных облаках или во всяком случае о таких, относительная влажность в которых равна 100%.

*Относительная влажность над облачным морем
в случае диффузного равновесия*

Скачок температуры в °Ц		0,5	2	5	10
Температура нижнего слоя в °Ц	— 20	96%	84%	66%	45%
	— 10	96	86	68	48
	— 0	97	87	70	50
	+ 10	97	87	72	53

Результаты аэрологических наблюдений редко совпадают с приведенными в таблице данными. Это обусловлено, очевидно, тем, что пол-



Рис. 40. Образование Маммато у основания слоистых облаков.

ного равновесия на поверхностях раздела не существует. Отклонения возможны и в ту и в другую сторону. Эти отклонения объясняются тем, что диффузное равновесие устанавливается не моментально, а через некоторый определенный промежуток времени.

Чаще наблюдаются сильные отклонения в сторону большей сухости, которые в большинстве случаев можно объяснить сжатиями воздушных слоев, расположенных сверху, на чем мы остановимся подробнее ниже.

Резкое отклонение в другую сторону, то-есть в сторону большей влажности верхнего слоя, представляет собой случай образования так называемых *Cumululus mammatus*¹ (см. рис. 40).

¹ Правильнее было бы *Stratus mammatus*, так как в приставке „mammatus“ уже содержится понятие кучевых образований, в то время как в целом облако, очевидно, представляет собой *Stratus*.

Эта форма облаков выглядит как перевернутое облачное море. Те же резко очерченные шарообразные выступы, которые у обыкновенного облака находятся на верхней поверхности его, здесь располагаются на основании облака. Поэтому я высказал предположение о том, что основание этого облака совпадает с поверхностью раздела, с инверсией.¹ В верхнем слое поэтому, очевидно, должна наблюдаться оживленная конденсация. Само собой разумеется, что этот случай встречается реже, чем предыдущий, когда конденсация имеет место в нижнем слое.

Эти образования появляются главным образом при двух различных условиях, а именно: во-первых, как указано на рис. 40, у основания Stratus или Alto-Stratus и, во-вторых, у грозовых облаков на нижней стороне столбообразного или пиниеобразного облака, которое почти всегда наблюдается на уровне Alto-Cumulus (приблизительно 4 000 м).

Рис. 41 представляет несколько схематически вид большого кучевого облака (сбоку) в тот момент, когда оно пробивает уровень Alto-

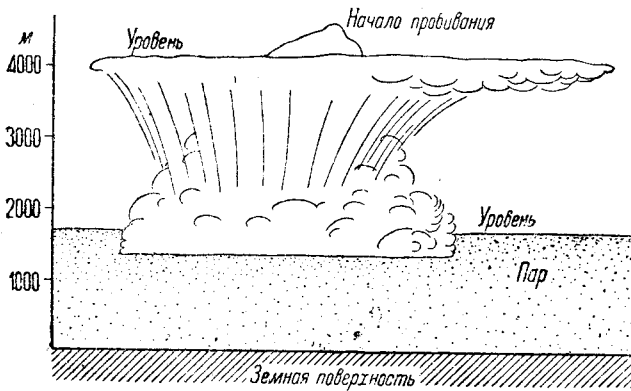


Рис. 41. Шквалистое облако с Cumulus mammatus.

Cumulus. На рисунке видно, где именно образуется мамматус. Здесь ясно видно, что основание облака в этом месте действительно должно совпадать с поверхностью раздела, ибо воздух облака не распространялся бы на этой высоте, если бы он не был теплее пробиваемых слоев. Таким образом мы необходимо должны допустить хотя бы небольшую температурную инверсию у основания облака.²

Если принять во внимание изложенные выше выводы относительно диффузного равновесия водяного пара в области инверсии, то мы увидим, что у основания облака, имеющего вид Мамматус, водяной пар не может быть в равновесии. Если такое облако предоставлено самому себе, то в конце концов благодаря диффузии должно установиться равновесие в соответствии с приведенной выше формулой. Облако испарялось бы вниз до тех пор, пока упругость водяного пара в нижнем слое не сравнялась бы с упругостью пара верхнего слоя. Если же в нижнем слое наступило бы насыщение до момента вырав-

¹ Zur Entstehung des Cumulus mammatus, „Met. Zeitschr.“, 1909, стр. 473.

² Однако надо иметь в виду, что эти формы встречаются так редко, что до сих пор ни змейковыми, ни зондовыми подъемами не удалось установить распределения температуры в них.

нивания упругости, то тотчас же началась бы конденсация и облако опускалось бы все ниже и ниже.

Отсюда видно, что *Mammatus* не является устойчивой формой облака, и его появление вызывается лишь тем, что диффузия водяного пара происходит слишком медленно. И действительно, наблюдения подтверждают, что эти формы очень недолговечны.

Минимальная инверсия. Вследствие незначительного удельного веса водяного пара влажный воздух легче сухого. Поэтому, если мы имеем два слоя, из которых нижний влажный, а верхний сухой, то, как показал Маргулес (*Margules*),¹ для сохранения безразличного равновесия необходима определенная минимальная инверсия.

Маргулес поступает при этом следующим образом: вместо обыкновенной газовой постоянной, относящейся к сухому воздуху, он вводит газовую постоянную для влажного воздуха, которая не является, конечно, постоянной, а меняется в зависимости от абсолютной влажности. Для нижнего слоя она будет R_1 , для верхнего R_2 . Плотность воздуха нижнего слоя (у самой поверхности раздела) будет:

$$\rho_1 = \frac{p}{R_1 T_1},$$

а для верхнего слоя точно так же:

$$\rho_2 = \frac{p}{R_2 T_2},$$

так как давление p по обе стороны поверхности раздела, очевидно, одинаково.

Пограничным условием для безразличного равновесия обоих слоев, очевидно, будет $\rho_2 = \rho_1$. Если ρ_2 больше, то верхний слой будет тяжелее нижнего и должен опуститься. Приравняв теперь правые части равенства, мы получим пограничные условия в следующей форме:

$$R_1 T_1 = R_2 T_2, \quad (24)$$

так что T_2 можно всегда вычислить, если дано T_1 .

Маргулес нашел числовое выражение для предельного случая, а именно, когда внизу мы имеем полное насыщение, а сверху — полное отсутствие влажности. Полагая $T_1 = 283^\circ (= 10^\circ \text{Ц})$ и $p = 720 \text{ мм}$, получаем температуру верхнего слоя $T_2 = 284,3$; таким образом в этом случае минимальная инверсия равна $1,3^\circ$. При более низких температурах это число, конечно, будет значительно меньше даже в случае принятых нами предельных значений относительной влажности.

Если же нижний слой не насыщен, то границы минимальной инверсии сужаются еще более. Легко заметить, что такая инверсия вообще возможна лишь в том случае, когда упругость водяного пара верхнего слоя воздуха меньше упругости пара нижнего слоя, то-есть когда на поверхности раздела существует одностороннее отклонение от диффузного равновесия. Но как только наступает диффузное равновесие, минимальная инверсия обращается в нуль, а при отклонении

¹ Ueber Temperaturschichtung in stationär bewegter und in ruhiger Luft; Hann-Band d. „Met. Zeitschr.“, 1906, стр. 243.

его в противоположную сторону, соответствующем тому случаю, когда упругость водяного пара верхнего слоя больше упругости пара нижнего, верхний слой может быть даже несколько холоднее нижнего без нарушения безразличного равновесия. (Отсюда, например, при *Cumulus mammatius* возможен незначительный скачок плотности без соответствующего температурного скачка).

Воздушные волны. Гельмгольц первый указал на то, что на рассматриваемых нами поверхностях скольжения благодаря наличию скачка плотности и благодаря различному движению воздуха должны возникать волны. Эти воздушные волны совершенно аналогичны волнам, появляющимся на поверхности воды. Разница заключается только в том, что скачок плотностей на поверхности воды значительно больше, чем на поверхностях разрыва в атмосфере. Вследствие этого

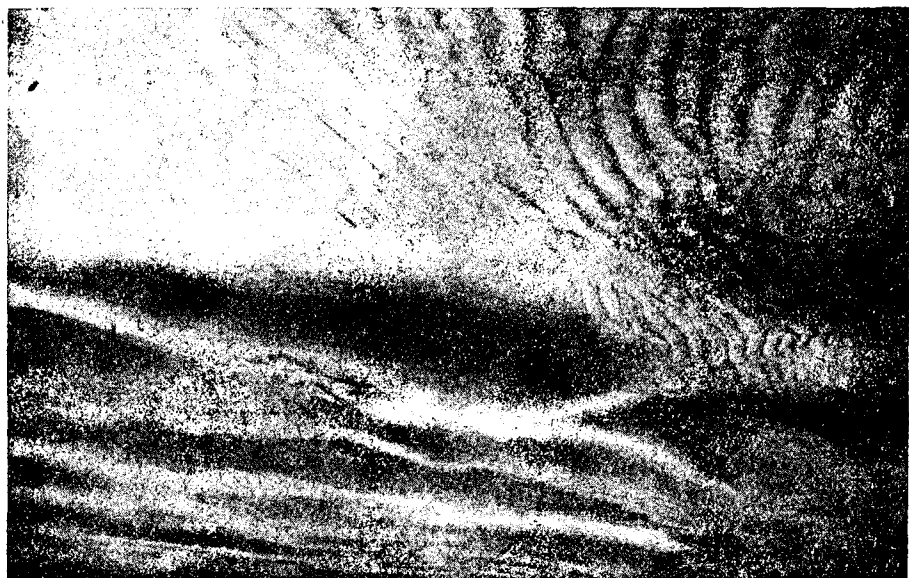


Рис. 42. Волнистые облака.

воздушные волны приблизительно в 10 000 раз больше волн на водной поверхности. Но принципиально они представляют собой одно и то же явление. Благодаря существованию такого рода воздушных волн получают удовлетворительное физическое объяснение не только часто встречающиеся волнистые облака (рис. 42), но и ряд других подобных явлений.

Основы теории воздушных волн Гельмгольц впервые изложил в своей работе: „Об атмосферных движениях“,¹ где он доказал не-

¹ Первое сообщение в „Sitz-Ber. d. Kgl. Preuss. Akad. d. Wiss. zu Berlin“, 1888, I, стр. 646. Второе сообщение: 1889, II, стр. 761. Сюда относятся также его работы: „Die Energie der Wogen und des Windes“, 1890, II, стр. 853. — Популярное изложение дал Шейнер в „Himmel und Erde“, IX. — Jahrg., Berlin 1897, стр. 343.

обходимость образования такого рода волн на поверхностях скольжения. Однако математическая сторона этого вопроса оказалась чрезвычайно трудной. Прежде всего Гельмгольц развил только отдельные правила, согласно которым можно было вычислить длины волн при различных плотностях и скоростях ветра, если только известны все необходимые величины хотя бы для одного случая. Главная трудность проблемы заключается в том, что мы не знаем, какие формы волн существуют в природе. Теоретически же каждый раз мы приходим к различным результатам в зависимости от изменений форм волны. Для двух случаев Гельмгольцу удалось даже получить и числовые значения.

Позднее Вин (Wien)¹ продолжил исследования Гельмгольца. Сделав допущение, пока к сожалению не проверенное, что форма волны отвечает определенным геометрическим условиям, ему удалось разрешить этот вопрос, то-есть вычислить длину и высоту волн, зная разность плотностей и скорости ветра. Он произвел вычисления для трех различных систем волн. Найденные им числа весьма отличаются друг от друга и показывают, насколько важно определить форму волны, пока еще совершенно неизвестную.

Эту трудность можно обойти, применив следующий предложенный мною приближенный способ.² Вину удалось доказать, что все формы волн трех его систем переходят в синусоиду, если отношение высоты волны к ее длине очень мало. Для этого случая вполне пригодна следующая формула:

$$a_2^2 \rho_2 + a_1^2 \rho_1 = \frac{g\lambda(\rho_1 - \rho_2)}{2\pi},$$

где λ — длина волны, ρ_1 — плотность нижнего, ρ_2 — плотность верхнего слоя воздуха; далее a_2 — скорость движения верхнего слоя относительно движения волн, a_1 — скорость движения нижнего слоя, g — ускорение силы тяжести.

При этом полная (геометрическая) разность скорости ветра обоих слоев будет:

$$w = a_1 + a_2.$$

Практически величины a_1 и a_2 наблюдать не удастся, известна же лишь сумма их w . В качестве постулата можно, очевидно, сделать допущение о том, что волна перемещается или вместе с нижней или вместе с верхней средой, но при этом она обладает скоростью, в первом приближении равной средней скорости движения. Таким образом мы можем положить:

$$a_1 = a_2 = \frac{w}{2},$$

тогда мы получаем:

$$a^2(\rho_1 + \rho_2) = \frac{g\lambda}{2\pi}(\rho_1 - \rho_2),$$

¹ „Sitz-Ber. d. Kgl. Preuss. Akad. d. Wiss. zu Berlin“, 1894, II, стр. 525: „Ueber den Einfluss des Windes auf die Gestalt der Meereswellen; там же, 1895, I, стр. 361: „Ueber die Gestalt von Meereswellen“.

² Studien über Luftwogen, „Beitr. z. Phys. d. freien Atm.“. 2, 2, 1906, стр. 55.

или, заменяя a^2 через $\frac{w^2}{4}$ и решая уравнение относительно λ :

$$\lambda = \frac{\pi}{2g} w^2 \frac{1 + \frac{\rho_2}{\rho_1}}{1 - \frac{\rho_2}{\rho_1}} \quad (25)$$

С помощью этого уравнения можно определить длину волны λ , если только известна плотность нижнего и верхнего слоев воздуха. Так как плотность непосредственно никогда не определяется, то мы заменим отношение плотностей отношением температур:

$$\frac{\rho_2}{\rho_1} = \frac{T_1}{T_2}$$

На рис. 43 дана диаграмма длин волн, вычисленная по формуле (25), причем за оси координат взяты скачок ветра и скачок температуры (инверсия). При этом предполагается, что нижний слой воздуха имеет

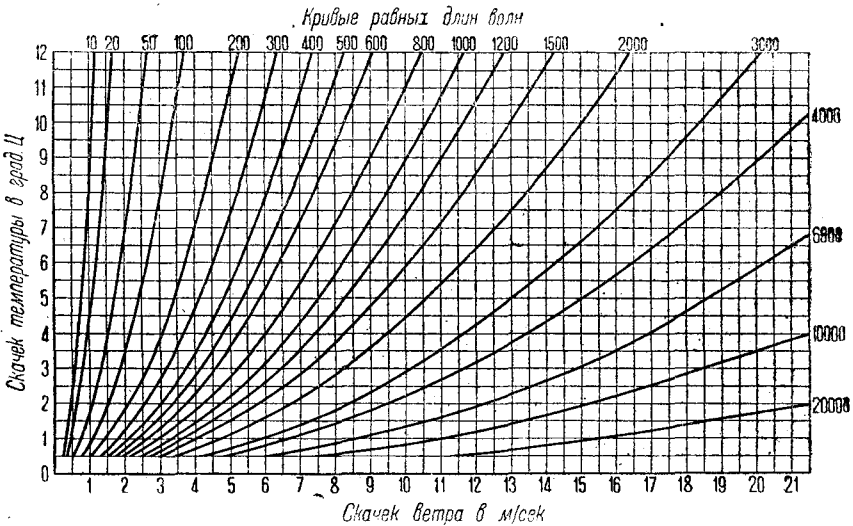


Рис. 43. Кривые равных длин волн в случае воздушных волн (в м).

температуру 0°C . Так как все вычисления проводятся нами в первом приближении, то это допущение вполне можно сделать для большинства целей. Если же температура отлична от 0° , то очень легко ввести соответствующую поправку, подставив в формулу (25) вместо ρ действительные значения температуры.

Выше мы уже указали на то, что воздушные волны позволяют объяснить многочисленные виды так называемых волнистых облаков. Если в верхней части нижнего слоя имеет место насыщение, то при адиабатическом поднятии на гребне волны будет происходить конденсация, в то время как подошва волны будет свободна от продуктов конденсации. Таким образом гребни волны будут иметь вид параллельных рядов (рис. 44).

Нередко в этих волнистых облаках отчетливо видна и поперечная слоистость (рис. 45). В данном случае было высказано предположение,

что эта поперечная слоистость представляет собой другую систему волн, перпендикулярную первой. Более вероятным, однако, является

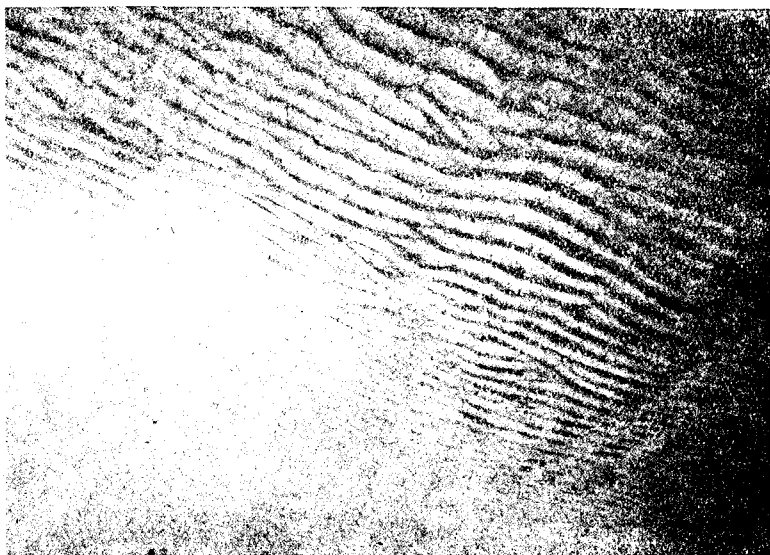


Рис. 44. Волнистые облака в области перистых облаков.

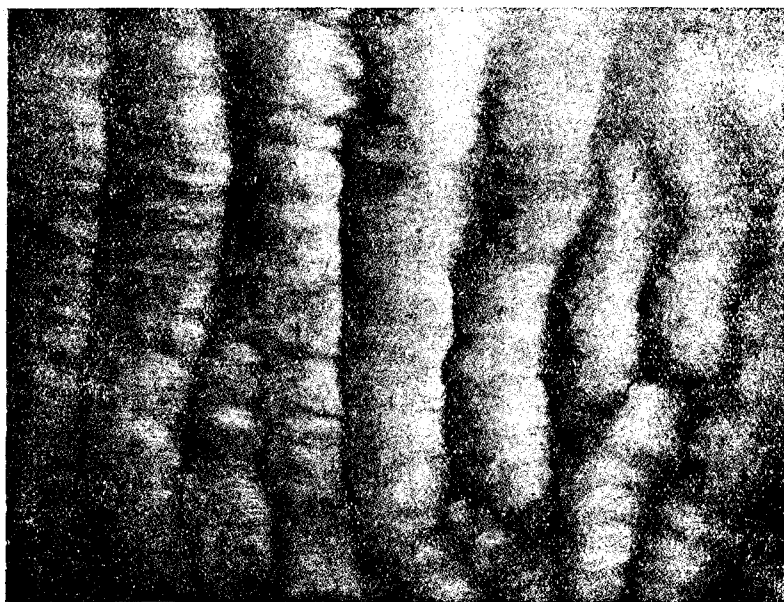


Рис. 45. Волнистые облака с отчетливой поперечной слоистостью (вид снизу по вертикали).

то, что их происхождение обусловлено постоянно выраженной тенденцией к выделению кучевых образований, которые вследствие разли-

чия скоростей ветра между обоими слоями вытягиваются как раз в указанном направлении.

Волнистые облака могут, конечно, образовываться там, где имеются поверхности раздела. Если конденсация в нижнем слое распространяется далее, так что и у подошвы волны образуются продукты конденсации, то наблюдатель, находящийся у земной поверхности, не видит более волн, и такие волны могут наблюдаться лишь сверху, с аэростата. Рис. 46 дает фотографию таких волн, произведенную с аэростата. Эти волны образовались на поверхности Stratus на высоте около 1200 м.

Эти воздушные волны — безразлично, заметны ли они для глаза или нет, на записях метеорографов при змейковых подъемах отмечаются

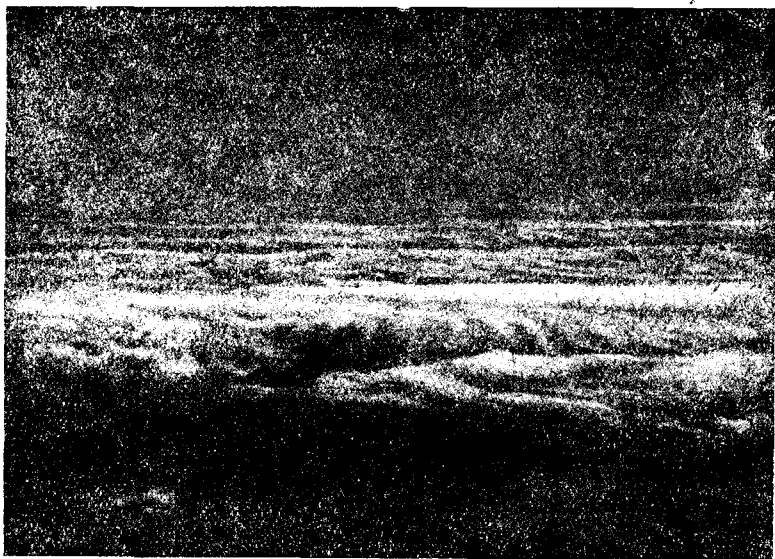


Рис. 46. Образование волн на поверхности слоистых облаков (снято с аэростата).

периодическими колебаниями вблизи поверхности раздела. Мы получаем таким образом картину, подобную изображенной на рис. 47. Наиболее рельефно это явление обнаруживается при спуске змея, так как только в этом случае высота изменяется достаточно медленно для того, чтобы сделать заметными колебания температуры.

Поэтому на рис. 47 мы привели запись только спуска. Самая низкая точка обеих кривых соответствует максимальной высоте подъема. При спуске в точке *J* змей прошел сквозь инверсию, причем как перед этой точкой, так и после нее мы видим ряд мелких, но однообразных колебаний температуры.

Как возникают эти колебания, ясно показано числовым примером на рис. 48. Волнообразно деформированная поверхность раздела изображена здесь в виде вытянутых синусоид. Как видно, например, по середине этого рисунка, на поверхности раздела имеет место екачок температуры от 0° (внизу) до $+5^{\circ}$ (вверху), в то время как падение

температуры с высотой в обоих слоях составляет $0,5^\circ$ на 100 м. Поднятие гребня волны над средним уровнем, а также опускание подошвы ее ниже этого уровня также принято равным 100 м.

Ненарушенный ход температуры в данном случае будет иметь воздух, находящийся на рисунке на вертикальной средней линии и затем на правом и левом краях рисунка. Напротив, все температуры на гребне волны оказываются несколько ниже (в нашем случае на $0,5^\circ$), в то время как у подошвы волны они оказываются настолько же выше соответствующих значений температур на поверхности раздела посередине рисунка.

Наблюдатель, не участвующий в этом волновом движении и находящийся на одном месте, должен заметить при прохождении таких волн слабые периодические колебания температуры. Змей, например, на высоте +200 должен записать последовательно температуры: 4,0; 3,5; 4,0; 4,5; 4,0 и т. д. Если нам известна скорость вращения барабана метеорографа, то по расстоянию между мелкими температурными

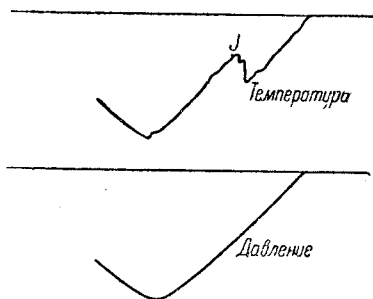


Рис. 47. Змейковая запись воздушных волн (схематически).

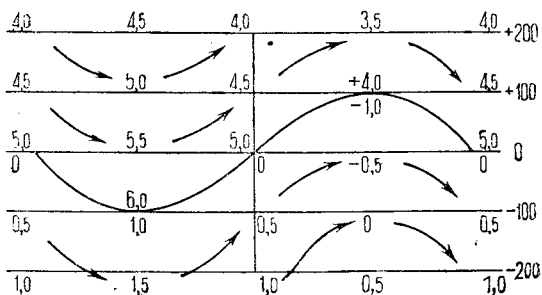


Рис. 48. Возникновение температурных колебаний при воздушных волнах.

волнами, полученными на метеорограмме, мы можем определить период этих волн, а затем, принимая во внимание скорость ветра, можно определить и длину воздушных волн. Примерно таким образом могут быть использованы термограммы для определения длин волн.

Легко убедиться в том, что колебания температуры исчезают в том случае, когда падение температуры с высотой оказывается равным 1° на 100 м, а не принятому нами $0,5^\circ$. Обратное, эти колебания будут увеличиваться с уменьшением падения температуры с высотой. Они могут достигнуть чрезвычайно больших размеров, когда выше поверхности раздела располагается инверсия, то-есть когда температура в этом слое с высотой возрастает.

Как для вычислений, так и для правильного представления о природе волнистых облаков весьма важно знать соотношение между горизонтальным и вертикальным смещениями. Можно легко избегнуть совершенно неправильного вывода о том, что волны всегда движутся в направлении, перпендикулярном фронту волны, если только не упустить из виду того, что волны образуются не благодаря влиянию самого ветра, а под влиянием геометрической разности ветра под и над поверхностью раздела. Однако при этом волны проходят перед глазом наблюдателя с общей скоростью ветра.

Эти условия наглядно изображены на рис. 49, где движение спроектировано на общую горизонтальную плоскость, причем ab соответствует скорости и направлению ветра внизу. Если ac — скорость ветра вверху, то на поверхности раздела ветер усиливается и поворачивает вправо; в этом случае bc выражает по величине и направлению геометрическую разность обоих движений, и волны, как это указано на рисунке, будут распространяться перпендикулярно к bc . Напротив, если ad будет ветер в верхнем слое (уменьшение и вращение вправо), то волны должны распространяться перпендикулярно к геометрической разности bd . Если ac будет верхним ветром (возрастание и вращение влево), то волны пойдут перпендикулярно к bc ; и, наконец, если af — скорость ветра в верхнем слое (уменьшение и вращение влево), то волны пойдут перпендикулярно к bf .

Очевидно, что направление волн может быть любым, в то время как для наблюдателя, находящегося у земной поверхности, они про-

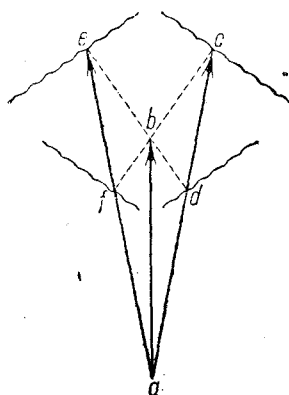


Рис. 49. Направление распространения и сноса воздушных волн.

ходят в одном направлении, мало отличающемся от направления ветра ab . Перпендикулярно к направлению движения волны будут перемещаться лишь в том исключительном случае, когда на границе слоя нет никакого вращения ветра, а есть только возрастание или убывание его. Напротив, если существует только вращение ветра без изменения скорости, то волны должны проходить над наблюдателем по направлению вращения.

Далее, очевидно также, что одно и то же видимое направление волн всегда может быть истолковано в отношении направления к движению двояко: так, например, движение, перпендикулярное к bc , может быть объяснено, с одной стороны, возрастанием ветра и вращением его вправо у поверхности раздела, а с другой стороны, убыванием и левым вращением его.

При сопоставлении с теоретическими выкладками необходимо считаться еще с тем обстоятельством, что поверхности разделов в природе вообще не являются математическими поверхностями, а представляют собой некоторую переходную зону заметной толщины, внутри которой температура возрастает. Вопрос о возникновении таких переходных зон тесно связан с вопросом о появлении инверсий вообще, о чем речь будет впереди. С одной стороны, эти переходные зоны можно рассматривать как первичное явление и представлять себе, что скачкообразные инверсии (поскольку вообще такие имеют место) вызваны последующим сокращением этой зоны. С другой стороны, можно рассматривать „идеальную“ инверсию как первичную, а переходные зоны объяснить наступающим после этого перемешиванием обоих слоев. Что такое перемешивание между двумя движущимися друг относительно друга воздушными слоями не исключено, очевидно само собой. Гельмгольцу удалось также аналитически доказать, что при возрастании скачка ветра искривление гребня волны в конце концов переходит в открытую сверху кривую, так что нижняя среда

проникает в верхнюю точно так же, как это наблюдаем мы при разбрызгивании водяных волн. Но как бы то ни было, в конце концов вместо „идеальной“ инверсии J (рис. 50) мы наблюдаем меньшую инверсию i . Я уже ранее указал на то, что решающим для длины волны надо считать соответствующую идеальную инверсию, а не наблюдаемую. Согласно этому в тех случаях, когда инверсия не идеальная, необходимо привести ее к идеальной.¹

На рис. 50 это происходит следующим образом. Идеальная инверсия J составляется из наблюдаемой инверсии i и двух отрезков a и b , которые легко можно выразить падением температуры, происходящим над или под инверсией в обоих слоях воздуха. Обозначая это падение соответственно через τ_0 и τ_u , а мощность инверсии (в метрах) через m , мы будем иметь:

$$a = \tau_u \frac{m}{200},$$

$$b = \tau_0 \frac{m}{200},$$

а искомая идеальная инверсия J будет:

$$J = i + \frac{m}{100} \cdot \frac{1}{2} (\tau_u + \tau_0). \quad (26)$$

Так как мощность наблюдаемых инверсий иногда бывает весьма значительна, то это приведение может быть настолько большим, что оно иногда превосходит значение i .

Данные наблюдений, которые были произведены до сих пор, в большинстве случаев не полны и лишь с трудом могут быть сравниваемы с теоретическими выводами. В течение международного облачного года (1896—1897 гг.) в Потсдаме было произведено 74 измерения длин волн. Последние колебались между 50 и 2 040 м. Чаще всего встречались волны длиной около 450 м. Далее удалось также установить определенную зависимость длин волн от высоты, а именно более длинные волны преимущественно встречались на больших высотах. Так, волна наибольшей длины соответствует высоте 10 350 м. Группируя все измерения по высоте, удалось вывести в качестве среднего для первых 2 км длину волны 218 м, для слоя 2 000—8 000 м средняя длина волны оказалась равной 450 м, а для верхнего слоя тропосферы 1 016 м. Для полноты укажем еще на то, что наблюдения Иессе за светящимися ночными облаками дали длину волны их, равную 9 000 м. Хотя волны большой длины по техническим причинам в нижних слоях трудно измеримы и при этом возможны ошибки, все же ясно, что условия, необходимые для возникновения очень больших волн, чаще всего встречаются в верхних слоях атмосферы, а не в нижних, где сильно сказывается влияние неровностей земной поверхности. Во всяком случае в тропосфере редко могут встречаться волны длиннее 1 500—2 000 м.

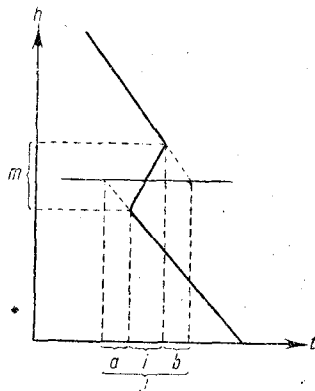


Рис. 50. Приведение к идеальной поверхности разрыва.

¹ Nachtrag z. d. Studien über Luftwogen, „Beitr. z. Phys. d. freien Atm.“, 4, 1, 1910, стр. 23.

Этот результат интересен еще и потому, что Гельмгольц, а за ним и многие другие были склонны считать, что проходящие шквалы („*Ärgelböen*“), которые часто располагаются равномерно один за другим, представляют собой волны воздуха чрезвычайно большой длины и соответствующей высоты. Но в этом случае, очевидно, должна была бы существовать поверхность раздела с чрезвычайно сильным скачком ветра, который вряд ли мог бы оставаться незамеченным. Однако скачок ветра в 10 м/сек (а точно также и скачок температуры в 10°) наблюдается весьма редко. Можно бы представить еще себе, что такие правильные шквалы образуются от волн, в которых воздух везде проби~~л~~ поверхность раздела в вершинах волн и теперь стремится вверх в виде шквалистого облака. Но тогда волна как таковая была бы уничтожена, а осталось бы лишь закономерное расположение их в виде правильных рядов.

Отдельные наблюдения, которые вполне совпадают с теоретическими выводами, получены пока в результате змейковых подъемов. Три таких случая приведены в следующей табличке, причем w обозначает скачок ветра, i — наблюдаемую инверсию, J — идеальную инверсию (полученную описанным выше способом приведения), затем λ_B — наблюдаемая длина волны, λ_R — вычисленная длина волны (или взятая из нашей диаграммы, рис. 43).

Наблюденные длины воздушных волн

w в м/сек	i в°Ц	J в°Ц	λ_B в м	λ_R в м.
10,4	2,2	4,0	1920	2500
4,0	1,0	1,25	1037	1150
3,0	3,7	3,8	175	200

Если принять во внимание большую неточность исходных данных (ветер взят в большинстве случаев приблизительно, колебания температуры в термограмме, служащие для определения длины волны λ , настолько малы, что они еле заметны), то совпадение теории с наблюдениями можно считать достаточным.

Волны у препятствий. В противоположность рассмотренным до сих пор волнам в свободной атмосфере существуют также вынужденные волны, для которых Рихарц (Richardz) предложил названия „волн у препятствий“. На водной поверхности такие волны возникают тогда, когда вода течет по неровному дну и образуются пороги. Подобные же „пороги“ существуют и в атмосфере на поверхностях раздела. Рис. 51 дает профиль такой атмосферной волны у препятствия. Эта волна появляется на подветренной стороне горы и соответствует верхней части вихря, нижняя часть которого для наблюдателя, находящегося у земной поверхности, иногда оказывается заметной в виде слабого обратного движения.¹

¹ См. все сказанное о фёне в гл. XII.

Если такая волна подымается выше уровня конденсации, то образуется весьма характерная облачная шапка (рис. 52), через которую воздух проходит очень быстро. При этом наблюдается непрерывное быстрое изменение деталей, в то время как форма облаков в целом остается неизменной. Так, например, Джон Гершель (John Herschel) описывает подобную шапку на Столовых горах следующим образом:¹

„Во время южного и юго-восточного шторма над городом, над морем и над равниной небо совершенно безоблачно. Однако Столовые горы окутываются густым белым облаком, которое слегка приподнято над его вершиной. Это облако совершенно плоское, и оно заметно движется с ветром и быстро опускается над северным склоном горы, где на некоторой высоте тает и исчезает совершенно, напоминая таким образом скатерть (Tafeltuch)“.

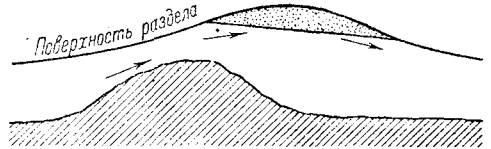


Рис. 51. Волнистое облако.

Прохождением воздуха сквозь облако объясняется заметная особенность, отмеченная на рис. 52, где основание облаков не горизонтально а с подветренной стороны несколько ниже, чем с наветренной. Как было показано при описании упругости водяного пара (гл. VII), для



Рис. 52. Волнистое облако над вершиной Матергорна.

образования капли требуется довольно значительное пересыщение воздуха, так что с наветренной стороны образование облаков несколько замедляется и наступает на большей высоте, чем в опускающемся с подветренной стороны облаке. Напротив, на подветренной стороне

¹ Meteorology, II Edition, Edinburgh 1862, стр. 96 (цитировано по Ханну, „Met. Zeitschr.“, 1889, стр. 58).

испарение частиц облака, особенно если они состоят из снежинок, происходит не внезапно, так что основание облака опускается даже несколько ниже уровня конденсации.

Особенно характерные явления образуют эти волны на восточном берегу Гренландии, что видно на фотографии (рис. 53), полученной Датской экспедицией. Здесь горы, расположенные на берегу и достигающие 800 м, вызывают на поверхности раздела, находящейся на высоте 1200—1300 м, целую систему порогов, которая при соответствующих условиях влажности видна в форме таких волн.

В большинстве случаев эти облака уходили от места их возникновения в море, где они на расстоянии 10—20 км от берега исчезали; в то же время в очаге их возникновения образовывались все новые и новые облака такого же вида.



Рис. 53. Волнистые облака над прибрежными горами в северо-восточной части Гренландии (1200 м над уровнем моря).

Такие облака, образование которых связано с волнами у препятствий, наблюдаются везде, где только земная поверхность оказывается достаточно пересеченной. Известным примером может служить также облачная шапка пика Тенерифа, достигающего высоты 3760 м, для которой Ребер-Пашвиц (Rebeur-Paschwitz) дал несколько зарисовок.¹ Другие случаи описаны Мохоровичицом² (Mohorovičić) и Дависом³ (Davis). У последнего форма облака подобна волне во время прилива. Блэр (Blair) и Росс (Ross)⁴ приводят также фотографию такого облака,

¹ Merkwürdige Wolkenbildung auf dem Pic de Teyde auf Teneriffa. „Met. Zeitschr.“, 1893, стр. 429.

² Interessante Wolkenbildung über der Bucht von Buccari. „Met. Zeitschr.“, 1889, стр. 56.

³ „Helm-Wind“ beobachtet in den Cevennen. „Met. Zeitschr.“, 1899, стр. 124.

⁴ Stationary Clouds to the leeward of Hill and Mountain Ranges. „Bull. of the Mount Weather Obs.“, 2, 1910, стр. 75.

которая, правда, не очень показательна. Фриц (Fritz) описал типичные стационарные облака такого рода, наблюдавшиеся в западной Гренландии:¹ „Характерным для этих фёновых облаков является то, что они остаются совершенно неподвижными на месте своего образования даже при самой сильной буре. Размеры их порой меняются, но они исчезают на том же месте, где и образовались“.

Сюда же относится и своеобразный облачный вал, образовавшийся во время Датской экспедиции при сильной буре 31 июля 1907 г. и остававшийся неподвижным над фиордом несмотря на сильные внутренние изменения, которым он подвергался в течение всей бури.²

Распределение инверсий и облачные ярусы. Обычно во всей тропосфере мы встречаем несколько, часто 3—4 поверхности раздела, но их появление чрезвычайно изменчиво не только в отношении количества но и в отношении высоты и мощности их. Вследствие этого в среднем они почти равномерно распределяются по всей тропосфере, и чрезвычайно трудно установить какую-либо закономерность в их расположении.

Между тем я указал на то, что при помощи наблюдений за облаками мы можем приблизиться к разрешению этой задачи.³ Поверхности раздела в общем совпадают с верхними поверхностями слоистых облаков. Но общеизвестно, что эти облака преимущественно располагаются определенными ярусами друг над другом, что заметно даже простым глазом. Современная классификация облаков основывается именно на таком распределении по высоте. В настоящее время мы уже обладаем довольно точным цифровым материалом.

Первым исследователем, попытавшимся количественно определить облачные яруса, был Веттин (Vettin).⁴ Однако его данные благодаря примитивному методу измерения высот страдали большими систематическими ошибками (он вообще не знает облаков выше 8 000 м). Последующие, более точные измерения, произведенные Экгольмом (Ekholm) и Гагстрёмом (Hagström) в 1884—1885 гг. в Упсале,⁵ впервые дали надежные значения высот. Из более поздних исследований можно упомянуть работы Клейтона (Clayton).⁶ Однако лишь многочисленные измерения высот облаков, проведенные во время так называемого международного облачного года (1896—1897 г.), можно считать достаточными для того, чтобы получить надежные данные. Потсдамские наблюдения, тщательнее всего обработанные, дают следующую картину распределения облачных ярусов по Зюрингу (Süring):⁷

¹ Meteorologisk Aarvog for 1882 (Köbenhavn 1883), Anden Del, Bilandene (по Ханну).

² Danmark-Expeditionen til Grönlands Nördöstkyst, II, № 4, Meteorologische Terminbeobachtungen am Danmarks-Havn, Köbenhavn, 1911. (Развитие этого облака могло быть зафиксировано на фотографин). В том же самом журнале имеется много других снимков обыкновенных волнистых облаков.

³ Zur Schichtung der Atmosphäre, „Beitr. z. Phys. d. freien Atm.“, 3, стр. 57, 1909.

⁴ „Zeitschr. d. Öster. Ges. f. M.“, 17, 1882, стр. 267; кроме того, „Die Luftströmungen über Berlin in den vier Jahreszeiten“, реферат Кёппена в „Met. Zeitschr.“, 1886, стр. 333; „Met. Zeitschr.“, 1890, стр. 95.

⁵ Die Höhe der Wolken in Sommer zu Upsala, „Met. Zeitschr.“, 1887, стр. 73 (1475 измерений 812 облаков).

⁶ Discussion of the Cloud Observations „Annals of the Astron. Observ. of Harvard College“, 30, Part IV, 1896, стр. 332.

⁷ Sprung und Süring, Ergebn. d. Wolkenbeobachtungen in Potsdam, Berlin, 1903, конспективно изложено в „Met. Zeitschr.“, 1904, стр. 358.

Я р у с а	I	II	III	IV	V	VI
Высота км	0,6	1,6	4	6	8	10
Главные формы . . .	<i>Str</i>	<i>Str-Cu</i>	<i>A-Cu</i>	<i>Ci-Cu</i>	<i>Ci-Str</i>	<i>Ci</i>

Позднее Зюринг сравнил данные потсдамских наблюдений с наблюдениями станций: Блю-Гиль, Боссекоп, Манила, Павловск, Упсала и Вашингтон¹ и таким образом получил следующие, несколько измененные значения:

— ,1 700, 4 300, 6 500, 8 300, 9 900 м,

откуда он, принимая во внимание дальнейшие наблюдения, получил следующий окончательный ряд:

500, 2 000, 4 300, 6 500, 8 300, 9 900 м.

Таким образом мы в конце концов получили первое грубое приближение распределения инверсионных поверхностей в тропосфере; полученный результат не является вполне надежным, как это видно из расхождения между собою отдельных рядов наблюдений. Возникает вопрос — получается ли подобное распределение по высоте поверхностей разрыва, если производить анализ состояния атмосферы с помощью подъемов метеорографов на змеях и шарах-зондах. Ничего окончательного в настоящее время сказать нельзя. По некоторым отдельным наблюдениям, где условия, очевидно, были особенно благоприятны, мне удалось показать влияние отдельных уровней на распределение температуры. Напротив, другие более полные ряды наблюдений никакого следа подобного рода влияния не обнаруживают.

Очевидно, относительная влажность скорее, чем температура, пригодна для такого рода исследования, так как она не обладает прогрессивным ходом и ее изменения поэтому соответствуют непосредственно изменению количества облаков. Но до сих пор мы имеем пока единственный ряд наблюдений, полученный во время 65 берлинских полетов на аэростатах, для которых среднее распределение температуры оказалось нехарактерным. Результаты измерения влажности во время этих полетов сопоставлены на рис. 54 с облачными ярусами Зюринга. Хотя совпадение оставляет ожидать большего, все же надо полагать, что при обработке теперь уже гораздо более обширного материала наблюдений могут получиться лучшие результаты.

Остановимся кратко еще на таком вопросе: одинаков ли характер слоистости атмосферы на всех географических широтах? Вследствие большей толщины тропосферы на экваторе мы a priori должны ожидать соответствующего увеличения шкалы высот. Это наглядно показано на следующем графике высот облаков на различных широтах

¹ Schichtbildung in der Atmosphäre, „Illustr. Aeronaut. Mitt.“, 5, 1901, стр. 98. Сопоставление различных рядов можно найти у *Hildebrandsson* и *Teisserenc de Bort*, Les Bases de la Météorologie dynamique, II, Paris 1900, стр. 323.

(рис. 55). В остальном же картина остается довольно запутанной. Частично это можно объяснить тем, что различные наблюдатели употребляют различные обозначения для облаков. Однако вопрос о том, одинаков ли характер слоистости на экваторе, полюсе и средних широтах, остается пока открытым.

Происхождение инверсии. О происхождении инверсий были высказаны пока мало удовлетворительные предположения. Недавно Кёппен развивал мысль о том, что инверсии представляют собой тонкие слои — остатки первоначально мощных слоев со слабым падением температуры.¹ Такие слои, которые он назвал „заградительными слоями“, не позволяют воздуху подыматься вверх, в то время как в циркуляционных слоях имеет место постоянное вертикальное переме-

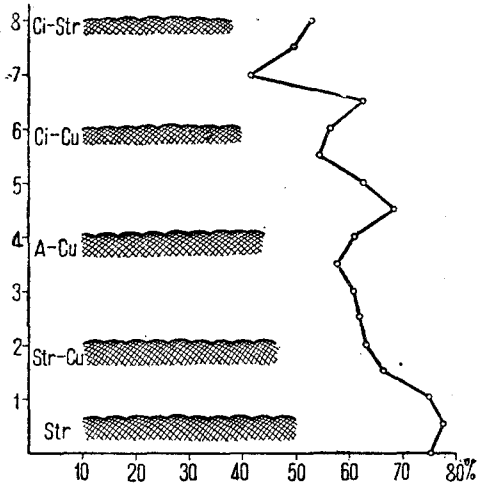


Рис. 54. Среднее распределение относительной влажности по высоте (на основании 65 берлинских подъемов).

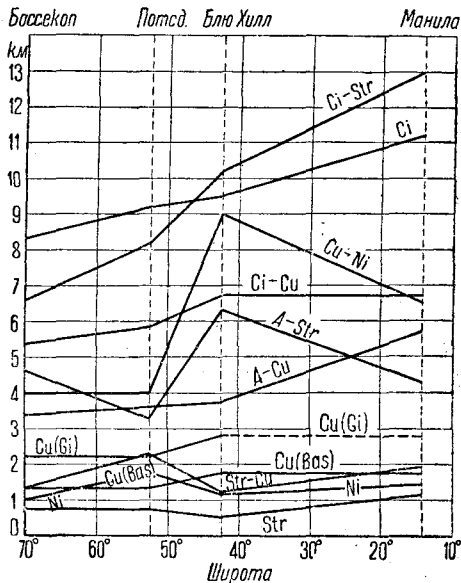


Рис. 55. Средняя высота облаков на различных широтах (по Каснеру).²

шивание вследствие наличия в них вихрей. Так как эти вертикальные движения обладают постоянной тенденцией двигаться вперед, то они должны все более и более сжимать лежащий между ними заградительный слой, пока не получится скачкообразная инверсия. Таким образом мы могли бы представить себе происхождение инверсий в самом общем случае совершенно так же, как это показано ниже, при объяснении образования больших приземных инверсий в антициклоне.

Можно также себе представить, что инверсия возникает сразу в виде резких поверхностей разрыва. Они могут также явиться следствием скачка ветра, который при образовании инверсии можно рассматривать поэтому как первопричину, так как этот скачок вызывает за собой процесс, при котором верхний слой постепенно приобретает

¹ Entwicklung der Temperaturinversionen, „Met. Zeitschr.“, 1911, стр. 80.

² Das Reich der Wolken und der Niederschläge, Leipzig 1909. На рисунке даны только летние наблюдения как наиболее удобные для сравнения.

другую температуру, отличную от температуры нижнего слоя. Охлаждение же верхнего слоя в конце концов должно привести к опрокидыванию его, как только будет перейдена граница равновесия. Этим можно было объяснить проходящие шквалы. Если же верхний слой нагревается, то возникает инверсия. Согласно всему вышесказанному инверсию, следовательно, необходимо рассматривать как поверхность скольжения — термин, который нами уже неоднократно употреблялся.

Очень вероятно, что эти поверхности скольжения, вообще говоря, являются продуктами общей циркуляции атмосферы между полюсом и экватором. Для некоторого пункта средней широты вся нижняя половина тропосферы должна была бы двигаться по направлению к экватору, а вся верхняя — по направлению к полюсам. Между ними, конечно, может образовываться поверхность скольжения с температурным скачком. Никто еще не попытался на этой основе построить теоретическую схему возникновения поверхностей раздела. Однако при недостаточном знании нами действительных процессов общей циркуляции это, пожалуй, и трудно сделать. Все же надо указать на то, что самая резкая поверхность раздела, расположенная примерно на высоте 4 000 м, делит тропосферу по массе почти на две равные части.¹ Это деление на два продолжается и далее, так как уровень в 1 600 м снова делит весь слой в 4 000 м на две почти равных по массе части. Однако все гипотезы о происхождении инверсий мало удовлетворительны.²

¹ Давление на верхней границе тропосферы равно 168 мм, на нижней 755 мм. Следовательно, на высоте, делящей тропосферу на две равных части, давление равно

$$\frac{168 + 755}{2} = 462 \text{ мм.}$$

Вместе со средней температурой в -3° это дает около 3 900 м высоты.

² Указанная Вегенером возможность рационального объяснения инверсий на основе общей циркуляции атмосферы была плодотворно использована лишь в последнее десятилетие в чрезвычайно многочисленных работах так называемой норвежской метеорологической школы, которая, приобретая все большее и большее число последователей, создала фактически новую метеорологию — метеорологию воздушных масс и фронтов.

Согласно представлениям новой метеорологии, атмосфера расчленена на большое число индивидуальных воздушных масс, обладающих различными характеристиками для них свойствами. Эти воздушные массы делятся на две основные группы: теплые (относительно подстилающей поверхности) или устойчивые воздушные массы и холодные или неустойчивые воздушные массы. Кроме такого разделения по термодинамическим признакам, различают также континентальные и морские воздушные массы в зависимости от того, пришли ли они с континента или с моря. Наконец, различают экваториальные, тропические, полярные и арктические массы в зависимости от широты, где эта масса приобрела характерные для нее свойства.

Каждая воздушная масса характеризуется своеобразием протекающих в ней процессов. Внутри одной воздушной массы метеорологические элементы изменяются непрерывно; в ней нет сколько-нибудь заметных скачков в распределении метеорологических элементов.

Все эти воздушные массы беспрестанно перемещаются и как бы борются друг с другом. Относительно теплые массы натекают на холодные, последние в свою очередь вытесняют теплые воздушные массы.

На границе между воздушными массами происходит быстрое почти скачкообразное изменение большинства метеорологических элементов.

Таким образом между двумя различными массами образуется промежуточный слой, так называемая фронтальная зона. Если эта фронтальная

Бризы. Если принимать во внимание температурные инверсии, то легко объяснить внезапные изменения температуры и относительной влажности и при бризах. На возникновении этих ветров, удачно описанных еще в 1705 г. Дампьером (Dampier),¹ мы не будем подробно останавливаться. Этот процесс характеризуется приведенными на рис. 56 записями температуры и влажности на берегу Сенегамбии. Вскоре после полудня, когда температура достигла максимума, начал дуть ветер с моря и температура быстро упала примерно на 10°, чему соответствовало поднятие относительной влажности до 85% и более. Обратную картину мы имеем вечером.

Эти сильные колебания легко объяснить, если допустить, как это изображено схематически на рис. 57, что холодный слой воздуха над

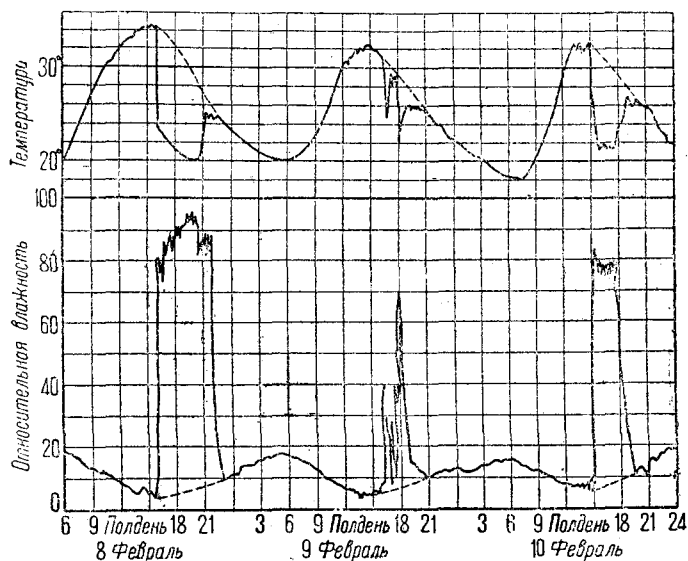


Рис. 56. Запись температуры и влажности во время бриза на берегу Сенегамбии (по Анго).

зона наклонена, то она носит название фронта, если же она горизонтальна, — инверсии.

Большинство инверсионных слоев, встречающихся в свободной атмосфере, представляет собой продукт общей циркуляции атмосферы. Инверсии, следовательно, образуются главным образом или благодаря натеканию относительно теплого воздуха на холодный воздух (теплый фронт) или же благодаря подтеканию холодного воздуха под теплый (холодный фронт). Ясно, что при этом в одном и том же пункте может встретиться несколько инверсий, расположенных в несколько ярусов.

Мы не можем, однако, подробно заниматься рассмотрением этого вопроса, так как это является совершенно самостоятельной задачей, выходящей за рамки нашей книги. Читателя, интересующегося этим вопросом, мы отсылаем к прекрасной работе одного из наиболее талантливых представителей современной метеорологии, Бержерона: „Трехмерно связанный синоптический анализ“, первые части которой уже появились в русском переводе. Там же приведена также чрезвычайно обширная библиография. (Прим. перев.).

¹ Это классическое описание можно найти в „Amer. Met. Journ.“, т. 4, стр. 60; в остальном можно сослаться на Hann, Lehrbuch d. Meteorologie, 2. Aufl. Leipzig 1906, стр. 319.

морем при ветре с моря наступает на сушу. При ветре же с суши этот воздух отодвигается в море. Нижний слой воздуха таким образом вклинивается над сушей, и поверхность раздела пересекается с земной поверхностью. При прохождении линии пересечения этих поверхностей через пункт наблюдения, здесь, конечно, записывается инверсия и соответствующий ей скачок влажности.

Температурные ступени. Ясно, что такие вклинивающиеся слои вообще должны вести к внезапным сильным скачкам температуры,

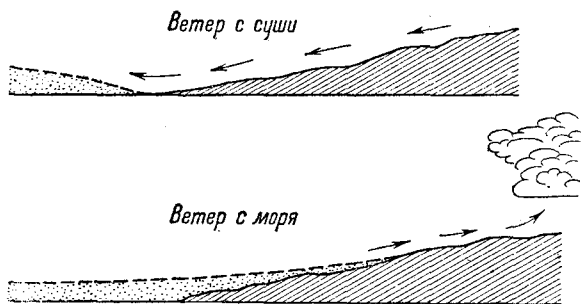


Рис. 57. Схема бризов.

записываемым в тот момент, когда линия пересечения поверхности раздела с земной поверхностью проходит над пунктом наблюдения. Отдельные случаи такого рода уже неоднократно наблюдались. Это явление хорошо описано Маргулесом.¹ Рис. 58 дает исключительно хороший образец такой записи температуры, полученной на

второй станции Датской экспедиции в северо-восточной Гренландии. При этом наблюдаются частые колебания температуры в ту и другую сторону, объясняемые тем, что поверхность раздела то надвигается, то отступает, причем точка наблюдения попадает попеременно

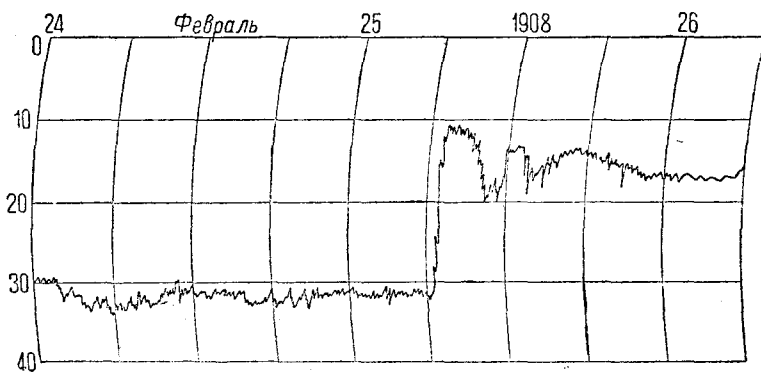


Рис. 58. Температурная ступень (запись получена на станции Пустервиг).

то в верхний, то в нижний слой воздуха. Эти колебания недавно подробно исследовал Кнох² (Knock). Многочисленные образцы их мы находим также и в наблюдениях Датской экспедиции.

¹ Ueber rasche Erwärmungen, „Met. Zeitschr.“, 1903, стр. 183.

² Lebhaftige Schwankungen der Temperatur an der Grenzfläche der untersten Bodeninversionen, Tätigkeitsbericht d. Preuss. Met. Instituts 1909; см. также Кёррен, „Met. Zeitschr.“, 1910, стр. 463, und Кнох, там же, стр. 464.

Температурные инверсии при фёнах. Как уже было указано, факт существования поверхностей раздела был успешно использован при рассмотрении проблемы возникновения фёна. В долинах гор, где имеют место фёны, Фиккер¹ допускает существование нижнего холодного и верхнего теплого слоя, на границе которых имеет место скачкообразная инверсия. Когда начинается фён, граница слоя опускается, и пункт наблюдения в конце концов попадает в верхний слой. При прохождении поверхности раздела термограф записывает характерную ступень.

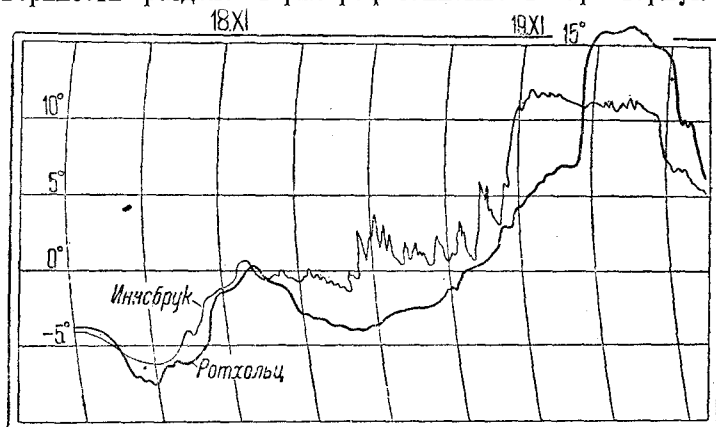


Рис. 59. Фён 18/XI и 19/XI 1905 г. (по Фиккеру).

Эта поверхность раздела, очевидно, имеет не только местное происхождение и не ограничивается только долинами гор. Она отмечена, например, во время альпийского южного фёна далеко на север от Альп, на Баварском плоскогорье; но здесь она всюду лежит на больших высотах и обнаруживается лишь при аэрологических исследованиях или на изолированных горных вершинах (например, Пейсенберг, близ Мюнхена).

Рис. 59 дает две характерные температурные записи во время фёнов, полученные одновременно в Иннсбруке и в соседнем Ротдольце. На обеих кривых замечен на определенном месте внезапный подъем температуры, который, очевидно, соответствует прохождению поверхности раздела через пункт наблюдения.

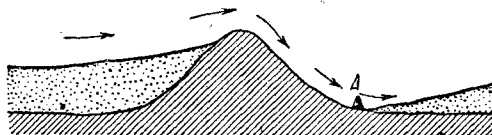


Рис. 60. Схема фёна.

Весьма вероятно, что этот принцип инверсий применим и для объяснения фёна в более широком смысле слова, как это схематически изображено на рис. 60. Можно себе представить, что мы имеем здесь дело с поверхностью раздела, расположенной по обе стороны горы. Благодаря всасывающему влиянию большого северо-западного для альпийского фёна циклона [на его влияние было указано Бильвиллером (Billwiller)], гора играет роль плотины, создавая разность уровней между

¹ Ueber die Entstehung der Föhnwinde auf der Nordseite der Alpen. „Met. Zeitschr.“, 1910, стр. 499.

подветренной и наветренной сторонами горы. Таким образом станция А, расположенная в долине с подветренной стороны, будет находиться уже в верхнем слое воздуха.

Этот эффект должен еще более усиливаться, как это видно на рисунке, благодаря конденсации в нижнем слое, вызываемой поднятием воздуха вдоль горы, а также соответствующим влиянием давления, которое вызывается этим течением при изменении направления ветра от наклонного к горизонтальному.

Так как средняя температура столба воздуха на наветренной стороне горы значительно ниже, чем на подветренной, то здесь должно получиться характерное распределение давления, фактически подтверждаемое наблюдениями. Схематически это представлено на рис. 61. Гора отмечена здесь косой штриховкой; пунктирные дуги показывают свободный ход изобар, совпадающий с общим направлением движения, отмеченным стрелками; жирная кривая представляет действительную изобару 760 мм, которая вследствие повышения давления на наветренной стороне и уменьшения его на подветренной стороне дает весьма

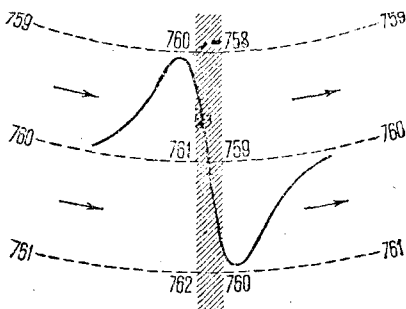


Рис. 61. Схематическое распределение давления над гористой местностью при фёне (по Траберту).

характерный изгиб. Что температурные условия действительно достаточны для того, чтобы дать такое изменение давления, в свое время было доказано Трабертом (Traber).¹

О фёне, и именно об альпийском, имеется большое количество подробных специальных статей и исследований, как-то: Ханна, Дове (Dove), Вильда, Вильвиллера, Дюфура (Dufour), Перитера, Эрка (Erck), Ветштейна (Wettstein), Траберта, Дефанта (Defant), Фиккера и др. Небольшой размер книги не позволяет нам подробно останавливаться

на этом явлении, поэтому мы ограничиваемся лишь приведенными выше описаниями главных его особенностей.

Наклон поверхностей скольжения. Гельмгольц впервые указал на то, что поверхность раздела между двумя атмосферными слоями может быть горизонтальной и находится при этом в равновесии лишь в том случае, когда оба слоя воздуха обладают одной и той же скоростью. Но как только поверхность раздела сопровождается скачком скорости ветра — что наблюдается почти постоянно, — или, короче говоря, поскольку мы будем иметь поверхность скольжения, то эта поверхность, благодаря действию отклоняющей силы вращения Земли, будет наклонена к горизонту.

Маргулес,² занимавшийся этой проблемой, показал, что здесь речь идет о таких величинах, которые нетрудно найти. Мы будем придерживаться здесь его изложения.

АВ (рис. 62) представляет собой вертикальный разрез поверхности

¹ Die langdauernde Föhnperiode im Oktober 1907 und die Luftdruckverteilung bei Föhn. „Met. Zeitschr.“ 1908, стр. 1.

² Ueber Temperaturschichtung in stationär bewegter und in ruhender Luft, Hann-Band der „Met. Zeitschr.“ (1906), стр. 243.

скольжения, наклоненной к горизонту под углом α . Нижний слой воздуха (I) у поверхности скольжения имеет плотность ρ_1 и скорость ветра v_1 , направленную перпендикулярно к плоскости чертежа; верхнему слою воздуха (II) соответствуют ρ_2 и v_2 .

Если бы это положение было стационарным, то все компоненты сил должны были бы уничтожиться, то-есть, во-первых, горизонтальный градиент давления должен быть настолько большим, чтобы уничтожить влияние отклоняющей силы вращения Земли, и, во-вторых, вертикальное ускорение должно компенсировать силу тяжести.

Если обозначить через ε изменение азимута в единицу времени (в секунду), которое испытывает движущаяся горизонтально материальная точка (которое по закону маятника Фуко равно в угловых единицах $7,29 \cdot 10^{-5} \sin \varphi$, где φ — географическая широта), тогда $\varepsilon \cdot v$ будет линейное отклонение в единицу времени. Такое же отклонение по законам механики в единицу времени вызывает ускорение, направленное перпендикулярно к движению и равное $2\varepsilon v$. Если ввести в рассмотрение массу, то по известному закону: сила = масса \times ускорение, мы получим, что выражение $2\varepsilon v$ представляет собой фиктивную „отклоняющую силу вращения Земли“.

Если далее обозначить через g ускорение силы тяжести, а для единицы массы — силу тяжести, и через p — давление воздуха, то для точки a , общей для обоих слоев, мы получим следующие четыре соотношения:

$$\frac{1}{\rho_1} \frac{\partial p_1}{\partial y} = 2\varepsilon v_1, \quad \frac{1}{\rho_2} \frac{\partial p_2}{\partial y} = 2\varepsilon v_2,$$

$$\frac{1}{\rho_1} \frac{\partial p_1}{\partial z} = -g, \quad \frac{1}{\rho_2} \frac{\partial p_2}{\partial z} = -g.$$

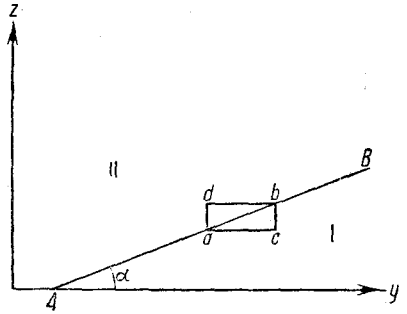


Рис. 62. Наклон поверхности скольжения.

После этих предварительных замечаний рассмотрим элементарный прямоугольник $abcd$, в котором стороны $ac = bd = dy$, а стороны $ad = cb = dz$. Обозначим далее давление в четырех вершинах соответственно через p_a, p_b, p_c и p_d ; тогда:

$$p_c - p_a = \frac{\partial p_1}{\partial y} \cdot dy, \quad p_b - p_d = \frac{\partial p_2}{\partial y} \cdot dy,$$

$$p_b - p_c = \frac{\partial p_1}{\partial z} \cdot dz, \quad p_d - p_a = \frac{\partial p_2}{\partial z} \cdot dz.$$

Сложив соответственно первую и вторую пару уравнений, мы получим следующие два выражения для $p_b - p_a$:

$$p_b - p_a = \frac{\partial p_1}{\partial y} dy + \frac{\partial p_1}{\partial z} dz$$

и

$$p_b - p_a = \frac{\partial p_2}{\partial y} dy + \frac{\partial p_2}{\partial z} dz.$$

Приравняв далее правые части обоих уравнений, мы получим:

$$dy \left(\frac{\partial p_1}{\partial y} - \frac{\partial p_2}{\partial y} \right) = dz \left(\frac{\partial p_2}{\partial z} - \frac{\partial p_1}{\partial z} \right).$$

Подставим теперь вместо дифференциальных коэффициентов

$$\frac{\partial p_1}{\partial y}, \frac{\partial p_2}{\partial y}, \frac{\partial p_1}{\partial z}, \frac{\partial p_2}{\partial z}$$

их значения, полученные нами ранее; тогда получим:

$$dy \cdot (2\varepsilon v_1 \rho_1 - 2\varepsilon v_2 \rho_2) = dz (-g\rho_2 + g\rho_1)$$

или

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{dz}{dy} = \frac{2\varepsilon(v_1 \rho_1 - v_2 \rho_2)}{g(\rho_1 - \rho_2)}.$$

Введем еще вместо ε его значение $7,29 \cdot 10^{-5} \sin \varphi$ и положим для краткости:

$$\frac{2 \cdot 7,29 \cdot 10^{-5}}{g} = c,$$

тогда

$$\operatorname{tg} \alpha = c \cdot \sin \varphi \cdot \frac{v_1 \rho_1 - v_2 \rho_2}{\rho_1 - \rho_2}.$$

В первом приближении можно положить, что ρ зависит только от температуры T , а от влажности не зависит (давление же, очевидно, будет одним и тем же как для ρ_1 , так и для ρ_2). Тогда мы можем написать:

$$\operatorname{tg} \alpha = c \cdot \sin \varphi \frac{T_2 v_1 - T_1 v_2}{T_2 - T_1}. \quad (27)$$

При точных подсчетах вместо g необходимо взять результирующую силы тяжести и вертикальной компоненты отклоняющей силы. Однако последняя исчезает совершенно для полюсов и для меридиональных движений на других широтах.¹

Из уравнения (27) легко получить следующее правило: если нижний (холодный) слой неподвижен, то поверхность раздела подымается

при	восточном	северном	западном	южном
	ветре	ветре	ветре	ветре
на	S	E	N	W

Если же движется и нижний слой воздуха, то вместо верхнего ветра необходимо принимать во внимание лишь движение верхнего слоя относительно нижнего, то-есть геометрическую разность обеих скоростей.

Чтобы показать, как велик порядок величин углов наклона поверхностей разрыва, Маргулес дает следующий числовой пример, который, однако, соответствует предельному случаю.

Пусть: $\varphi = 90^\circ$ (полюс), $g = 9,8$, $v_1 = 10$ м/сек, $v_2 = 0$, $T_1 = 273^\circ$, $T_2 = 283^\circ$, тогда по уравнению (27) имеем:

$$\alpha = 14'29''.$$

Таким образом поверхность скольжения подымается на 1000 м при удалении на 237 км.

¹ Ее общее выражение будет:

$$\frac{4\pi}{86164} v' \cos \varphi,$$

где v' представляет собой компоненту движения, направленную с запада на восток, а φ — географическую широту.

Вычисления Маргулеса представляют собой первые шаги совершенно неисследованной области, которая, надо надеяться, в скором времени будет подвергнута тщательному изучению. Есть некоторые указания на то, что наклоны поверхностей раздела являются причиной обширных поднятий воздуха, имеющих место в циклонах. Укажем еще на то, что как будто бы тропосферические поверхности разрыва при приближении циклона поднимаются, а в тылу циклона опускаются, так что в пределах его они наклонены с востока на запад. Осадки, сопровождающие циклоны, в значительной мере являются следствием подъема воздушных масс по этим наклонным поверхностям.

Приземные инверсии в антициклонах. Опишем еще особый род температурных инверсий, происхождение которых мы можем объяснить с большей уверенностью, а именно обширные „приземные инверсии“, которые образуются в Европе обычно зимой при антициклонах. В этих случаях рост температуры начинается непосредственно от земной поверхности. Иногда же нормальное падение температуры ограничивается тонким слоем в 100 — 200 м. Его возникновение обусловлено перемешиванием, происходящим благодаря трению воздуха о земную поверхность.¹ Эти инверсии могут быть объяснены по Маргулесу² тем, что благодаря опусканию и растеканию воздуха по сторонам может возникнуть инверсия, если падение температуры было менее 1° на 100 м.

Подсчеты Маргулеса не очень наглядны главным образом потому, что он воспользовался при их проведении шкалой давления. Я же показал, что в случае применения шкалы высот уже чрезвычайно элементарные рассуждения приводят к той же цели.³

Мы можем представить себе процесс опускания воздушных масс в антициклоне следующим образом (рис. 63): слой воздуха *I* благодаря адиабатическому опусканию и растеканию переходит в нижележащий широкий слой *II*, так что заштрихованный верхний элемент слоя как в *I*, так и во *II* (см. рисунок) остается сверху; таким образом последовательность в расположении элементов столба воздуха не меняется.

Тогда, очевидно, поверхность *a'a'* будет иметь такую же потенциальную температуру, как и *aa*, поверхность же *b'b'* будет вообще обладать такой же температурой, как и *bb*, так как должен иметь место непрерывный переход.

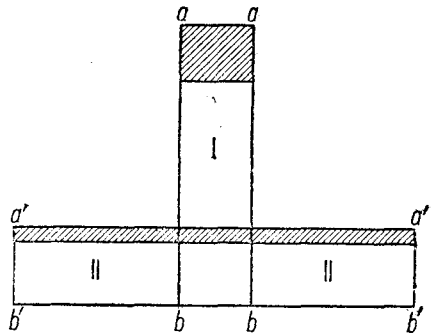


Рис. 63. Возникновение инверсии сжатия.

¹ Такие случаи встречаются, например, часто в кривых состояния, опубликованных Кёппеном в „Drei Jahre gleichzeitiger met. Drachenaufstiege bei Hamburg, Berlin und St. Petersburg“, Archiv d. Deutsch. Seewarte, 1908, № 1.

² Ueber die Aenderung des vertikalen Temperaturgefälles durch Zusammendrückung oder Ausbreitung einer Luftmasse, „Met. Zeitschr.“, 1906, стр. 241.

³ Ueber Temperaturinversionen, „Beitr. z. Phys. d. freien Atm.“, 4, стр. 55, 1910.

Если падение температуры в слое *I* было равно адиабатическому (1° на 100 м), то очевидно и в слое *II* сохранится это же значение. Однако результат будет другим в том случае, если падение температуры в слое *I* меньше адиабатического. Обозначим высоту слоя *I* через h_1 , высоту слоя *II* через h_2 ; если, далее, τ_1 — первоначальное падение температуры в *I* и τ_2 — искомое падение во *II*, а t_0 — температура у земной поверхности, то температуру на уровне *aa* можно представить в виде:

$$t_0 - \frac{\tau_1 h_1}{100}$$

(если τ выражено в градусах на 100 м, а h — в метрах).

Соответственно этому температура на уровне *a'a'* будет:

$$t_0 - \frac{\tau_2 h_2}{100}.$$

Если же теперь воздух адиабатически опускается на высоту, равную разности $h_1 - h_2$, то температура его при этом должна меняться на 1° на 100 м, а вообще она повысится на $\frac{h_1 - h_2}{100}$, так что в конце концов на уровне *a'a'* воздух будет обладать температурой

$$t_0 - \frac{\tau_1 h_1}{100} + \frac{h_1 - h_2}{100}.$$

Таким образом мы имеем два выражения для температуры в *a'a'*. Приравняв их друг другу, мы получим:

$$\tau_2 h_2 = \tau_1 h_1 - (h_1 - h_2)$$

или

$$\tau_2 = (\tau_1 - 1) \frac{h_1}{h_2} + 1. \quad (28)$$

Из этого уравнения прежде всего следует: если падение температуры в слое *I* равно адиабатическому ($\tau_1 = 1$), то первый множитель обращается в нуль, и тогда $\tau_2 = 1$. Если $\tau_1 > 1$ (неустойчивое равновесие), то необходимо $\tau_2 > 1$. Если же падение температуры менее адиабатического ($\tau_1 < 1$), то при некоторых условиях τ_2 может стать отрицательным, то-есть в этом случае возникает инверсия. Промежуточные условия, именно изотермию ($\tau_2 = 0$), мы получаем при

$$(\tau_1 - 1) \frac{h_1}{h_2} = -1$$

или

$$\tau_1 = 1 - \frac{h_2}{h_1}.$$

При всех значениях τ_1 , меньших этого пограничного значения, должна образовываться инверсия.

В непосредственной связи с возникновением этих приземных инверсий стоит максимум ветра, так часто наблюдаемый в антициклоне на высоте 500—1000 м, в то время как во всей толще тропосферы господствует почти полный штиль. Очевидно, именно на этой высоте должно наблюдаться горизонтальное растекание воздуха, направленное от центра к периферии антициклона. В действительности слой воздуха *I*

не один, а со всех сторон он окружен такими же слоями, так что для слоя II нехватало бы места, если бы опустившаяся масса воздуха не растекалась в стороны.

Числовой пример. Пусть от земной поверхности до высоты 1 000 м имеет место инверсия в 10° , так что $h_2 = 1\,000$ м и $\tau_2 = -1,0$. Первоначальное падение температуры в слое I пусть равняется $\tau_1 = 0,5^\circ$ на 100 м. Подставив эти значения в уравнение (28), мы получим:

$$h_1 = 4\,000 \text{ м,}$$

то-есть подобная сильная приземная инверсия может быть полностью объяснена, если допустить, что воздух опустился с уровня А-Си до верхней границы инверсии.

Точно так же легко объяснить наблюдаемую при этих инверсиях небольшую относительную влажность. Если в этом примере температура земной поверхности 0°Ц , а на высоте 1 000 м $+10^\circ$ и на 4 000 м -5° , причем на последней высоте упругость насыщения равна 3,17 мм, то имеющееся там количество водяного пара в 1 кг воздуха равно 4,35 г. Так как при опускании количество водяного пара, находящееся в воздушной массе, не изменяется, то на высоте 1 000 м при давлении 610 мм и температуре $+10^\circ$ относительная влажность будет:

$$F = 46\%.$$

Если же на высоте 4 000 м вместо насыщения принять 50% относительной влажности, то на высоте 1 000 м мы получим соответственно 23%.

XV. Стратосфера

Форма проявления. Еще во время большой работы, проделанной при полетах аэростатов в Берлине (1900 г.),¹ не было получено никакого намека на то, что падение температуры прекращается на некоторой высоте. Соответственно этому предполагали, что в атмосфере не существует никакой другой границы, кроме границы самой атмосферы. Таким образом считали, что во всей толще атмосферы имеет место циркуляция воздуха между полюсом и экватором. За отсутствием эмпирического материала Гельмгольц предположил, что действительное состояние атмосферы соответствует в первом приближении конвективному равновесию. Он нашел, что при этом допущении высота атмосферы должна быть не более 27—28 км, так как уже на этой высоте температура воздуха должна достигнуть абсолютного нуля. Все эти представления были опровергнуты после того, как одновременно Тейссерану де Бору² и Асману³ удалось доказать, что падение температуры прекращается совершенно на высоте около 11 км.

На рис. 64 приведена запись метеорографа, поднятого Асманом на шаре-зонде, достигшем стратосферы (1 декабря 1910 г., Линденберг).

¹ R. Assmann und A. Berson, Wissenschaftliche Luftfahrten, Braunschweig 1900; см. III, стр. 85.

² „Compt. Rend.“, 134, стр. 987, 1902.

³ „Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wiss. zu Berlin“, 1902, стр. 495.

R , T и B — начальные значения относительной влажности, температуры и давления воздуха (высоты). Так как шар поднимается с постоянной скоростью, то кривая давления плавно изменяется до максимальной высоты. На этой высоте шар лопнул, после чего метеорограф с помощью парашюта медленно опустился на землю. Вскоре после начала падения часы метеорографа остановились, и кривая как бы внезапным скачком вернулась к исходным значениям.

Кривая температуры уже в нижних слоях (между 1 000 и 1 500 м высоты) дает инверсию (от $-1,6^\circ$ до $+7,3^\circ$), сопровождающуюся падением относительной влажности (со 100% до 59%). Далее, температура плавно уменьшается с высотой до вступления в стратосферу, которая начинается на высоте 12 230 м при температуре $-61,9^\circ$. Затем следуют слои, в которых иногда имеет место слабая инверсия, чаще же слабое падение температуры с высотой; но в основном они характеризуются изотермией.

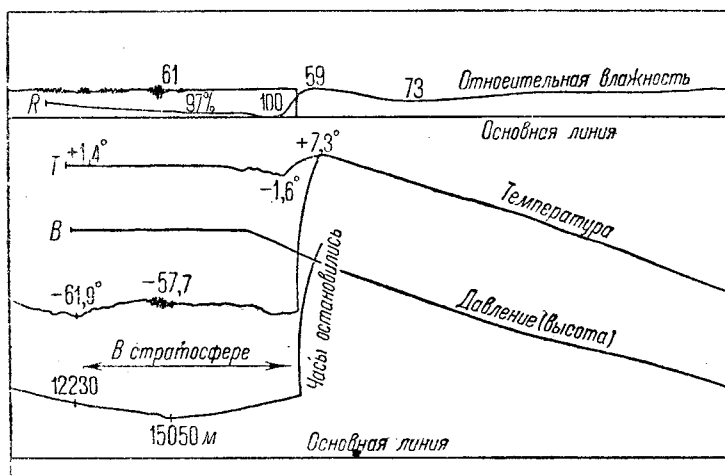


Рис. 64. Запись шара-зонда, достигшего стратосферы (21 декабря 1910 г. Аэрологическая обсерватория в Линденберге).

Вначале полагали, что эти слои представляют собой обычную инверсию с ограниченным распространением по высоте, откуда происходит и теперь еще очень употребительное, но сбивающее с толку название „верхняя инверсия“. Хотя шары-зонды и достигли гораздо больших высот (максимальная высота равна 35,9 км), нигде, однако, не обнаружено ожидавшееся ранее новое падение температуры. По современным представлениям и на больших высотах, пожалуй, нельзя ожидать падения температуры с высотой.

Вначале предполагали, что эти теплые слои воздуха приходят к нам из экваториальных областей и что они участвуют таким образом в общей циркуляции атмосферы между полюсом и экватором. Однако сейчас все более и более убеждаются в том, что эти слои воздуха, очевидно, совершенно отделены от нижних слоев¹. Эти изотермиче-

¹ Эта точка зрения, имевшая так много сторонников в течение первой четверти нашего века, теперь большинством метеорологов оставлена. Благо-

ские слои, очевидно, представляют собой верхнюю границу для всякого вертикального движения, и поэтому они должны совершенно исключаться из общей циркуляции. Поясним это примером. Откажемся от экстраполяции и воспользуемся только теми данными, которые получены при подъемах до 29 км высоты. Для того чтобы воздух мог подняться до высоты 29 км, очевидно, на высоте 13 км (где в действительности воздух имеет температуру — 60°) он должен бы быть нагрет до + 100° Ц.

Этим также объясняется и то, что даже мощные столбы дыма при вулканических извержениях, как это было уже указано на стр. 123, растекаются в стороны у этой поверхности раздела, не проникая в верхние изотермические слои. Только при извержении вулкана Кракатау в 1883 г. эти слои оказались пробитыми, о чем можно было судить по наблюдавшимся после этого аномальным зорям и светящимся облакам. Во всяком случае отсюда совершенно ясно следует, что для пробития этих изотермических слоев нужны такие огромные источники энергии, которых в самой атмосфере нет.

Открытие этой основной поверхности раздела в атмосфере представляет собой, несомненно, самое значительное открытие, которое имело место когда-либо в аэрологии. Представляя собой верхнюю границу всех высоких облаков (за исключением облаков вулканического происхождения), эта поверхность раздела охватывает весь земной шар и делит атмосферу на две части: нижнюю, которую Тейссеран де Бор назвал „тропосферой“, характеризующуюся падением температуры с высотой вследствие вертикального перемешивания, и верхнюю, названную им „стратосферой“, где, повидимому, имеет место лучистое равновесие и поэтому температура ее на всех высотах почти одна и та же.

Высота стратосферы. Более подробные наблюдения за этой поверхностью раздела показали, что высота ее над земной поверхностью с приближением к экватору возрастает. Так, например, Вагнер нашел даже внутри Европы следующую разницу в ее высоте:

для Северной Европы (около 53° широты) 10,7 км
 „ Средней „ („ 48° широты) 11,0 „
 „ Южной „ („ 44° широты) 11,2 „

Для больших разностей широт мы располагаем пока крайне неоднородным материалом. Здесь можно привести следующую табличку, отдельные значения которой, однако, обладают совершенно различным весом:

	Слуцк	Берлин	Мюнхен	Сеп-Луи	Виктория-Ниагара
Географическая широта . . .	60° N	52° N	48° N	38° N	1° S
Высота в км	9,6	10,7	10,9	11	16—17

даря многочисленным исследованиям, проведенным в последние годы, установлено, что процессы, происходящие в тропосфере, теснейшим образом связаны с процессами в стратосфере. Особенно интересны в этом отношении обстоятельные работы финляндского метеоролога Пальмена. (*Прим. перев.*)

Для Виктории-Нианца имеются только три значения, полученные Берсоном и Элиасом: 17,3, 15,4 и около 17 км. Другие наблюдения в тропиках дают меньшие высоты; так, из шести наблюдений, проведенных Тейссеран де Бором и Хергезелем (Hergesell) в различных точках между -18° и $+30^\circ$ широты, средняя высота оказалась равной только 14,2 км; шесть других наблюдений между 30° и 37° дали 13,0 км.¹ Ранее же в тропиках даже на высоте 15 км не находили никаких признаков приближения стратосферы.

Принимая во внимание эти данные, мы, новидимому, не сделаем большой ошибки, определив толщину тропосферы у полюсов приблизительно в 9 км, а у экватора около 16 км.²

Температура поверхности раздела тем ниже, чем эта поверхность выше, так что мы имеем над экватором самые низкие температуры, которые вообще имеют место в атмосфере. Так, над Викторией Нианца была измерена температура около -80°Ц , в то время как над Европой температура в среднем равна -55° , а у полюсов можно ожидать соответственно еще более высокой температуры.³ Однако эти числа нуждаются еще в подтверждении, так как имеющийся материал наблюдений как у тропиков, так в полярных областях очень скуден. Вследствие этого пока вряд ли возможно ближе подойти к вопросу о том, не представляет ли эта поверхность раздела в то же самое время поверхность равновесия при вращении Земли.⁴

¹ Albert Peppier, Temperatur- und Druckgefälle in grossen Höhen, „Beitr. z. Phys. d. freien Atm.“, 4, 1, стр. 13, 1910.

² Более поздние и более надежные данные, сведенные Зюрингом в книге: Hann-Süring „Lehrbuch der Meteorologie“, дают такой же результат в отношении высоты стратосферы, а именно:

Место наблюдения	Батавия	Субтропики	Канада	Северная Италия	Средняя Европа	Лапландия
Широта	7°	30°	43°	45°	50°	68°
Начало стратосферы	17	14	11,7	11,1	10,5	10,4 км
Температура	-85	-63	-61	-59	-56	-57° Ц

(Прим. перев.).

³ Самая низкая температура, измеренная когда-либо в атмосфере, была зарегистрирована на высоте 15,5 км в Батавии и равна $-91,9^\circ\text{Ц}$. (Прим. перев.).

⁴ Сплюснутость „верхней инверсии“ значительно больше сплюснутости Земли. Допустим, что Земля представляет собой твердое шарообразное ядро, окруженное жидкостью. Тогда для сплюснутости поверхности жидкости будем иметь следующее выражение:

$$\frac{1}{582 \left(1 - 0,6 \frac{\rho}{\delta_m} \right)},$$

где ρ — плотность жидкости, δ_m — средняя плотность Земли, равная 5,5.

Если примем ρ равным единице (что справедливо для воды), то сплюснутость будет равна $\frac{1}{520}$. Если же считать ρ равным δ_m , то получим для

сплюснутости однородного земного тела $\frac{1}{232}$. Действительная же сплюснутость Земли, как легко заметить, должна находиться между этими двумя значе-

Высота этой поверхности раздела в одном и том же месте отнюдь не постоянна. Тейссеран де Бор впервые заметил, что в области барометрической депрессии (в циклоне) она опускается приблизительно на 1 км, в области же максимума (в антициклоне) она подымается на 1 км выше нормального уровня.¹ По последним наблюдениям граница стратосферы в передней части депрессии лежит значительно выше, чем в тылу. Здесь может быть приведено очень правдоподобное объяснение этого факта влиянием вертикальной компоненты отклоняющей силы вращения Земли. Она действует так, что западный ветер создает некоторую компоненту, направленную вверх, а восточный ветер сопровождается некоторой компонентой, направленной вниз, так что господствующий в южной части циклона западный ветер в том пункте, где он переходит в южный, то-есть в передней части циклона, должен подымать границу стратосферы; обратно, господствующий в северной части циклона восточный ветер опускает границу стратосферы в тылу циклона.

При таком изменении высоты стратосферы над одним и тем же местом температура ее оказывается тем ниже, чем выше расположена поверхность раздела.²

Вагнер, кроме того, показал,³ что температура стратосферы изменяется также в зависимости и от времени года, а именно (над Средней Европой): между — 49° (в июне) и — 60° (в декабре).

Распределение влажности в стратосфере. Тот замечательный факт, что поверхность раздела, существующая между тропосферой и стратосферой представляет собой одновременно и верхнюю границу самых высоких облаков, не снимает, однако, вопроса о распределении влажности над этой поверхностью, а делает его особенно интересным. К сожалению, до сих пор еще не преодолены все инструментальные затруднения.

Как показал Клейншмидт (Kleinschmidt),⁴ при низких температурах инерция волосного гигрометра чрезвычайно сильно возрастает, и температура начинает непосредственно влиять на длину волоса и остальных частей прибора, и благодаря этому результаты наблюдений становятся весьма сомнительными. Таким образом мы пока совершенно не имеем надежных наблюдений влажности в стратосфере.

Между тем я указал⁵ на то, что можно теоретически найти рас-
 ниями. Она равна $\frac{1}{299}$. „Верхняя инверсия“, напротив, должна соответствовать более сильной сплюснутости, а именно $\frac{1}{200}$. Вопрос о том, возможно ли эту сплюснутость объяснить только вращением Земли, остается открытым.

¹ IV. Konferenz d. Intern. Komm. f. wiss. Luftschiff. 1904, стр. 112.

² Так, Регер (Reger) дает следующие значения температуры нижней границы стратосферы в зависимости от ее высоты:

Высоты	8	8—9	9—10	10—11	11—12	12 км
Температура стратосферы . . .	—48,3	—50,5	—51,5	—56,3	—60,1	—62,9°Ц

(Прим. перев.).

³ Die Temperaturverhältnisse in der freien Atmosphäre, „Beitr. z. Phys. d. freien Atm.“, 3, 2—3, стр. 57, 1909.

⁴ Die Feuchtigkeitsmessung bei Registrierballonaufstiegen; „Beitr. z. Phys. d. freien Atm.“, 2, 3, стр. 99, 1907; Ueber die Feuchtigkeitsverhältnisse der oberen Inversion, там же, 2, 5, стр. 205, 1908;

⁵ Ueber Temperaturinversionen, „Beitr. z. Phys. d. freien Atm.“, 4, 1, стр. 55, 1910.

пределение влажности в стратосфере, если допустить, что водяной пар в стратосфере находится в диффузном равновесии с другими газами, что при отсутствии вертикального перемешивания является весьма вероятным. В таком случае, полагая, что распределение водяного пара выше 11 км подчинено законам идеальных газов, можно определить его содержание, пользуясь приведенными выше расчетами состава воздуха.

В качестве начального значения при расчете распределения влажности в стратосфере можно принять упругость водяного пара на поверхности раздела между тропосферой и стратосферой равной:

$$e_0 = 0,0137 \text{ мм.}^1$$

Исходя из этого „парциального давления водяного пара“ и пользуясь приведенной в главе V формулой, можно определить уменьшение давления с высотой; эта формула для водяного пара будет иметь вид:

$$\lg e = \lg e_0 - \frac{h}{29540 \left(1 + \frac{t}{273}\right)}$$

С помощью этой формулы определяется упругость пара e на всех высотах. Так как температуру повсюду можно принять равной—55°, то отсюда не трудно получить сразу значения относительной влажности. Результат получается следующий:

Теоретическое распределение влажности в стратосфере

Высота в км	Давление в мм	Относительная влажность в %	Высота в мм	Давление в мм	Относительная влажность в %
11	0,0137	51	30	0,00215	8,0
15	0,00890	33	35	0,00131	4,9
20	0,00569	21	40	0,000806	3,0
25	0,00349	13	45	0,000496	1,8
			50	0,000305	1,1

Как видно, относительная влажность с высотой должна непрерывно уменьшаться и уже на высоте 30 км достигать таких значений, которые практически неизмеримы волосным гигрометром. Таким образом этим вполне объясняется тот факт, что в стратосфере не происходит образование облаков.

Однако светящиеся ночные облака, наблюдаемые на высоте 70—80 км, указывают на то, что теоретические значения не отвечают действительности, так как для возникновения светящихся облаков должно существовать насыщение по отношению ко льду. Если действительно температура на больших высотах остается постоянной,

¹ На поверхности раздела относительная влажность принимается равной 50%. При помощи формулы Тизена она затем переводится в упругость пара (так как при таких низких температурах измерение влажности невозможно). В моей работе вместо названной формулы я воспользовался графической экстраполяцией, давшей мне несколько иные значения. Неважно, какие из них вернее, так как по существу здесь не требуется большой точности.

то в таком случае необходимо было бы ожидать нового возрастания относительной влажности с высотой, если только допустить, что светящиеся ночные облака состоят из продуктов конденсации, а не из какого-либо другого газа, на что уже указывали некоторые исследователи, но что является мало вероятным.

Приведенные выше значения влажности соответствуют диффузному равновесию, к которому стремится водяной пар в атмосфере; отдельные отклонения, в распределении влажности, вызываемые вулканическими извержениями, в течении более или менее продолжительного промежутка времени исчезают, пока аномальное состояние не возобновится новым извержением. Необходимо в дальнейшем проверить, насколько наблюдения подтвердят эти теоретические соображения.

Ветер в стратосфере. Уже при рассмотрении вопроса о светящихся облаках было указано на то, что сильный восточный ветер быстро уносит эти облака. Это обстоятельство делает вероятным предположение, что верхние слои атмосферы очень слабо участвуют в общем вращении вокруг земной оси. Поэтому вопрос о распределении ветра в стратосфере заслуживает особого внимания.¹

К сожалению материал наблюдений крайне скуден. Однако на основании даже имеющегося материала мы уже можем сделать некоторые заключения. Отметим, что нижние слои стратосферы находятся под влиянием меняющихся по скорости и направлению ветров в нижележащей тропосфере и во всяком случае они не отстают от вращающейся Земли. В средних слоях стратосферы это отставание уже становится заметным, а верхние слои ее обладают лишь половиной угловой скоростью.

Шары-зонды в большинстве случаев дают возможность судить лишь о нижних слоях стратосферы. Бассус (Bassus)² из 9 базисных наблюдений за шарами-зондами, достигшими стратосферы, смог лишь заключить, что выше 11 км наблюдается „уменьшение скорости ветра“ и „полное отсутствие закономерностей в направлении ветра“. Напротив, по Вагнеру,³ при подъеме шара-зонда выше границы стратосферы, лежащей здесь на высоте 12 км, уже с 20 км наблюдался ESE ветер (подъем был до 26,6 км).

Массы дыма, выброшенные во время извержения Кракатау и обусловившие известные аномальные зори, по наблюдениям Бишопа, произведенным в Гонулду, первоначально заполняли всю стратосферу до верхней границы слоев, рассеивающих свет, а через четверть года после извержения, когда это явление переместилось в умеренные широты, этот дым опустился в тропосферу. Но Киеслингу (J. Kiessling)⁴ этот дым переносился восточным ветром со скоростью 35 — 45 м/сек (отдельные результаты измерений таковы: 45, 42, 35,8 и 37,1 м/сек; в четырех пунктах удалось также наблюдать возвращение этой пыли

¹ См. мою заметку „Die Windverhältnisse in der Stratosphäre“, „Met. Zeitschr.“, 1911.

² K. v. Bassus, Ueber die Windverhältnisse in der oberen Inversion, „Beitr. z. Phys. der freien Atm.“, 2, стр. 92, 1907.

³ A. Wagner, Die höchsten Registrierballonaufstiege, „Met. Zeitschr.“, 1909, стр. 88.

⁴ J. Kiessling, Untersuchungen über Dämmerungserscheinungen, Hamburg und Leipzig 188, стр. 118.

после полного оборота вокруг Земли, продолжавшегося 12 — 13 дней; отсюда следует, что скорость ветра была 36 — 39 м/сек).

Далее уже упомянутые выше светящиеся ночные облака постоянно давали сильный восточный ветер на высоте 82 км. Иессе¹ пишет о них¹: „Что касается скорости и направления ветра, то и в этот раз оказалось, что главная компонента движения направлена с востока на запад со скоростью около 100 м/сек; скорость же вращения соответствующей зоны Земли на высоте облаков составляет 240 м/сек и направлена с запада на восток.“²

Кроме того, наблюдалась небольшая меняющаяся меридиональная компонента, которая была направлена с севера на юг“.

Ранее предполагалось, что этот восточный ветер на больших высотах представляет собой часть общей циркуляции атмосферы; по теории Ферреля (Ferrel) это и должно было иметь место. Однако более вероятным является предположение, которое уже было нами упомянуто выше, этот постоянный ветер обусловлен меньшей скоростью вращения атмосферы вокруг земной оси.³

Вид кривой состояния при различной высоте стратосферы. При местных поднятиях или опусканиях этой огромной поверхности



Рис. 65. Поднятие и опускание верхней инверсии.

раздела даже из чисто теоретических соображений следует ожидать характерных изменений кривой состояния; как показывает наблюдение, такие изменения, действительно имеют место. В чем состоят эти изменения, легко определить с помощью рис. 65 и 66. На рис. 65

слева (а) дан вертикальный разрез местного поднятия поверхности раздела, отмеченной на рисунке жирной линией. В этом

¹ Berliner Sitz-Ber., 1891, стр. 467; „Met. Zeitschr.“, 1891, стр. 307.

² Все дальнейшие наблюдения подтверждают наличие максимума скорости ветра на границе между тропосферой и стратосферой, причем этот максимум не случайный, а резко выделяется даже в многолетних средних. Так, Пепплер (Peppier) приводит следующие данные для скорости ветра над Европой:

Высота	1	2	3	4	5	6	7
Год	5,7	6,8	8,1	9,4	11,0	12,5	14,1
Лето	5,6	6,3	7,5	8,6	9,8	11,2	12,6
Зима	5,8	7,3	8,7	10,3	12,2	14,0	15,7

При этом на высоте границы стратосферы, равной 8 км, максимум ветра совпадает с границей стратосферы, а при высоте в 14 км максимум скорости ветра находится на 2 км ниже ее.

Однако эти данные характеризуют лишь распределение ветра в ясные безоблачные дни с хорошей видимостью, когда шар-пилот можно наблюдать до большой высоты. Распределение же ветра в стратосфере в пасмурные дни остается совершенно неисследованным. (Прим. перев.).

³ Наконец, на основании наблюдений за дымовыми следами, образующимися после сгорания падающих звезд в слое от 30 до 80 км, наблюдался преимущественно восточный ветер, а в более высоких слоях от 80 до 120 км — опять начинал преобладать западный ветер.

Однако систематических наблюдений над ветром в стратосфере пока нет, поэтому окончательного суждения за распределением ветра в стратосфере высказать нельзя. (Прим. перев.).

случае линии, равной потенциальной температуры пойдут в стратосфере так, как изображено на рисунке пунктиром. Их поднятие представляет непосредственно поднятие самого воздуха. Самым существенным является то, что в этом поднятии принимают участие лишь самые нижние слои стратосферы, в то время как более высокие остаются ненарушенными. Обратный случай, соответствующий опусканию поверхности раздела, изображен на рис. 65 справа (*b*).

В силу сказанного нижние слои стратосферы, лежащие над поднимающейся поверхностью раздела, будут сжаты, и поэтому, подобно рассмотренному нами образованию приземных инверсий, здесь изотермия будет переходить в инверсию. Обратное, если нижние слои стратосферы будут расширяться, то будет наблюдаться более или менее заметное падение температуры с высотой.

Поэтому кривая состояния в зависимости от высоты границы стратосферы будет иметь вид одной из кривых, изображенных на рис. 66. Кривая, помещенная по середине, соответствует нормальной высоте; кривая *a* с заметно выраженной инверсией будет соответство-

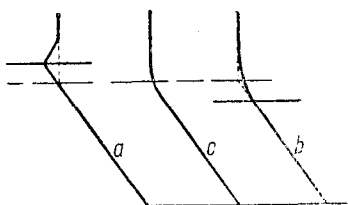


Рис. 66. Теоретическая кривая состояния при различной высоте верхней инверсии.

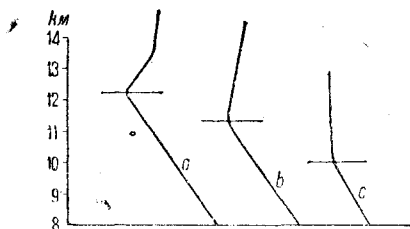


Рис. 67. Наблюдаемая кривая состояния при различной высоте верхней инверсии (по Шмаусу).

вать поднятию, а кривая *b* с почти совершенно размытой границей— опусканию стратосферы.

Если сравнить с этими теоретическими кривыми состояния те, которые были получены Шмаусом (Schmauss) по данным подъемов шаров-зондов в Мюнхене,¹ то, как видно из рис. 67, мы получим почти полное совпадение. Далее Шмаус сгруппировал все подъемы по типам кривой состояния и для каждой группы вычислил среднюю высоту стратосферы. Получился следующий результат: группа *a* (11 случаев) дала высоту, равную 12 230 м, группа *b* (14 случаев) — 11 370 м и группа *c* (12 случаев) — 9 990 м.

Надо еще заметить, что поднятие и опускание поверхности раздела должно сильно сказываться на изменении относительной влажности, а именно: каждому поднятию будет соответствовать рост относительной влажности, а опусканию — уменьшение ее. Количественные исследования в этом направлении не производились; однако в справедливости этого легко убедиться: форма *a* появляется над перисто-слоистыми облаками (образование которых связано с поднятием поверхности раздела), в то время как форма *c* наблюдается в тех случаях, когда область перистых облаков совершенно ясно выражена.

¹ Die obere Inversion, „Met. Zeitschr.“, 1909, стр. 241.

Теория лучистого равновесия. По исследованиям Гольда (Gold)¹ и Гемфриса (Humphreys)² причину изотермии в стратосфере надо искать в процессах лучеиспускания: при этом наблюдаемая в стратосфере температура — 55° соответствует равновесию между поглощением лучистой энергии и лучеиспусканием. В частности, из исследований Гемфриса, выводы которого, однако, не вполне совпадают с действительностью, следует, что в стратосфере имеет место лучистое равновесие, состоящее в основном из равенства поглощения лучистой энергии, получаемой стратосферой от Земли, и отдачи ее в мировое пространство путем лучеиспускания.

Обозначим через α абсорбированную, а через ε — падающую энергию; тогда $\frac{\alpha}{\varepsilon}$ — относительная абсорбция. В таком случае отношение излучения E к относительной абсорбции, то-есть величина

$$J = \frac{E}{\left(\frac{\alpha}{\varepsilon}\right)}$$

по закону Кирхгофа (Kirchhoff) будет величиной постоянной при заданной температуре и альбедо рассматриваемого тела (в данном случае стратосферы).

Если имеет место лучистое равновесие, то $E = \alpha$, а также $J = \varepsilon$.

После этих предварительных замечаний рассмотрим последовательно следующие два случая:

1. Представим себе, что стратосфера ограничена двумя бесконечно большими горизонтальными плоскостями, имеющими температуру T_1 , и пусть лучистая энергия переходит от одной плоскости к другой. Если имеет место лучистое равновесие, то стратосфера должна иметь ту же температуру T_1 , и тогда константу J мы можем положить равной:

$$J_1 = 2\varepsilon,$$

если через ε обозначить только ту энергию, которая проходит через стратосферу от одной плоскости к другой.

2. Чтобы перейти к действительным соотношениям, представим себе теперь, что верхняя плоскость удалена, так что стратосфера может свободно излучать в мировое пространство, и выждем, пока вновь установится лучистое равновесие, причем позаботимся о том, чтобы нижняя плоскость имела все время одну и ту же температуру T_1 . В этом случае, очевидно, мы будем иметь:

$$J_2 = \varepsilon,$$

где ε имеет то же самое значение, что и в предыдущем.

Тогда:

$$\frac{J_1}{J_2} = 2. \tag{a}$$

¹ The isothermal layer of the atmosphere and atmospheric radiation, „Proc. Roy. Soc.“, 82, стр. 43.

² Vertical temperature-gradients of the atmosphere, especially in the region of upper inversion. „Astrophys. Journal“, 29, 1909, Nr. 1, стр. 14; см. также реферат Вегенера в „Met. Zeitschr.“, 1909, стр. 172, которого мы придерживаемся.

Сделаем теперь упрощающее, но не вполне справедливое допущение, что тропосфера в отношении излучения ведет себя как абсолютно черное тело, что можно выразить через:

$$\alpha = \epsilon;$$

тогда по определяющему J уравнению следует:

$$J_1 = E_1 \quad \text{и} \quad J_2 = E_2,$$

так что уравнение (а) можно переписать так:

$$\frac{E_1}{E_2} = 2. \quad (\text{в})$$

Воспользуемся теперь известным законом Стефана-Больцмана, который гласит:

$$\frac{E_1}{E_2} = \frac{T_1^4}{T_2^4},$$

тогда мы получим:

$$\frac{T_1^4}{T_2^4} = 2,$$

откуда

$$T_1 = T_2 \sqrt[4]{2} = \frac{119}{100} \cdot T_2,$$

где T_2 — действительная температура стратосферы, равная приблизительно — 55°Ц или 218° abs . Тогда $T_1 = 259^\circ \text{ abs}$ или — 14°Ц . Таким образом здесь дело обстоит так, как будто бы под стратосферой расположена плоскость с температурой — 14°Ц , лучистая энергия от которой проходит сквозь стратосферу. Такая температура действительно господствует на уровне *A-Cu* приблизительно на высоте 4300 м. Интересно, что это как-раз та высота, которая по другим исследованиям соответствует среднему положению начальной плоскости земного излучения. Если только Земля покрыта облаками, то излучение идет уже не от земной поверхности, а от облаков, и поэтому в среднем упомянутую выше высоту можно рассматривать, как начальную излучающую поверхность.

Хотя эти соображения ни в коей мере не являются безупречными, они, однако, достаточны для того, чтобы сделать вероятным предположение, что изотермические слои стратосферы находятся в лучистом равновесии и что для объяснения температуры ее нет основания искать других причин.

ФИЗИКА ОБЛАКОВ

XVI. Общая морфология облаков

Причины конденсации. Предположение Джемса Хюттона (James Hutton, 1784 г.), что облака образуются благодаря перемешиванию воздушных масс различной температуры, долгое время пользовалось широким признанием. Понадобились тщательные количественные исследования Ханна,¹ Перритера² и Бецольда,³ чтобы доказать, что конденсация при перемешивании ничтожна, что уже на этом основании влиянием этого фактора можно пренебречь при обсуждении вопроса об образовании облаков в атмосфере; осадки, получающиеся при перемешивании различных масс воздуха, даже при самых благоприятных условиях очень незначительны. Мы можем здесь ограничиться ссылкой на указанные работы, особенно на работу Бецольда, отличающуюся большой убедительностью. Хотя Бецольд своими исследованиями стремился вскрыть недостаточность гипотезы образования облаков при перемешивании, он все же не смог полностью освободиться от старой точки зрения. В заключение своего исследования он дает целый ряд облачных форм, возникновение которых он объясняет перемешиванием. Мы в данном случае не будем следовать за ним. По нашему мнению, действительной причиной образования облаков является почти исключительно адиабатическое расширение при поднятии влажного воздуха.

Только туман, густо покрывающий земную поверхность, является, пожалуй, единственным видом облака, имеющим другое происхождение. Здесь очевидно имеет место охлаждение нижних слоев воздуха благодаря соприкосновению с холодной земной поверхностью; эти слои благодаря трению и возникающим при этом вихрям перемешиваются с вышележащими слоями, и таким образом охлаждение распространяется все выше и выше. В конечном счете соприкосновение с земной поверхностью позволяет образоваться особому виду облаков.

Международная классификация облаков. Еще в 1803 г. Люке Говард (Luke Howard) дал наименование и классификацию облаков, которая в общем сохранилась до настоящего времени.⁴ Вытекающая

¹ Ueber den Einfluss des Regens auf den Barometerstand und die Entstehung der Niederschläge, „Zeitschr. d. Österr. Ges. f. Met.“, 9, 1874, стр. 295.

² Berechnung der Niederschlagsmengen bei Mischung feuchter Luftmassen, „Zeitschr. d. Österr. Ges. f. Met.“, 17, 1882, стр. 421.

³ Gessammelte Abhdlg., Braunschweig 1906, стр. 145.

⁴ On the modifications of clouds, London 1803; вновь издан Гельманом, Neudrucke Nr. 3, Berlin 1894.

отсюда „международная“ классификация облаков,¹ употребляемая в настоящее время наблюдателями, была в значительной мере разработана и согласована в 1886 г. Гильдебрансоном (Hildebrandsson) и Аберкромби (Abercromby). Это было после проведенных в Упсале в 1884—1885 гг. измерений высот облаков, давших представление о распределении различных форм их по высотам, а также после наблюдений, проведенных Аберкромби во время его путешествия, которые дали некоторые константы наблюдаемых форм для различных широт. Эта международная классификация различает следующие десять видов облаков²: Cirrus — перистые (*Ci*), Cirro-Stratus — перисто-слоистые (*Ci-Str*), Cirro-Cumulus — перисто-кучевые (*Ci-Cu*), Alto-Cumulus — высоко-кучевые (*A-Cu*), Alto-Stratus — высоко-слоистые (*A-Str*), Strato-Cumulus — слоисто-кучевые (*Str-Cu*), Nimbus — дождевые (*Ni*), Cumulo-Nimbus — кучево-дождевые (*Cu-Ni*), Cumulus — кучевые (*Cu*), Stratus — слоистые (*Str*). Последовательность в этом ряду приблизительно соответствует распределению облаков по высоте. Кроме этих форм, был назван еще дополнительно целый ряд разновидностей и переходных форм облаков, на которых здесь мы не будем останавливаться в отдельности, так как это завело бы нас слишком далеко.

Если внимательно присмотреться к этой классификации, то мы увидим, что в основу ее положены различные принципы. Во-первых, постоянное противопоставление между слоистыми и кучевыми облаками, проходящее через весь наш ряд. На сущности этих двух форм мы остановимся подробнее позднее. Далее пользуются также различием между ледяными и капельножидкими облаками. А именно, добавляемые названия основаны на том представлении, что вся нижняя половина тропосферы (по массе, таким образом, до высоты 4000 м) является областью капельножидких облаков, верхняя же является областью ледяных кристаллических облаков. Поэтому облака, лежащие на высоте около 4000 м, получают приставку *Alto*, таким образом подчеркивается, что они в основном одинаковы с нижними облаками, в то время как облака, лежащие выше, перистые, являются чем-то существенно иным.

Это подразделение облаков на ледяные и капельножидкие при ближайшем рассмотрении таит в себе большие трудности, которые при введенных обозначениях приводят к большой путанице. Так, нижние облака часто состоят из льда, хотя и не принимают форму перистых облаков. Кучевые облака, лежащие выше нулевой изотермы, состоят в верхних своих частях почти исключительно из крупы или снежинок, а зимой каждое слоистое облако содержит крупу или снежные хлопья. Кроме того, имеются также и переходные формы, как например формы, стоящие между *A-Cu* и *Ci-Cu*; следует также упомянуть о продолжительной дискуссии по поводу так называемых „ложных“ перистых облаков. Как будет указано ниже, распределение относительной влажности в ледяном облаке дает возможность провести естественную классификацию облаков, построенную на совершенно ином основании. Здесь необходимо только указать на то, что при этой классификации облака, вызывающие явление гало, необходимо рассматривать как особый класс, для кото-

¹ См. добавление в конце книги. (*Прим. перев.*)

² Atlas international des nuages, Paris, Gauthiers-Villars, 1886; 28 рисунков на 14 таблицах фотохромотипа; французский, английский и немецкий тексты.

рого мы употребим название кристаллических облаков, так как они, в противоположность всем остальным, состоят из полных кристаллов.

Третьим принципом международной классификации облаков являются уже рассмотренные нами детально облачные яруса. Без дальнейших объяснений очевидно, что эти облачные яруса должны дать здоровую основу для естественной классификации облаков, если только удастся локализовать их с достаточной уверенностью. Однако до тех пор, пока не устранены все сомнения даже в отношении существования закона слоистости облаков, применение его к классификации облаков является крайне ненадежным.

Пользование установленными Зюрингом шестью облачными ярусами представляет большую трудность для наблюдателя, находящегося на земной поверхности, требуя от него большого умения оценивать расстояния на-глаз. Это сказалось также и в том, что в обычном обозначении облаков в основу первоначально было положено разделение их только на три класса (нижние: *Stratus* и *Cumulus*; средние: *Alto-Stratus* и *Alto-Cumulus*, верхние: *Cirro-Stratus* и *Cirro-Cumulus*). Однако совершенно естественно, что при классификации облаков ни в коем случае недопустимо оставлять неточность в определении класса облака. Никто не сможет опровергнуть того, что лучше было бы иметь четкую естественную классификацию облаков, не имея возможности констатировать род облака по одной только внешней оценке; при существующем же сейчас ненадежном определении мы имеем сомнительно преимущество, фактически имея под рюками только одно название облака.

В международной классификации облаков было сознательно сделано недопустимое упрощение, состоящее в разделении облаков по трем ярусам. Одновременно однако позаботились о том, чтобы все шесть ярусов были заполнены. Но так как при этом избегали вводить новые названия соответственно увеличившемуся числу ярусов и так как пользовались исключительно старыми комбинациями, то облака распределили так, что каждый ярус имеет минимум одно название. В результате получилась в высшей степени досадная путаница. В то время как в основном правильная идея расположить в каждом ярусе кучевые и слоистые формы, *Ci-Cu* например, отнесены к шестикилометровому ярусу, *Ci-Str* — к восьмикилометровому ярусу; в результате, слоистые облака на высоте 6 км обозначаются попеременно — то как *A-Str*, то как *Ci-Str* и т. д. В этом отношении небезынтересно, что по Зюрингу¹ получается гораздо более яркая картина в распределении облачных ярусов, если исследовать частоту появления облаков на различных высотах, не обращая внимания на форму облаков, чем при сопоставлении средних высот отдельных форм. Это можно объяснить только тем, что мы, вводя наше обозначение, разделяем то, что должно быть вместе, и собираем то, что должно быть разделено.

В самом деле, пора покончить со сбивающей со толку международной классификацией и вместо нее дать естественную классификацию, основанную на распределении облачных ярусов. В этом случае необходимо будет давать наименования наблюдаемой форме облака в зависимости не от того, как видит его наблюдатель с земной поверхности, а необходимо будет описать облако как оно есть, при-

¹ Bericht über d. Ergebn. d. deutsch. Wolkenbeob. im Internat. Wolkenjahr. „Met. Zeitschr“, 1904, стр. 358.

чем наблюдатель в этом случае должен иметь возможность совершенно свободно выбрать место наблюдения внизу, вверху, вблизи или даже внутри облака. Первую ориентировку в этом направлении мы попытаемся дать в дальнейшем; однако здесь не место для исчерпывающего описания принципов естественной классификации облаков, тем более, что некоторые приведенные здесь соображения не прошли еще через огонь критики.

Слоистая и кучевая формы. Слоистая и кучевая формы являются основными формами облаков и могут появиться в любом ярусе, образуя многочисленные вариации и комбинации облачных форм. Слоистые формы образуются при поднятии поверхности раздела, однако они целиком принадлежат нижнему слою, имея резкую, почти плоскую верхнюю поверхность, совпадающую с поверхностью раздела.

Причины подобного поднятия поверхности раздела могут быть различными. На рис. 68 вверху изображен случай, когда поднятие имеет местный характер, как например при воздушных волнах или при волнах у препятствий. Общее поднятие поверхности раздела может быть вызвано, например, уменьшением горизонтального распространения слоя, следовательно его „разбуханием“ (Schwellung). Упомянем также о наклоне поверхности раздела, благодаря чему слои располагаются не строго горизонтально, а могут скользить вверх или вниз по наклонной плоскости.

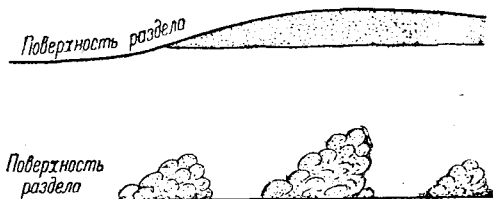


Рис. 68. Схема образования слоистых облаков (поднятие поверхности раздела) и образование кучевых облаков (пробивание поверхности раздела).

Типичные формы слоистых облаков на уровне 600 — 1600 м уже приведены были выше на рис. 36 — 39 на фотографиях, произведенных с воздушного шара. Наблюдатель, находящийся под облаком, видит в таких случаях только размытую поверхность облака без каких-либо деталей, так как оно почти непрерывно переходит в лежащий под ним воздух, относящийся к тому же слою.

У кучевых облаков как внешний вид, так и происхождение совершенно иные. Здесь мы видим большое количество изолированных облачных шаров, в идеальном случае имеющих одинаковые размеры и удаленных на равные расстояния друг от друга; основание этих облаков находится в нижнем слое, а вершина высоко поднимается, проникая в верхние слои. Таким образом они представляют собой отдельные воздушные струи, переходящие из одного слоя в другой. Отдельные *Сш* при этом не имеют большого постоянства формы. Часто в отдельных местах движение облака ослабевает, облако исчезает, чтобы дать место новому образованию. В верхних облачных ярусах в *А-Сш* и *Сш-Сш* мы видим этот процесс повторяющимся с большой закономерностью. В нижних слоях, напротив, благодаря неровности земной поверхности облака в некоторых местах усиливаются, в других ослабляются, так что в конце концов здесь образуются изолированные, но зато выше поднимающиеся кучевые облака, часто имеющие вершину в форме наковальни. Напротив над поверхностью океана даже в ниж-

них слоях наблюдается такое же закономерное распределение кучевых облаков, какое имеет место обыкновенно в верхних слоях. Рис. 69 и 70 представляют образование кучевых облаков на высоте 600 м в области пассата в Атлантическом океане. В обоих случаях даны одни и те же облака, но в двух различных азимутах, обра-



Рис. 69. Кучевые облака на высоте 600 м в области пассатов в Северном Атлантическом океане (вид на север).



Рис. 70. Те же облака (вид на запад).

зующих между собой угол в 90° . На первом снимке, который дает вид облаков сбоку, можно видеть по их наклону, что в верхних слоях господствует другое направление ветра, чем у основания облаков,

что указывает, очевидно, на переход облака через поверхность раздела.¹ Второй снимок дает вид облака спереди и позволяет обнаружить относительно большую закономерность как в расположении, так и в величине облаков.



Рис. 71. Кучевые облака на высоте 1500 м. (снято с аэростата на высоте 2000 м).

Рис. 71 и 72 дают пример образования облаков на высоте 1600 м (вид сверху). Так как съемка сделана над земной поверхностью, то здесь отдельные неправильности выступают значительно рельефнее.

¹ Ср. описание *Кеттнера*: Einiges über Wolkenformen, „Met. Zeitschr.“, 1887, стр. 258.

Особого рассмотрения заслуживает свободно совершающийся подъем облака, возникающий неожиданно во время образования кучевых облаков, который происходит так, что в том месте, где только что началась конденсация, она тотчас распространяется на очень большие массы воздуха. Причину этого внезапно появляющегося подъема надо искать в освобождающейся при конденсации теплоте. Явление должно совершаться следующим образом: первые, образующиеся при конденсации частички, чрезвычайно малы и требуют по вычислениям Томсона значительного пересыщения. Чтобы в рассматриваемом месте могли образоваться первые капли, необходимо, чтобы воздух в нижнем слое имел около 105% относительной влажности. Но как только появились эти капли, они начинают быстро расти, приближаясь к раз-

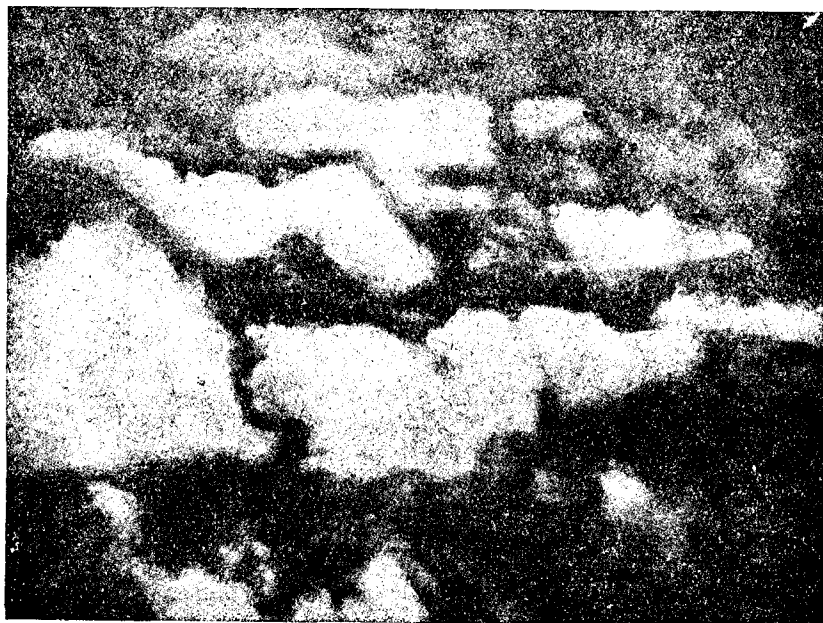


Рис. 72. Кучевые облака на уровне 1600 м (вид с аэростата с высоты 2000 м).

мерам дождевых капель, причем тотчас же конденсируется весь водяной пар, превосходящий относительную влажность в 100,00012%. Благодаря этому температура массы, в которой происходит конденсация (например около 15°), повышается скачкообразно приблизительно на 1/2°, и кучевое облако быстро поднимается вверх. Кучевые облака могут также расти и благодаря абсорбции солнечных лучей. Здесь уместно указать на нередко наблюдаемое во время полетов явление, когда плоский покров слоистых облаков к полудню проявляет сильную тенденцию к образованию отдельных вершин кучевых облаков. Хотя подобные образования кучевых облаков при отсутствии Солнца никогда не наблюдаются, все же этому фактору мы должны приписать второстепенное значение, что вполне понятно, если принять во внимание высокое альbedo облаков.

Легко видеть, что инверсионная поверхность должна играть большую роль в образовании кучевого облака. Поверхность облачного моря часто покрыта наизнанку друг на друга кучевыми образованиями, поднимающимися из сплошного облачного слоя, как это видно на приведенных нами рис. 38 и 39. Повидимому, здесь инверсия была недостаточно сильна для того, чтобы задержать поднимающийся благодаря освобожденному при конденсации теплу воздух, в то время как на рис. 36, где подобные кучевые образования отсутствуют, инверсия была вероятно гораздо более сильной.

Необходимо также обратить внимание еще и на то, что процесс образования кучевых облаков на поверхности раздела возможен только тогда, когда нижний слой теплее верхнего. А это может иметь место как при нагревании нижнего слоя, так и при охлаждении верхнего.

В первом случае мы будем иметь обыкновенные летние кучевые облака, а во втором — так называемые „динамические“ кучевые облака (по Зюрингу).¹ Расположенные на высоте 4 000 м „динамические“ кучевые облака в большинстве случаев обозначаются как *Alto-Cumulus castellatus* и являются надежными предвестниками грозы.²

Комбинация кучевых и слоистых облаков. Обычно встречаются две различных комбинации кучевых и слоистых облаков: они схематически изображены на рис. 73. С одной стороны, мы имеем образование кучевых облаков на поверхности слоистых, а с другой стороны, — растекание вершин кучевых облаков и переход их в слоистые тогда, когда инверсионная поверхность препятствует дальнейшему росту кучевого облака.

Первый случай уже нами описан; специальной иллюстрацией может служить приведенный уже рис. 38. Второй процесс представлен на рис. 74,³ на котором воспроизведено несколько башен кучевых облаков, образовавшихся над высокими швейцарскими Альпами. Одна из этих башен на высоте около 6 000 м достигла поверхности раздела и распространилась здесь в горизонтальном направлении.

Гораздо чаще, впрочем, можно наблюдать такое растекание при образовании обычных кучевых облаков на небольших высотах, когда, растекаясь, они образуют сплошную облачную пелену. На это явление обратили внимание Лей (Ley)⁴ и Де-Кервен;⁵ они назвали эти облака

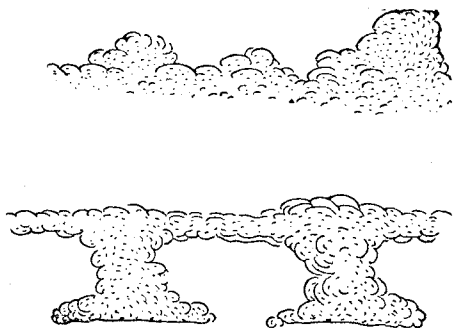


Рис. 73. Вверху кучевые облака на слоистых; внизу — слоистые на кучевых (схема).

¹ *Süring*, Verschiedene Arten von Haufenwolken. „Met. Zeitschr.“, 1900, стр. 177.

² *Körpen*, Zwei merkwürdige Nachtgewitter im Sommer, 1890. „Annal. d. Hydr. u. m. r. Met.“ II, Febr. 1891; далее *Vincent*, Études sur les nuages, III, 1903; *de Quercain*, Zur Kenntnis der Wolkenformen. „Met. Zeitschr.“, 1904, стр. 137, и *он же*: Beiträge zur Wolkenkunde. „Met. Zeitschr.“, 1908, стр. 445. — Впервые они были описаны *Ol. Lay* (1879).

³ Из *G. A. Gjer* Im Ballon über die Jungfrau nach Italien, Berlin 1908.

⁴ *Cloudland*, London 1894, стр. 78.

⁵ Beiträge zur Wolkenkunde, „Met. Zeitschr.“, 1908, стр. 433.

слоисто-кучевыми (Cumulo-Stratus) или также слоистыми, образовавшимися из кучевых облаков (Stratus Cumulogenitus). Нередко на их нижней стороне образуются вымеобразные формы (Mammatoformen).

К этой категории относятся также формы, представленные на рис. 75. Хотя эти облака имеют очень ярко выраженную форму и встречаются чрезвычайно часто, они все же не имеют никакого специального названия; это объясняется тем, что в большинстве случаев эти облака удается наблюдать только с воздушного шара. Часто летчики называют такого рода образования шквалистыми облаками (Wöbenwolken), однако это название неудачно, так как их можно смешать с описанными ниже грозowymi шквалами (Gewitterböe). Эти облака представляют собой плитообразные массивы, поднимающиеся над сплошным облачным покровом (который, однако, иногда может и отсутствовать). На фотографии видно, что на высоте 4 000 м



Рис. 74. Кучевые башни, растекающиеся на высоте 6 000 м в слоистые формы (снято с аэростата над швейцарскими Альпами).

они резко ограничены по горизонтали; если бы облако пробило вышележащий слой, тогда мы имели бы грозовое облако, возвышающееся над сплошным облачным морем, что соответствует зимним грозам, наблюдающимся при сильной барометрической депрессии. В большинстве случаев этого не бывает; на нашем снимке также видны только отдельные слабые возвышения в середине облачного массива; они представляют собой попытку прорыва, которая остается, однако, неудачной.

Несмотря на их своеобразную форму, эти облачные массивы можно отнести к кучевым облакам, в данном случае поверхность облака скрывается за падающими осадками. Благодаря растеканию у поверхности раздела появляются „полосы падения“, частично лежащие над вершинами кучевых облаков и покрывающие их. Наблюдатель, находящийся на земной поверхности, при прохождении такого облачного массива замечает лишь сплошной темный облачный покров и ливень.

Грозовые облака (кучево-дождевые). До самого последнего времени, а частично даже и сейчас, существует совершенно неверное представление о строении и механизме образования грозовых облаков, объясняемое в основном тем, что для наблюдателя, находящегося у земной поверхности, значительная часть явлений оказывается скрытой. Характерным для этих старых несовершенных взглядов является некоторая недооценка наблюдений, производимых на разных высотах. Самыми существенными принято было считать явления, происходящие в нижних двух или самое большее четырех километрах, которые можно обозреть снизу с земной поверхности; таким образом



Рис. 75. Шквалистые облака, поднимающиеся над облачным морем, лежащим на высоте 2900 м. Облака достигают 4200 м и пробивают поверхность раздела. Временами слышен был гром (снято 30 августа 1905 г.).

почти никогда не удавалось получить правильное представление о тех явлениях, которые изредка удается наблюдать сбоку.

Мы не будем останавливаться подробно на этом вопросе, так как это завело бы нас слишком далеко; в дальнейшем мы изложим выводы, к которым пришел автор в результате целого ряда полетов, при которых воздушный шар находился рядом с грозовым облаком, что и позволило мне составить правильное представление об их формах. Надо подчеркнуть, что эти представления не претендуют на новизну: при внимательном просмотре литературы в ней можно найти все или почти все здесь сказанное, если только отбросить весь балласт ошибочных представлений и ложно понятых наблюдений. Однако цельного представления по этому вопросу мы до сих пор пока не имеем.

На рис. 76 дан идеальный профиль грозового облака. В отдельных случаях, конечно, возможны любые отклонения от этой формы; однако все эти отклонения должны группироваться так или иначе вокруг этой нормальной формы.

Иногда может случиться, что облако пробивает всю тропосферу до границы стратосферы. Однако, как правило, этого не наблюдается. Существеннейшим признаком грозового облака может являться пробивание им уровня 4000 м; только после этого появляются следующие друг за другом электрические разряды. У поверхности раздела

на высоте около 4 000 м, как правило, наблюдается растекание облака; как указано на рис. 76, облако сильно растекается во все стороны, так что оно закрывает в большинстве случаев от наблюдателя, находящегося у земной поверхности, верхнюю часть облака, то-есть гра-

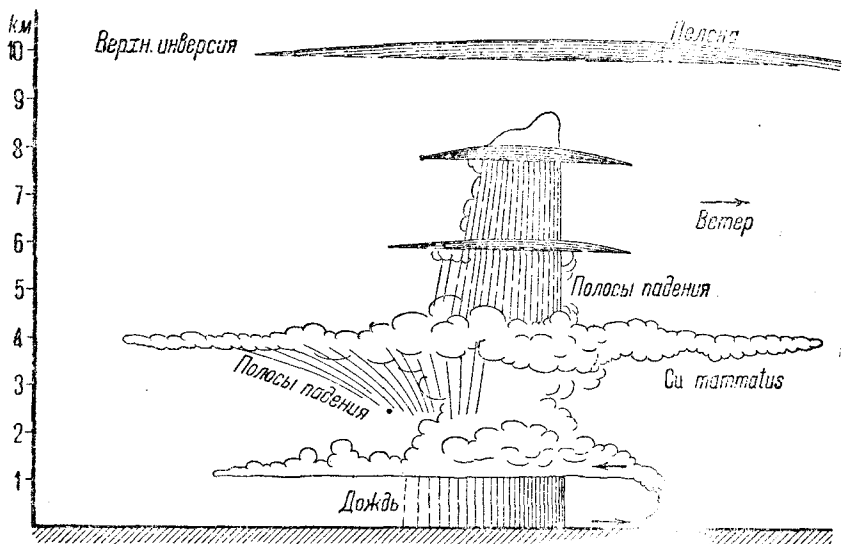


Рис. 76. Идеальный профиль грозового облака.

довую башню. Однажды замеченная эта башня вызывает удивление у наблюдателя¹ и дает ему повод описать это редкое явление.² Рис. 77, дающий фотографию грозового облака, ясно показывает, как



Рис. 77. Грозовое облако; растекание на уровне 4 000 м.

¹ Plumondon, „Met. Zeitschr.“, 1893, стр 40 и многочисленные другие описания.

² Streit, „Met. Zeitschr.“, 1-96, стр. 14. Дается в красках изображение градовой башни над Альпами. Нижние облачные ярусы, изображенные на рис. 76, там отсутствуют, вероятно, потому, что горы имеют уже слишком большую высоту.

большая облачная завеса на высоте около 4 000 м закрывает верхнюю часть облака. Таким же образом¹ можно объяснить также и большие отклонения, господствующие в данных определениях высот этого вида облаков.² В Боссекопе и Потсдаме высоту вершин грозовых облаков нашли равной 4 000 м, так как здесь, вероятно, измеряли все время лишь боковое растекание их. В Блю-Хиле эта высота определена в 9 км.

Следует указать еще, что на нижней границе этих боковых растеканий имеются налицо, согласно сказанному выше, условия, благоприятные для образования вымеобразных форм. Действительно, эти формы здесь наблюдаются редко.³ Некоторого объяснения требует еще вид градовой башни, являющийся источником многочисленных недоразумений. Особенно поразительны гладкие боковые стены этого вида облака. Очевидно, это объясняется полосами падения (как указано схематически на рис. 78); так как облако, достигнув поверхности раздела, растекается по сторонам, то осадки выпадают не только внутри самого облака, но и в окрестностях его, и таким образом производят впечатление правильной круглой башни.⁴ Если же облако не имеет правильной формы, то там, где отсутствуют полосы падения, можно наблюдать обычную основную форму поднимающегося кучевого облака и выше уровня 4 000 м, как это удалось, например, заметить мне во время полета.

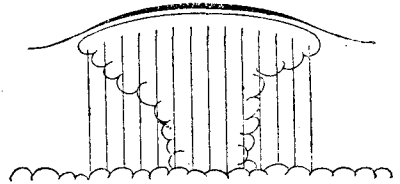


Рис. 78. Полосы падения при градовых башнях (схема).

Изображенные на рис. 76 слоистые облака представляют собой „покрывала (Карпен)“, пробитые грозовым облаком на высоте 6 000—8 000 м. Природа этих покрывал впервые была изучена Мёллером (Möller),⁵ но только тщательное и ясное описание, данное Де-Кервенном,⁶ положило конец прежним превратным представлениям.⁷ Эти покрывала образуются вследствие того, что воздух, лежащий над поднимающимся кучевым облаком, не успевает расступиться и таким образом увлекается выше уровня конденсации. Подобным же образом, видимо, возникает и верхняя пелена *Ci-Str*, которая иногда простирается на 100 км перед грозовым облаком; однако этот вопрос остается еще невыясненным. Де-Кервен пытается объяснить их образование растеканием грозовых облаков, что было бы правдоподобным, если бы последние достигали границы тропосферы; если же, как изображено на рис. 76, *Ci-Str*, лежат на границе тропосферы, а грозовое

¹ A. W. Clayden, Cloud Studies, London 1905.

² Ср. рис. 55 на стр. 171.

³ Ср. например, Osthoff, Der Mammato-Cumulus, „Met. Zeitschr.“, 1906, стр. 401.

⁴ Мнение Штрейтса (Streits), пытавшегося объяснить эти гладкие стены вращением вокруг вертикальной оси (так же как и в вихре), имеет, пожалуй, только историческое значение.

⁵ Ueber Cirruswolken, „Met. Zeitschr.“, 1906, стр. 125. В этой статье Мёллер хочет истолковать ложные *Ci* как покрывала (Карпен) в широком смысле слова, против чего справедливо возражает Де-Кервен.

⁶ Beitrage zur Wolkenskunde, „Met. Zeitschr.“, 1908, стр. 433.

⁷ Исходя из представления о „вращающейся градовой башне“, делались попытки считать покрывала за частицы града, разбрасываемые вследствие центробежной силы.

облако не достигло ее, то очевидно, необходимо искать другое объяснение их возникновения. Окончательное решение этого вопроса должно быть найдено на основании большого числа наблюдений.

Грозовой ворот и грозовой шквал. Ливень или град вызывают в слоях воздуха, лежащих у земной поверхности, целый ряд вторичных явлений, которые особенно бросаются в глаза наблюдателю. Они сводятся к тому, что воздух увлекается за собой градом.

Кёппен убедительнейшим образом доказал необходимость такого явления.¹ Известно, что скорость падающего тела вследствие сопротивления воздуха вскоре становится постоянной. Если принять для простоты, что мы имеем дело с отдельными градинами, величина которых не меняется, то, очевидно, можно рассматривать скорость падения их постоянной, если не принимать во внимание уменьшение плотности воздуха с высотой. Таким образом подобные градины движутся без ускорения. Но так как сила тяжести продолжает дей-



Рис. 79. Грозовой ворот по Кёппену.

ствовать по прежнему, то следует заключить, что воздух должен вести себя таким образом, как будто бы вес его стал больше, то-есть воздух будет низвергаться или, вернее говоря, увлекаться градом вниз.

Этот увлекаемый градом воздух близ земной поверхности с большой силой выдавливается из потока града, образуя „грозовой шквал“. „Затишье перед бурей“, которое господствует незадолго до шквала, указывает на то, что воздух поднимается вверх, возвращаясь обратно, к облаку на высоте 500—1 000 м. Таким образом появляется вихрь с горизонтальной осью, верхняя часть которого, переходя границу конденсации, образует очень характерное облако, называемое „грозowym воротом“.

Так как градовые башни вследствие усиления ветра с высотой стремятся наклониться немного вперед, то поток града впереди резко ограничен, в то время как позади этой башни гроза постепенно переходит в ослабевающий дождь. Вследствие этого грозовой шквал может образоваться только перед выпадением града.

Лей уже в 1878 г. своим классическим описанием такого грозowego шквала на море, который унес английское учебное судно в Кентерни, заставил обратить внимание на этот своеобразный вихрь.² Кёппен впервые описывает это явление, наблюдавшееся на суше,³

¹ Beiträge zur Kenntniss der Böen und Gewitterstürme, „Ann. der Hydr. u. maritim. Meteorologie“, 1879, стр. 324.

² The Euridice Squall, Simons, „Met. Mag.“, 13, 1878, стр. 33.

³ Der Gewittersturm vom 9. August 1881, „Ann. d. Hydr.“, 10, 595 und 714, 1882. Наш рисунок представляет в уменьшенном виде оригинальный снимок и заимствован из книги Sprung, Lehrbuch der Meteorologie, (Hamburg, 1885).

и дает очень поучительное, не раз впоследствии воспроизводимое, изображение грозового ворота (рис. 79). В перспективе виден ворот в форме дуги, а под ним—своеобразный светлый, но непрозрачный сегмент, который благодаря выпадающему через него ливню пропускает свет с другой стороны облака. На рис. 79 вследствие уменьшения, вызванного перспективой по высоте, не изображена остальная часть грозового облака; видно только распространение его на уровне 4 000 м, но градовые башни не видны.

Особенно интересно, что в Потсдамской метеорологической обсерватории удалось сделать снимок такого грозового ворота. Этот снимок воспроизведен на рисунках 80 и 81. Первый рисунок изображает вихрь спереди, в то время как на втором он уже приблизился и виден по длине. Если здесь и заметны некоторые неправильности его формы, то все же ясно выражена валообразная форма¹ облака. Выступление этого образования из остального облака произошло главным образом потому, что конденсация здесь наступила на небольшой высоте.

Этот интересный вихрь явился причиной и до сегодняшнего дня еще не изжитого заблуждения, что он, якобы, и является грозовым облаком, в то время как на самом деле он является лишь вторичным образованием. Это привело также к тому, что иногда теплые грозы обозначают как воздушные вихри с горизонтальной осью и противопоставляют их так называемым градовым башням, вращающимся вокруг вертикальной оси.

Достаточно беглого взгляда на шкалу высот, чтобы понять, как неправильно было исходить из подобных воззрений: грозовой ворот находится на уровне 1 600 м, и его верхняя граница не подымается выше 2 000 м, в то время как все грозовое облако, если можно его только так суммарно определить, очевидно, достигает высоты более 4 000 м.

Надо сказать, что пилоты не раз попадали в такой вихрь. Описания их переживаний совпадают. Здесь мы приведем одно такое описание, сделанное Мите (Miethe):²

„В пасмурный и душный летний день после полудня мы поднялись с учебного поля воздухоплавательного отряда. Ветер совершенно замер, и давящая духота охватила нас. Через час полета, когда плывущие над нами облака еще более приблизились к земле, мы очутились над поляной в лесу и решили сбросить балласт, чтобы опять подняться в сухую область. Сбросив полмешка, мы постепенно поднялись от гайдрона и принялись совершенно спокойно закусывать. Вдруг нас охватил страшный холод. Взглянув на барометр, мы убедились, что аэростат поднялся на 2 000 м и находился в бесформенном сером тумане, где мы подвергались то отдельным неравномерным толчкам порывов ветра, то вдруг шел сильный дождь или падал град. Одновременно слышалось жуткое завывание и хруст, который производили вихревые движения воздуха. При сильных раскатах грома

¹ Такие сравнения требуют большой осторожности. Пользуясь вышеприведенным выражением, необходимо помнить, что здесь подразумевается вихревое движение вала машины для подметания улиц, а не движение вала, катящегося по земле.

² А. Kirchhoff, Die Erschliessung des Luftmeeres. Leipzig 1910, стр. 151.

мы попали в смерч,¹ который нас подхватил и привел гондолу сперва в слабые, а потом во все более и более усиливающиеся маятниковообразные колебания. Вдруг мы опустились до 1 000 м, потом нас



Рис. 80. Грозовой ворот. Вид спереди.



Рис. 81. Грозовой ворот. Вид сбоку.

¹ По любезному сообщению автора слово „смерч“ здесь употребляется не в точном метеорологическом смысле для обозначения вихря с вертикальной осью, а просто для типичного гидродинамического вихря, причем направление оси не принимается во внимание. Несомненно, здесь речь идет о вихре с горизонтальной осью.

опять подняло вверх и так в течение получаса, причем большие градины били нас со всех сторон, так что дно корзины почти на фут покрылось водой и градинами. Колебания и качания аэростата в окружающей нас бурной воздушной массе не поддаются описанию. Корзина качалась так сильно, что мы одновременно находились порой на одной высоте с оболочкой аэростата, которая кряхтя и хрустя, плавала над нами, а канаты, соединяющие корзину с аэростатом, то натягались, звеня, то свисали возле нас. Наконец, газ из аэростата, благодаря действию вихря, был настолько вытеснен, что поднимающийся воздушный поток, в котором мы плавали, как плавает стеклянный шарик в струе фонтана, уже не смог нас больше поднять, и началось свистящее падение. Мы падали с высоты около 2 200 м со скоростью около 10 м/сек, и это падение длилось три минуты. Только благодаря тому, что аэростат упал в лес, обошлось без несчастных случаев⁴.

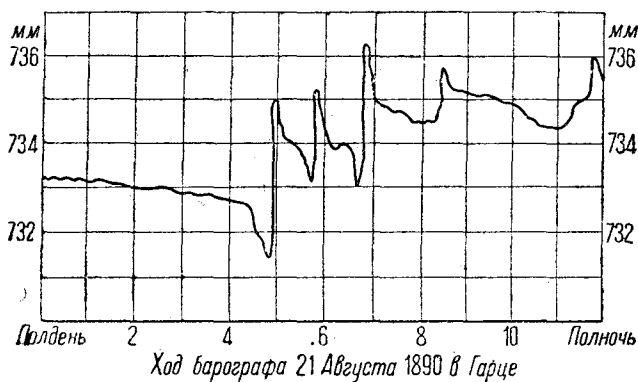


Рис. 82. Барограмма, полученная во время трех следовавших друг за другом гроз, сопровождавшихся градом (21 августа 1890 г., Гарц, по Прогаска).

Подобные же испытания описаны и другими пилотами, например фон Визе. Блязиус (Blasius)¹ рассказывает, что его „десять раз вихрь бросал вместе с аэростатом то вверх, то вниз, и всякий раз вверх он видел небо, а внизу землю“. Он называет этот подъем самым опасным из всех 400 подъемов, которые он описывает в своем обширном труде „Through the air“.

Я считаю вполне вероятным, что авария цеппелина „Deutschland“ 28 июня 1910 г. в Тевтонском лесу произошла потому, что дирижабль попал в такой вихрь. По отчетам² видно, что он в течение нескольких часов боролся с проливным дождем, сопровождавшимся сильным порывистым ветром, так что с балластом пришлось обращаться очень осторожно, и только благодаря динамическому управлению по высоте можно было удерживать дирижабль несмотря на большую нагрузку. „Вдруг около 4¹/₂ часов дирижабль был захвачен

¹ „Met. Zeitschr.“ 1896, стр. 348.

² „Illustr. Aeronaut. Mitt.“, 14, 14, 13. Juli, 1910, стр. 10.

торое после прохождения вихря опять падает. Так как этот вихрь достигает лишь 2 000 м, то над этим уровнем колебания давления должны исчезнуть, как это и показал Маргулес,¹ сравнив наблюдения горных и долинных станций.

На рис. 82 изображена барограмма, полученная 21 августа 1890 г. в Граце.² Тогда над станцией прошли одна за другой три грозы с градом, и каждая оставила на барограмме характерный „грозовой нос“. На рис. 83 показаны пути этих гроз. Ширина полос соответствует диаметру градовых башен; в первую грозу она равнялась 11—14 км, в две другие она составляла 10—12 км. В этом случае градовые башни были значительно шире, чем на приведенном нами ранее рис. 76. Скорость продвижения их составляла 43, 45 и 42 км/час и в точности равнялась скорости ветра на высоте градовых башен. Диаметр градин в первую грозу был от 4 до 6 см, а в третью достигал размеров от грецкого ореха до куриного яйца. Во вторую грозу градины были как будто меньше; как видно на карте, эта гроза образовалась недалеко от Граца, так что надо считать, что градовая башня здесь не достигла такой высоты, как в двух других случаях; на это указывает также и то обстоятельство, что средний „грозовой нос“ на рис. 82 дает меньшую амплитуду, чем два других.

При рассмотрении их на рис. 82 становится видно, что падение давления после прохождения вихря только у второй грозы является полным; при первой и третьей, наоборот, остается еще довольно долгое время повышенное давление, примерно на 1 мм, причем последнее уменьшается очень медленно. Это длительное повышение давления образуется очевидно, вследствие охлаждения нижних слоев воздуха благодаря выпавшему граду, так как холодный воздух тяжелее теплого.³ По мере того как эта холодная масса воздуха, оставшаяся после прошедшего града, растекается или же уносится ветром, постепенно пропадает и вызванное ею повышение давления. Так как у средней грозы, как показывает рис. 82, почти не было повышения давления, то это опять может быть связано с небольшой высотой градовых башен, так как выпадающий град тем холоднее, чем с большей высоты он падает.

Хотя описанное выше явление грозового шквала лишь в редких случаях не сопровождается грозу, все же интенсивность его бывает разной. Нужно особенно подчеркнуть, что этот вихрь, как таковой, может иногда образоваться и не вызывая у земной поверхности усиления ветра. В некоторых же случаях ветер переходит в ураган, производящий большие опустошения. Настоящая причина этого последнего явления еще с полной достоверностью не выяснена; но не исключена возможность того, что высота положения оси вихря играет

¹ „Met. Zeitschr.“, 1897, стр. 248.

² *Prohaska*, Die Hagelschläge des 21. August 1890 in Steiermark, „Met. Zeitschr.“, 1891, стр. 121. — Такую запись (пожалуй не впервые) приводит Кёппен в „Zeitschr. d. Österr. Ges. f. Met.“, 1879, стр. 457.

³ В одном пункте, находившемся в 2 км от места прохождения града, где при этом не упало ни одной капли дождя, температура до первой грозы равнялась +26°С, а после нее +5°; перед второй грозой температура опять поднялась до +14°, чтобы затем упасть до +2° и к 6½ часам снова подняться до +11°. Перед третьей грозой наблюдения над температурой не производились.

в данном случае большую роль, а именно: грозовые шквалы ураганного вида следовало бы отнести к вихрям с низко лежащей осью.

Смерчи. Кроме вихря с горизонтальной осью — грозового швала — гроза иногда сопровождается вихрем с вертикальной осью, который вызывает своеобразное облачное образование. Существует много названий этого явления, но лучшим и наиболее принятым можно считать название „смерч“. На море он носит название „Wasserhose“ или „Wettersäule“, на суше „Windhose“. В Северной Америке Хинрихс (Hinrichs) для обозначения его употребил название „торнадо“, в отличие от швалов, который он обозначает „Derechos“. К сожалению, то же название „торнадо“ в африканских водах употребляется для обозначения швала.



Рис. 84. Смерч 19 августа 1896 г., по Бигелову.

Эти смерчи имеют вид ⁵ вертикально ³ стоящих облачных рукавов, простирающихся от поверхности моря до основания нижнего яруса облаков — грозового облака, лежащего приблизительно на высоте 1 000 м. Поэтому создается неправильное впечатление, будто бы облако всасывает в себя воду из моря. Хотя это явление хорошо известно каждому моряку, все же очень редко можно встретить хорошую фотографию его. Рис. 84 воспроизводит снимок смерча, наблюдавшегося 19 августа 1896 г. возле Cottage City (Америка);¹ рис. 85 и 86 изображают тот же смерч, но в других стадиях развития.

Справа на рис. 84 виден ливень из грозового облака, темное основание которого заметно отличается от более светлой поверхности его вблизи смерча. В последнем, который здесь очень правильно выражен, можно различить над морем воронку завихренной и разбрызганной морской воды. Так как расстояние смерча от фотографа было

¹ Bigelow, Studies on the thermodynamics of the Atmosphere, „Monthly Weather Review“, 1906, July, стр. 307.

известно, то без труда можно было определить размеры смерча; высота его (равная высоте основания облака) оказалась равной 1 100 м, диаметр облачного рукава около 75 м, а высота, которой достигали взвихренные брызги морской воды, оказалась равной приблизительно 130 м.

На рис. 85 изображено уже не раз наблюдавшееся, но еще мало объясненное явление, когда после предварительного расширения наступает разрыв смерча, причем внутри его обнаруживается второй, более узкий смерч.¹

Наконец, рис. 86 изображает воронкообразную форму смерча, которая образовалась после того, как подошва смерча поднялась с моря (поэтому здесь нет облака из брызг воды). Вскоре после этого все явление прекратилось.



Рис. 85. Тот же смерч после разрыва.
Виден внутренний узкий столб.

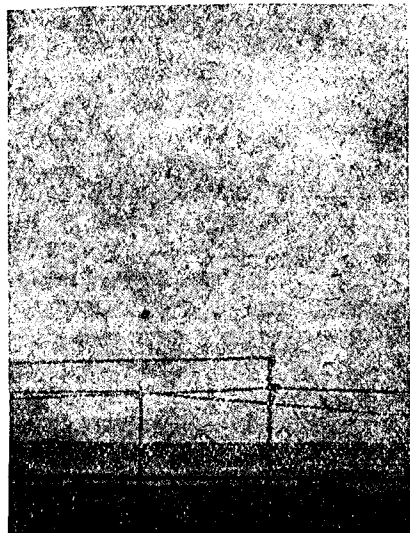


Рис. 86. Тот же смерч отделился
от моря и затухает.

Существует множество описаний таких смерчей. Из ранних германских описаний надо назвать описание, данное Ратом (G. v. Rath).² В первую очередь, однако, должны быть упомянуты исключительно тщательные, хотя, к сожалению, уже появившиеся несколько позднее работы Кёшпена,³ произведенные им после сбора и анализа материалов наблюдений смерча, появившегося в Ольденбурге 5 июля

¹ Ср. с рис. IV на стр. 544. — *Hann, Lehrbuch d. Met.*, 2 Aufl., Leipzig 1906.

² „*Pogg. Ann.*“, 104, 1858, стр. 631. Соответствующее описание и рисунки можно найти у *Reye, Die Wirbelstürme, Tornados und Wettersäulen*, Hannover 1872.

³ Die Windhose vom 5. Juli 1890 bei Oldenburg und die Gewitterböe vom 10. Juli 1896 in Ostholstein, „*Ann. d. Hydr. u. maritim. Met.*“, 1896, H. X, XI, XII.

1890 г. Другой случай описал Асман (Assman).¹ Но существует много других описаний, тоже германских, одно перечисление которых заняло бы слишком много места. Что касается описаний, произведенных за пределами Германии, то их можно найти у Ханна в его „Lehrbuch der Meteorologie“.

На суше форма облачного рукава в большинстве случаев изменяется благодаря взвихренной пыли, и здесь образуется как бы конус вроде песочных часов. С одной стороны, сопротивление неровной земной поверхности исключительно быстрому вращению подошвы смерча (100 м/сек — явление нередкое) действует так, что смерч в нижних своих частях не имеет такой правильной формы, как на море, и с другой стороны, он сопровождается совершенно исключительными опустошениями, производимыми им на своем пути. В самом деле, здесь на ограниченном пространстве проявляются исключительно большие силы. Как пример, можно привести старое, но вполне правдивое описание смерча, наблюдавшегося в Гейнихе (Саксония), оставленное нам Лампадиусом (Lampadius).²

„23 апреля 1800 г. ветер быстро изменил свое направление. Уже много грозowych облаков прошло мимо, как вдруг около 4 часов полудни приблизительно на расстоянии полумили от названного места из большого мощного облака свесился длинный туманообразный рукав, который то спускался до земли, то вновь втягивался облаком. При этом облако двигалось. Рукав спустился опять до земли и прошелся по земле с невероятной быстротой, поднимая на своем пути пыль и производя опустошение. След от его пути был шириной в 60 шагов, длиной приблизительно в 1 немецкую милю; при этом путь этот был пройден в течение 7—8 минут. Все, что встретил этот вихрь на своем пути, было разрушено, в то время как по краям его господствовал полный штиль; так, между прочим, крестьянка из Диттерсдорфа видела из своего окна, как с треском разрушился сарай, в то время как она не чувствовала ветра. В Аренсдорфе крыши с домов были сорваны; там разрушение началось на полях, куда и спустился облачный рукав; однако сильнее всего было действие этого вихря в Диттерсдорфе: он разрушил там выстроенную 6 лет тому назад усадьбу, разнес сарай, сдвинул конюшни и разрушил даже массивный жилой дом, за исключением левого флигеля, который все же он отодвинул на три локтя. Крыши и амбары с хлебом были унесены и сброшены в ближайший пруд, каменное строение разрушено, и даже свод его не устоял против силы вихря, за исключением кухни, куда бросились спасаться жители. Домашняя птица была подхвачена и убита, но на ее перьях не было и следа ожога. В другом имении, расположенном неподалеку, вихрь сорвал три постройки и два дома, а затем направился в близлежащий лес: почти мгновенно была проложена аллея шириной приблизительно в 60 шагов; деревья были вырваны или сломаны, не пощажены ни один куст. Многие деревья были облуплены до вершины и отброшены на несколько сот шагов за реку. Это опустошение распространилось и на Этндорф

¹ Der Gewittersturm von Wetzlar am 23. Mai 1886, „Das Wetter“, 1886, стр. 189.

² По Рейе, см. выше.

близ городка Россвейна, причем некоторые дома были разрушены, у других сорваны крыши, а стоявшие по пути деревья, среди которых были крепкие вязы и липы, были вырваны и поломаны. Наконец, это вихревое движение прекратилось, и облачный рукав рассеялся после того, как, между прочим, он подхватил работника и двух его лошадей и первого перебросил в ложбину, а лошадей — в кусты“.

Этого описания было бы достаточно; однако упомянем еще об особом явлении, которое вызывается иногда смерчем. Когда последний проходит над мелким водоемом, он не только совершенно осушает его, превращая воду в пену и унося ее с собой, но захватывает также и находящиеся в нем живые существа. Когда же они после этого падают в некотором удалении, то образуется загадочный для наблюдателя „лягушачий дождь“, „рыбий дождь“ или „улиточный дождь“. Точно так же и личинки насекомых, которые ютятся глубоко в земле, на вспаханных полях, могут быть таким образом унесены и сброшены в большом количестве в каком-нибудь отдаленном от этих полей месте.

Еще недавно существовали, а частично существуют даже и сейчас, неправильные представления о сущности и происхождении смерчей. Прежде всего, еще нельзя считать окончательно устраненным недоразумение, которое распространилось благодаря упомянутой выше прекрасной работе Рейе (Reye), будто смерчи являются поднимающимися вверх круговоротами перегретого воздуха. Ханн¹ указывал на то, что наблюдения противоречат этому факту; но я даже не сомневаюсь в том, чтобы поднимающийся воздушный поток мог прийти в такое сильное вращательное движение, которое мы наблюдаем у смерчей. Ни кучевые облака, ни даже поднимающийся от сигары дым не приходят во вращательное движение. Если и замечается иногда слабое вращение вокруг вертикальной оси, все-таки этого недостаточно для того, чтобы объяснить вращение смерчей. Наблюдения не дают картины постоянного поднимающегося воздушного потока в вихре. Установлено, что иногда имеет место ясно выраженный винтообразный подъем воздуха; но этому факту противостоят другие наблюдения над спускающимся движением воздуха, и в сущности получается впечатление, что здесь мы имеем дело только с вторичными явлениями, которыми при ближайшем рассмотрении можно пренебречь.

Можно считать более чем доказанным, что здесь мы имеем дело с „вихревой нитью“ в гидродинамическом смысле. Чтобы получить совершенно ясное представление, мы должны здесь несколько подробнее рассмотреть определение этого явления, хотя нам и придется выйти за пределы термодинамики.

В гидродинамике различают два вида движений: безвихревое движение и чисто вихревое, которое составляется из вращений. В идеальной свободной от трения жидкости никогда не могут возникнуть вихревые движения; однако, если они существуют, то они никогда не могут прекратиться: вращательные моменты сохраняются. Чтобы яснее представить себе принципиальную разницу между этими двумя видами движений, представим себе такую идеальную жидкость, налитую в цилиндрический сосуд и вращающуюся вокруг вертикальной

¹ Lehrbuch der Meteorologie, 2 Aufl., 1906, стр. 538.

оси последнего. Это может происходить двумя путями: при безвихревом движении линейная скорость каждой частицы обратно пропорциональна расстоянию от оси цилиндра; таким образом у оси она бесконечно велика, а на большом расстоянии от нее равна нулю; при чисто вихревом движении вся жидкость, независимо от расстояния от оси, вращается с одинаковой угловой скоростью, так что линейная скорость у оси вращения равна нулю, на большом же расстоянии от нее она стремится к бесконечности, возрастая прямо пропорционально расстоянию от оси вихря.

Вихревое движение возможно и внутри сжимаемой жидкости. В таком случае часть жидкости, участвующую в этом движении, называют „вихревой нитью“, так как поперечные размеры этого вихря остаются всегда малыми по сравнению с длиной его оси.

Рис. 87 дает поперечный разрез вихревой нити; длине стрелок соответствуют скорости. От оси вихря C до поверхности цилиндра AB всюду имеет место вращение; таким образом этот цилиндр и является собственно вихревой нитью. Но и вне его жидкость не остается в покое.

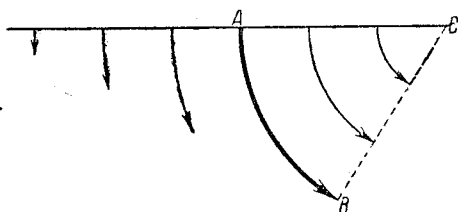


Рис. 87. Распределение скоростей внутри и в окрестности вихревой нити.

Частицы жидкости, находящиеся у границы вихревой нити, втягиваются в движение и передают его более удаленным частицам. Так как возникающее при этом движение уже не является больше вихревым движением, а носит характер упомянутого выше безвихревого движения, то здесь скорость уменьшается по мере удаления от вихревой нити.

Как легко доказать экспериментально, ось вращения не обязательно должна быть прямой: она может иметь любую форму. Если она участвует в поступательном движении, то частицы жидкости, вовлеченные в вихревую нить и вращающиеся вокруг оси, будут также перемещаться поступательно, как будто они связаны с этой осью. Вихревая нить плавает тогда в жидкости, как гибкий шланг, причем находящиеся в ней частицы не будут смешиваться с другими частицами.

Поперечный разрез вихревой нити может изменяться как во времени, так и в пространстве (в разных точках оси;) в этом случае всегда изменяется и скорость вращения, но так, что произведение площади поперечного сечения на угловую скорость остается величиной постоянной. Теория учит, что в стационарном состоянии вихревая нить не оканчивается внутри жидкости, так как тогда была бы нарушена непрерывность движения. Ось вихря должна или замкнуться (как в кольцах дыма), или же оканчиваться у стенок, ограничивающих жидкость.

Конечно, при применении этих гидродинамических положений в атмосфере, надо принимать во внимание то, что в природе мы не имеем свободных от трения жидкостей. Как раз благодаря трению здесь возможно возникновение вращательных моментов, и на этом же основании они сохраняются, но благодаря трению же сам вихрь через некоторый промежуток времени затухает, так что наблюдается только некоторая тенденция к сохранению этого вихря.

Как мы уже говорили, можно считать доказанным, что смерчи являются настоящими вихревыми нитями в указанном смысле слова. Этим объясняются и те громадные скорости, которые развиваются здесь на весьма ограниченном пространстве. Вследствие большой центробежной силы, близ оси вихревой нити должно наблюдаться сильное разрежение воздуха; этим разрежением и связанным с ним понижением температуры мы уже объясняли ранее образование облачного столба. У земной поверхности это разрежение отмечается сильным падением барометра. Об этом факте говорят многие наблюдения. На рис. 88 даны три различных записи,¹ а именно: запись, полученная 2 октября 1894 г. в Литль Роке, далее запись, полученная 27 мая 1896 г. в Сен Луи, и, наконец, в Париже 10 сентября того же года. В Литль Роке и в Париже разрушение прошло через метеорологические станции; в Сен Луи барограф находился на расстоянии больше чем 1 км от центральной линии пути разрушения, хотя в этом месте и наблюдался ураган. Облачное образование смерча не наблюдалось ни в одном из этих случаев (из-за темноты в Литль Роке наблюдения нельзя считать достоверными). Смерч в Сен Луи оказался членом целого семейства смерчей, которое проходило в течение 6 часов над площадью в 400 км длиной и 50 км шириной и которое можно было отнести к числу больших гроз. Некоторые из них, к сожалению, не зарегистрированные, сопровождалась характерными облачными воронками.

В приведенных записях падение давления составляет приблизительно 10 мм. Однако весьма вероятно, что в центральной части хорошо выраженного смерча оно значительно больше. Так, Воилянд (Voieiland)² сообщает о случае падения давления в 35 мм: „Смерч, диаметр которого был около 800—900 м, проходил своим центром как раз над нашими кораблями, причем барограф записал падение давления в 35 мм, за которым последовал быстрый подъем“. Хотя во время этого ничего не было видно, так как корабль попал во вращающееся вокруг подошвы смерча облако брызг и пены, все же можно допустить, что центр вихревой нити прошел в стороне от самопишущих приборов. В некоторых сообщениях говорится, что было ясно видно, как зеркало воды становилось выпуклым под смерчем, и это дало повод заключить, что происходило всасывание воды до высоты около 1 м; это соответствует понижению давления на 76 мм ртутного столба. Если принять, что падение давления в центре вихревой нити составляет в общем около 50—100 мм, то с этим, как указано на стр. 93,

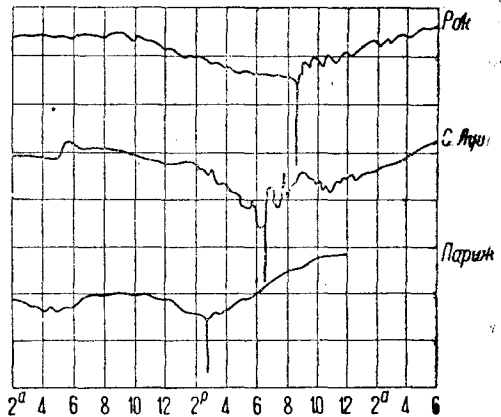


Рис. 88. Запись давления при прохождении трех смерчей (каждое деление шкалы соответствует 5 мм).

¹ Köppen, Die Windhose vom 5. Juli 1890 bei Oldenburg usw.

² „Met. Zeitschr.“, 1899, стр. 521.

связано понижение температуры приблизительно на 5—10°, которое в большинстве случаев приводит к конденсации водяного пара вдоль вихревой нити. Часто встречающаяся воронкообразная форма облака объясняется частично увеличением относительной влажности во всем смерче вплоть до основания облака.

Из всего сказанного можно считать, что явление, происходящее в самом смерче, достаточно хорошо изучено, но этим еще не объясняется его возникновение. Кажущееся на первый взгляд правильным мнение, что смерч образуется на границе двух противоположно направленных воздушных течений, опровергается наблюдениями, которые показывают, что в окружающей смерч среде или вообще нет ветра или же наблюдается нормальный ветер. Вследствие этого нужно искать причину возникновения смерча в его продолжении вверх. Что такой вихрь удлиняется по направлению своей оси, достигая земной поверхности, является вполне естественным; это подтверждается теоретическими соображениями и, как показал Вейер (Weyher),¹ подтверждается и экспериментально. Однако этим еще не разрешается вопрос о месте происхождения смерча. Ханн полагает, что такое следует искать „вероятно ниже уровня перистых и выше облаков нижних мощных кучевых облачных образований“.² Относительно этого вопроса я высказал гипотезу, что ось смерча в дальнейшем своем ходе на некоторой высоте горизонтально изгибается и наконец она сливается с горизонтальной осью грозового шквала.³ Хотя эта гипотеза и требует дальнейшего подтверждения, я все же считаю нужным привести здесь те основания, которые говорят в ее пользу.

Во-первых, наблюдения показывают, что смерчи образуются в боковых частях грозы. В местности, над которой проносится смерч, обычно град не выпадает. Правда, в этой местности как правило наблюдаются и молния и гром, но в большинстве случаев осадки или совсем не выпадают, или выпадают очень незначительные как до, так и после прохождения смерча. Таким образом здесь речь идет именно о тех местах, которые гроза оставляет в стороне. Тот факт, что мы имеем так мало достоверных сведений о положении смерча относительно грозы, объясняется, очевидно, тем, что все внимание наблюдателя сосредоточено на необыкновенном облачном образовании смерча и таким образом, естественно, гроза как таковая ускользает от его внимания. На фотографиях, напротив, видно, что смерч находится на небольшом расстоянии от места выпадения града.⁴

На этих изображениях почти всюду можно заметить, что верхняя часть смерча изгибается в ту сторону, где происходило выпадение града, если только весь смерч не располагается наклонно в том же направлении. Часто наблюдаемые наклонные положения смерча также как будто соответствуют этому.

Далее становится очевидным, что согласно вышеупомянутой гипотезе должны были бы существовать смерчи, расположенные как справа,

¹ Sur les tourbillions, trombes, tempêtes et sphères tournantes, „Etudes et Expériences“, II ed., Paris 1889.

² Lehrbuch der Met., 2 Aufl., стр. 540; см. также стр. 538.

³ Ueber den Ursprung der Tromben, „Met. Zeitschr.“, 1911.

⁴ См. кроме нашего рис. 84 еще и другие не помещенные здесь снимки Бигелова, а также акварельный эскиз смерча на Амазонке во 2-м издании руководства Ханна, стр. 536 (Hann, Lehrbuch d. Meteorologie).

так и слева от грозы. Направление вращения в обоих случаях должно быть противоположным, а именно: левый смерч должен вращаться против, а правый — по часовой стрелке, одинаково как в северном, так и в южном полушарии. И это условие, поскольку его удалось проверить, как будто выполняется.

Немаловажным доказательством правильности излагаемой гипотезы служат также часто наблюдаемые явления, что смерч вскоре после своего исчезновения в одном месте опять появляется в другом месте значительно сдвинутым в сторону. Примером этого может служить уже

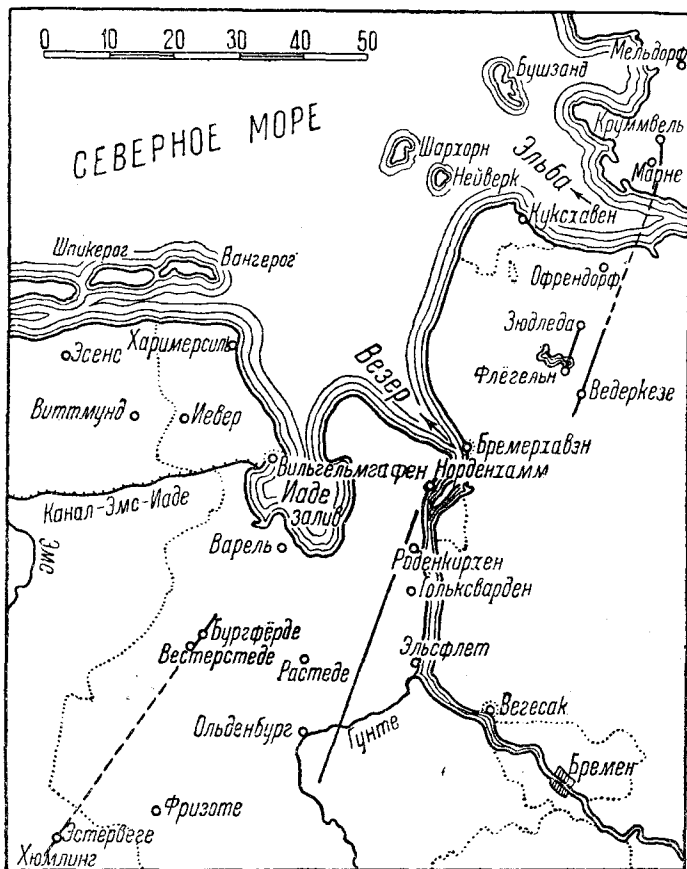


Рис. 89. Обзорная карта в полдень 5 июля 1890 г., по Кёшпену.

упомянутый нами смерч в Ольденбурге, для которого Кёшпен приводит на рис. 89 наглядную карту. При прежних взглядах надо было допустить, что здесь всякий раз имел место новый смерч. Рассматривая специально вопрос о боковом скачке смерча из Норденгама в Бедеркезе, Кёшпен приходит к заключению, что несмотря на совпадение по времени приходится считать, что оба эти явления связаны между собой лишь косвенно. Но если, как это мы принимаем, появляющаяся вихревая нить лежит горизонтально перед фронтом грозы, то очевидно,

что подобные боковые скачки могут произойти только вследствие сокращения или удлинения ее.

Направление этих боковых скачков можно объяснить обычным поворотом ветра вправо с высотой. Град, вызвавший шквал, движется в том же направлении, как и градовая башня, то-есть по большей части вправо, в то время как следующий нижнему направлению ветра смерч движется влево; вследствие этого вихревая нить смерча вытягивается из шквала, и смерч удаляется все более и более влево от ливня до тех пор, пока связь окончательно не порывается, после чего опускается новый смерч. Отсюда видно, что поворот ветра вправо с высотой способствует развитию бокового смерча. Так как в северном полушарии, как правило, наблюдается правое вращение ветра, а в южном — левое, то следует ожидать преобладающими в северном полу-



Рис. 90. Отдельные полосы падения под слоистым облаком на уровне 4 000 м.

шарии левые боковые смерчи, а в южном — правые. Эти направления лучше всего обозначать по отношению к движению часовой стрелки; в действительности, по указанию Финлея (Finley) и других, большинство смерчей в северном полушарии вращается против часовой стрелки.

До сих пор пока еще неизвестны наблюдения, противоречащие такому объяснению смерча. Однако, прежде чем считать доказанным правильность нашей гипотезы, необходимо иметь и дальнейшее подтверждение ее.

Полосы падения. Кроме слоистых и кучевых облаков, которые были детально разобраны нами выше, на форму облаков влияет еще и третье явление, а именно так называемые полосы падения. В то время как у обыкновенных облаков выпадающие осадки тотчас же вновь испаряются, как только они достигают основания облака, у облаков, сопровождающихся полосами падения, эти осадки опускаются

ниже и или падают на земную поверхность или же, если и испаряются, то на большом расстоянии от материнского облака.

Ясно, что эти полосы падения появляются во всех облачных ярусах, но в верхних ярусах они играют гораздо большую роль в обра-



Рис. 91. Полосы падения, выходящие из Alto-Cumulus.

зовании форм облаков, чем в нижних. У облаков на уровне 1 600 м они в виде дождя или снега выпадают на землю; характеристикой этих нижних полос падения, поскольку они состоят из капель, может служить радуга. У облаков, расположенных на уровне 4 000 м, часто

наблюдаются полосы падения, которые вновь испаряются прежде, чем успевают упасть на землю. На рис. 90 воспроизведено такое явление. На рис. 91 изображена другая подобная же картина, которую описал Шпрунг (Sprung).¹

Формы облаков, изображенных на прилагаемых рисунках, можно легко определить. Напротив, большие полосы падения, которые обыкновенно свешиваются с высоты 4 000 м у таких облаков, как „проходящие шквалы“, не всегда правильно определяются. Как указал де Кервен,² для этих „перистообразных полос падения“, как и для совершенно других покрывал, употребляется не только многими наблюдателями, но и в международном атласе обозначение „ложные перистые“, что, конечно, часто приводит к недоразумениям. Ханн³ уже в 1873 г. дал крайне поучительное изображение этих „проходящих шквалов“, которое мы приводим на рис. 92. Характерное различие между круглыми формами кучевого облака в нижней части, с одной стороны, и распо-

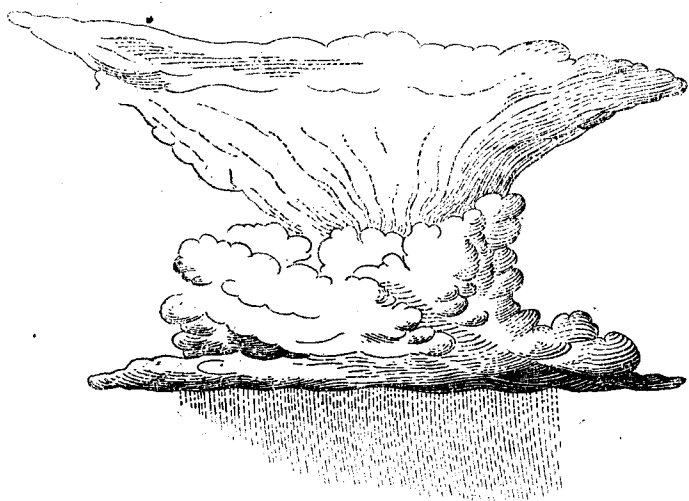


Рис. 92. Облачная форма проходящих шквалов, по Ханну.

ложенных над ними полос падения — с другой, отмечено здесь достаточно ясно, хотя и схематически.

Эти полосы падения в проходящих шквалах состоят, как это было позднее найдено, из мелкой крупы. Их характерная снопообразная форма является следствием горизонтального растекания на уровне 4 000 м и падения.

На рис. 93 приведен снимок с такого шквалистого облака, произведенный с аэростата. Кучевые облака лежали здесь на высоте 3 000 м, в то время как полосы падения подымались до 4 000 м. Здесь особенно отчетливо видна рыхлая структура их; как ниже будет показано, такая структура обусловлена исчезновением водяных капель, то-есть

¹ Photographische Aufnahme eines seltenen Wolkengebildes, „Beitr. z. Physik d. freien Atm.“, 1, стр. 64.

² Beiträge zur Wolkenkunde, „Met. Zeitschr.“, 1908, стр. 433.

³ „Zeitschr. d. Öst. Ges. f. Met.“, 1873, стр. 104. Вследствие поломки клише правую часть снимка дождя с согласия Ханна пришлось укоротить.

настоящих облачных элементов, после чего остаются только более грубые крупинки.

Но наибольшее значение полосы падения имеют для верхних ярусов облаков, так как они образуют здесь очень большую и наиболее характерную составную часть перистых облаков. Мёллер¹ первый приписал эти вытянутые нитеобразные формы облаков полосам падения. Однако это объяснение не осталось без возражений, и даже в настоящее время оно еще не всеми принято. По моему мнению, почти все формы перистых облаков можно свести к полосам падения, а в некоторых случаях облако целиком состоит из них. Следует заметить, что изучение облаков по зарисовкам часто вводит в заблуждение, так как едва ли можно изготовить рисунок, не введя в него субъективного

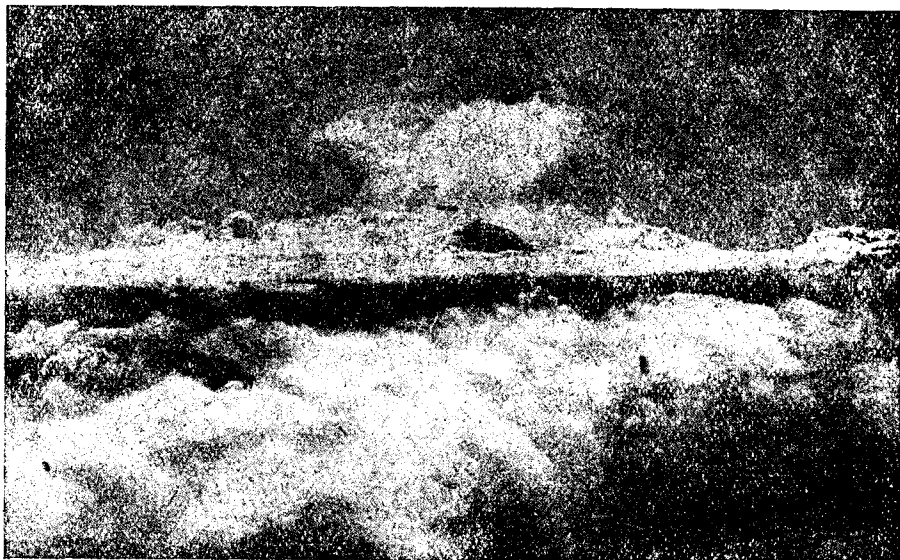


Рис. 93. Шквалистое облако; вид с аэростата. Кучевые облака лежат на высоте 3 000 м. Полосы падения шквалистого облака простираются до 4 000 м.

восприятия наблюдаемого явления.² Между тем уже сейчас имеется достаточный фотографический материал международного облачного года и систематическая обработка материала с этой точки зрения многое разъяснила бы. Мы же должны ограничиться рассмотрением лишь некоторых особенно характерных форм.

На рис. 94 и 95 приведены некоторые наиболее часто встречающиеся формы, у которых мы ясно можем различить полосы падения, выпадающие из материнского облака.

Формы, показанные на рис. 96, можно еще относительно легко определить при помощи полос падения, хотя они, повидимому, вслед-

¹ Beiträge zur Kenntniss der atmosphärischen Wirbel u. ihrer Beziehung zur Cirruswolke, „Zeitschr. d. Ost. Ges. d. Met.“, 1881, стр. 241.

² Как, например, у Osthoff. Die Formen der Cirruswolken, „Met. Zeitschr.“ 1905, стр. 337, 385, 439.

ствии большой разницы в ветре в различных слоях вытянулись почти горизонтально.



Рис. 94. Перистые облака, имеющие структуру полос падения.

Для точной проверки этих обозначений, как полос падения, можно воспользоваться измерениями высот, произведенными во время международного облачного года. На основании этих измерений Зюринг счи-



Рис. 95. Перистые облака с полосами падения.

тает особенно характерной одну форму, которую он назвал „вихор“ („Schopf“), когда нити перистых облаков, иногда выходя из одного слоя, сгущаются в виде „вихра“ или „когтя“ („Kralle“). Они лежат

в среднем на 350 м выше полос падения. Отдельные же измерения колеблются между 175—620 м. Для различных форм получились следующие разницы в высотах:¹

<i>Ci</i> -когтистообразные (коготь минус задний конец полосы)	= + 348 м.
<i>Ci</i> -перистые (концы волокон минус слой)	— 216
<i>Ci</i> -нитеобразные (передний конец минус задний)	— 163
<i>Ci</i> -гребневидные (конец поперечных зубцов минус продольный зубец)	+ 12
<i>Ci</i> -хвостистые (конец волокон минус начало)	— 489



Рис. 96. Перистые облака.

Незначительную разность высот дали только гребневидные *Ci*; также и у нитевидных эта разность еще невелика. Однако нужно возразить против того, что неправильно было делать различия между передним и задним концом нити; здесь надо было иметь в виду только абсолютное значение разности. Но наиболее ярко выраженные формы (когтистообразные, перистые и хвостистые) показывают резкую разность высот для полос падения. В этих измерениях мы получаем количественное доказательство того, что перистые облака в действительности состоят преимущественно из полос падения, которые свешиваются на 200—500 м от материнского облака, но затем благодаря разнице в движении различных слоев воздуха более или менее вытягиваются по горизонтали.

На основании сказанного так причудливо меняющиеся формы перистых облаков можно объяснить скачком ветра на уровне перистых

¹ *Sprung und Säring*, *Wolkenbeobachtungen in Potsdam*, Berlin 1903, стр. 78; Краткое содержание: „*Met. Zeitschr.*“, 1904, стр. 368.

обжарков. Отсюда получается и очень интересный результат, к которому пришли путем тригонометрического определения движения шара-зонда, проходящего через эти слои.¹ Хотя мы имеем пока небольшое число

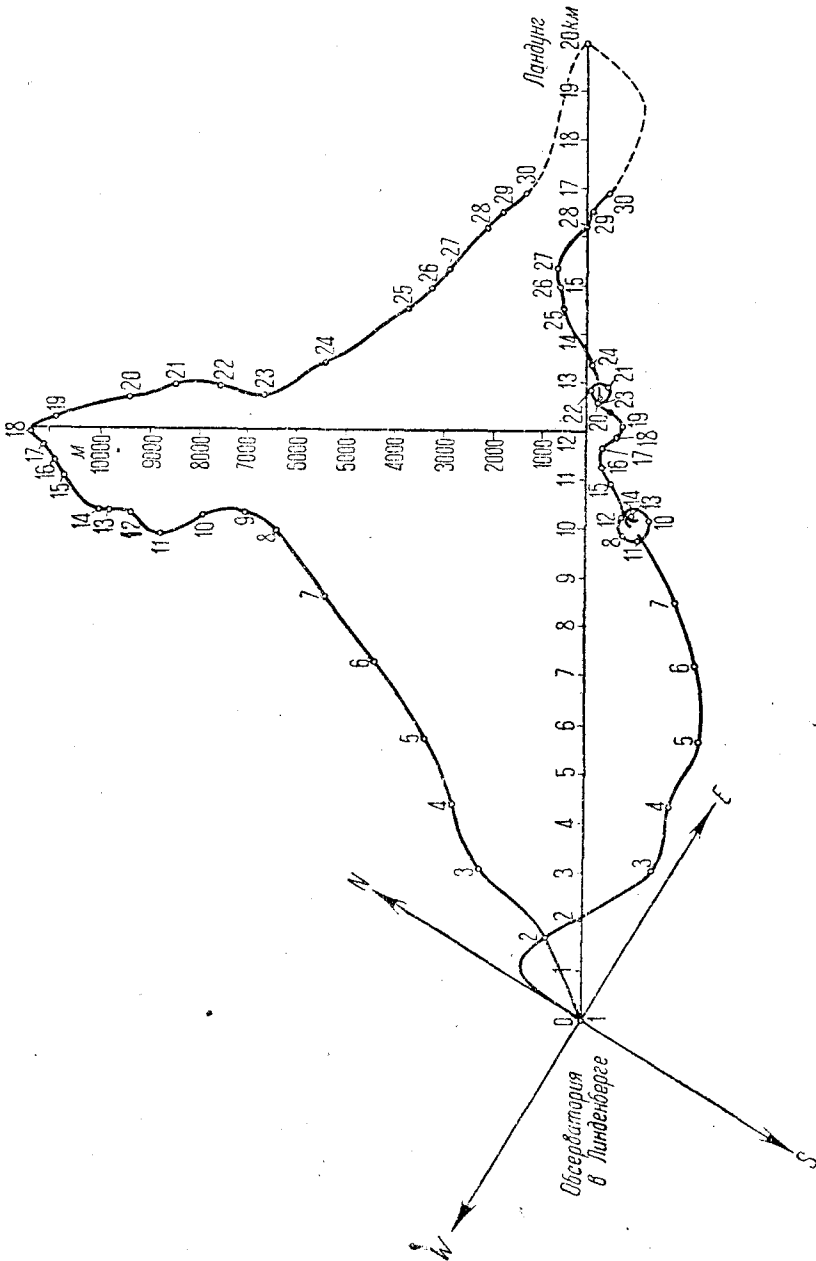


Рис. 97. Траектория (горизонтальная и вертикальная проекция) шара-зонда, выпущенного 4 января 1906 г. в Линденберге.

¹ Наблюдения за шаром-зондом ведутся или с помощью двух теодолитов, установленных на концах известного базиса, или с помощью одного теодолита с последующим использованием метеорограммы для определения высоты.

измерений, все же не раз наблюдались исключительно сложные изменения в направлении ветра на высоте перистых облаков. На рис. 97 изображен ход шара-зонда, определенный указанным образом.¹ На высоте между 7 000 и 10 000 м он сделал две полные петли, которые видны как при подъеме, так и при спуске шара-зонда, хотя в последнем случае из-за большой скорости падения петля выражена менее ясно. Итак, в этом слое имел место поворот ветра с высотой, достигающий $2 \times 360^\circ$. Если бы в этот день на высоте 10 км возникло перистое облако, которое спустило бы свои полосы падения на достаточно большое расстояние в нижележащие слои, то здесь образовались бы весьма своеобразные формы полос падения, меняющиеся в зависимости от формы материнского облака и от скорости падения отдельных частиц; наблюдатель, находящийся на земной поверхности, с трудом мог бы их определить.



Рис. 98. Перистые облака с полосами падения. Изгиб последних соответствует переходу в другой слой, обладающий иным движением.

При этом следует заметить, что описанное нами наблюдение поведения шара-зонда не является единственным; подобные же сложные случаи были описаны де Кервенном,² Хергезелем³ и Бассусом.⁴

На рис. 98 изображен снимок, полученный метеорологической обсерваторией в Потсдаме, на котором ясно видно влияние разницы ветра

¹ „Beitr. z. Phys. d. freien Atm.“, 2, стр. 30, 1906.

² Ueber die Bestimmung der Bahn eines Registrierballons am internationalen Aufstieg vom 2. Juli 1903 in Strassburg, „Beitr. z. Phys. d. freien Atm.“, 1, стр. 47, 1904 (проекция траектории на стр. 52 дает ту же двойную петлю, как и на этом рисунке).

³ Neue Beobachtungen über die meteorologischen Verhältnisse der hohen wärmeren Luftschicht, там же, 1, стр. 143, 1905.

⁴ Ueber die Windverhältnisse in der oberen Inversion, там же, 2, стр. 92, 1907.

в различных слоях на искривление полос надения. Во всяком случае условия, соответствующие этому рисунку, по существу гораздо проще, чем в только что описанном нами случае.

XVII. Структура капельножидких облаков

Природа ядер конденсации. Уже в главе VII было показано, что для начала конденсации необходимо допустить наличие ядер конденсации. Эти ядра, очевидно, должны представлять собой некоторое гигроскопическое вещество, которое даже при ненасыщенном воздухе связывает определенное количество молекул водяного пара и образует с ними водный раствор. Наши представления о природе этого вещества или этих веществ основываются пока исключительно на предположениях. Люделинг (Lüdeling) обнаружил в морском воздухе большое количество мельчайших крупинок соли, которые при большом распространении океана, пожалуй, могли бы играть некоторую роль в процессах конденсации. Однако в том случае, если бы ядра конденсации, состоящие из крупинок соли, были единственными или наиболее существенными, необходимо должна была бы обнаружиться сильная разница в образовании облаков над континентом и близ моря.¹

Но ядрами конденсации могут быть также и молекулы гигроскопических газов. Существуют настолько гигроскопичные газы, что даже в обыкновенном комнатном воздухе, при наличии 50—60% относительной влажности, они образуют туман. При этом весьма вероятно, что мы имеем дело с различными газами, гигроскопичность которых неодинакова, так что для наступления конденсации необходима различная степень насыщения или пересыщения. Так как здесь дело идет только о минимальных, иногда даже непосредственно не обнаруживаемых следах этих газов, то уже при первом дожде значительная часть

¹ К очень интересным результатам пришел Гильдинг Кёлер (Hilding Köhler) на основании многочисленных и чрезвычайно тщательных исследований, проведенных им в течение последних 12 лет на высокогорной станции Хальде в Северной Норвегии на высоте 900 м, вдали от засоряющих атмосферу источников. Таким образом условия, в которых работал Кёлер, можно считать аналогичными условиям свободной атмосферы на уровне низких облаков. Исследуя с помощью микроскопа твердый налет, Кёлер установил, что он образуется в результате замерзания переохлажденных капель, осаждающихся на холодных предметах. Далее на основании многочисленных химических анализов Кёлер нашел, что в твердом налете содержится постоянно почти одно и то же количество хлора, а именно 3,59 мг/л, то-есть ровно в 10 000 раз меньше, чем в морской воде. Кроме того, ему удалось показать, что в твердом налете содержится также и магний в таком же отношении к хлору, как и в морской воде. Наконец, им было доказано присутствие кальция.

Кёлер доказал также, что в каплях тумана так называемой 7-й группы (размер капли 0,07 мм), которые чаще всего встречались, присутствует морская соль, в то время как в чистых снежинках хлора обнаружить не удалось. Таким образом Кёлер приходит к выводу, что обычными ядрами конденсации являются частицы обыкновенной морской соли.

Проведенные еще в 1885—1886 г.г. в Англии Кинчем наблюдения дают такое же примерно содержание хлора в зимнем дожде (3,58 мг/л), в то время как аналогичные исследования Дефанта для Вены дают лишь около $\frac{2}{3}$ этой величины. (Прим. перев.)

молекул газов может быть унесена на землю; при этом может случиться так, что вначале будут устранены самые деятельные молекулы, после чего останутся молекулы менее гигроскопичных газов.

О природе этих гигроскопичных газов были высказаны различные предположения. Кисслинг (Kiessling)¹ предполагал, что поступающая в атмосферу во время вулканических извержений в огромных количествах серная кислота и представляет собой главным образом ядра конденсации.

Напротив, Барков (Barkow)² и Прингаль (Pringal)³ указали на то, что следы азотистых газов чрезвычайно благоприятствуют конденсации. Здесь можно было бы назвать очень гигроскопичный аммиак, а также азотную кислоту, которые в небольших количествах довольно равномерно распространены в атмосфере.⁴ Действительно, азотную кислоту находят в тропическом дожде; по Мюнцу (Müntz) и Маркано (Marcano)



Рис. 99. Иззаоблачное сияние.

2—2,5 мг на литр воды; в Европе количество азотной кислоты меньше например, в Эльзасе найдено 0,18 мг [Буссино (Boussingault)], в Англии — 0,42 мг [Лоуэ (Lawes) и Джильберт (Gilbert)]. Также не только доказано присутствие аммиака в воздухе, но даже исследовано и его изменение. Так, в парке Монсури среднее содержание аммиака по многолетним наблюдениям равно 2,0 мг на 100 м³ воздуха, причем количество аммиака почти одинаково и зимой и летом. Мюнц и Аубин (Aubin) нашли на вершине Пик дю Миди (2 880 м) количество аммиака, равное 1,35 мг в 100 м³ воздуха. Именно молекулы аммиака, благодаря их сильным гигроскопическим свойствам должны были бы

¹ Untersuchungen über Dämmerungserscheinungen, Hamburg und Leipzig 1888, стр. 145.

² Versuche über Entstehung von Nebel bei Wasserdampf und einigen anderen Dämpfen, „Ann. d. Phys.“, IV. Folge, 23, стр. 317, 1907.

³ Ueber den wesentlichen Einfluss von Spuren nitroser Gase auf die Kondensation von Wasserdampf, „Met. Zeitschr.“, 1909, стр. 133; см. также следующее далее замечание Рихарца.

⁴ Сравни „Met. Zeitschr.“, 1889, стр. 435 и 1892, стр. 102.

принадлежать к таким ядрам, которые нуждаются в наименьшем перенасыщении и которые в действительности как правило прежде всего и наблюдаются.^{1,2}

Хотя каждая из мельчайших частичек, постоянно содержащихся в воздухе, в отдельности невидима, большое число их вызывает заметное помутнение воздуха, которое в противоположность продукту конденсации—туману, называется „дымкой“ („Dunst“). При особых обстоятельствах это помутнение может сделаться особенно хорошо видимым для глаза. Сюда относится, например, явление „из-заоблачного сияния“ („Wasserziehen der Sonne“ „Dämmerungsstrahlen“), изображенное на рис. 99.

Солнечные лучи, прошедшие через разрывы между облаками, становятся затем видимыми на протяжении всего дальнейшего их пути.

¹ Согласно новым исследованиям Вибера (Bieber), произведенным в Физическом институте в Марбурге, перекись водорода, образующаяся самопроизвольно под влиянием ультрафиолетовых солнечных лучей, является ядрами, которые, однако, ведут к конденсации только при сильном перенасыщении.

² Наблюдающиеся в индустриальных центрах, где атмосфера сильно засорена продуктами горения, частые и густые устойчивые туманы с особенной убедительностью говорят за гигроскопический характер ядер конденсации. Вследствие большого количества ядер, конденсация здесь наступает до образования полного насыщения, и одновременно начинается рост чрезвычайно большого количества капель на наиболее гигроскопичных ядрах. Этот туман рассеивается очень медленно и, раз возникнув, может продержаться несколько дней.

В воздухе, не засоренном продуктами горения, конденсация наступает при относительной влажности, близкой к насыщению; меньшее количество ядер конденсации будет способствовать образованию менее густого тумана, состоящего из более крупных капель. При малейшем уменьшении относительной влажности более мелкие капли испаряются и остаются только наиболее крупные капли, которые быстро оседают, и туман, таким образом, рассеивается.

Обстоятельные экспериментальные исследования природы ядер конденсации, проведенные Айткенom 15—20 лет тому назад, показали, что ультрафиолетовые лучи Солнца и электрический разряд сильно активизируют ядра конденсации, являющиеся продуктами горения. Уже давно было обращено внимание на то, что солнечные лучи значительно увеличивают активность гигроскопичных ядер. Так называемые радиационные туманы, образующиеся благодаря радиационному охлаждению земной поверхности и прилежащих к ней слоев воздуха, значительно уплотняются вскоре после действия на них солнечных лучей. Айткен показал, что в самом чистом воздухе над морем под влиянием солнечного света количество ядер конденсации возрастает в 10 раз, в то время как в засоренном продуктами горения воздухе количество ядер возрастает в 100 раз, достигая 150 000 в 1 см³.

Из серии лабораторных исследований Айткен нашел, что мало гигроскопичный сернистый ангидрид под действием ультрафиолетовых лучей давал большое количество активных ядер конденсации, которое возрастало еще более, как только в исследуемый воздух вводилось небольшое количество окисляющих веществ, а именно озона или перекиси водорода.

Механизм возникновения большого количества активных ядер под действием солнечных лучей Айткен объясняет так: как известно, ультрафиолетовые лучи, также как и электрические разряды, производят озон (O₃) и перекись водорода (H₂O₂). Эти сильные окислители превращают гигроскопически неактивный сернистый (SO₂), азотистый (NO₂) и фосфористый (PO₂) ангидриды соответственно в серный (SO₃), азотный (NO₃) и фосфорный (PO₃) ангидриды, являющиеся чрезвычайно активными гигроскопичными веществами. Так как все эти вещества содержатся в продуктах горения, а сера содержится в угле в довольно значительных количествах, то подобные ядра конденсации могут

Нередко эти лучи можно наблюдать протягивающимися через все небо и в перспективе сходящимися в одной точке, противоположной Солнцу („Wasserziehen der Gegensonne“). Точно так же и горы могут отбрасывать пространственно видимые тени, как это описал, например, Шекльтон (B. Shackleton)¹ для горы Эребус на антарктическом континенте. Я сам однажды 15 января 1911 г. наблюдал эти „сумеречные лучи“ (Dämmerungsstrahlen) идущими от башен Марбургского замка.²

Если смотреть по направлению тени, то на фоне дымки возникают очень оригинальные теневые картины. На рис. 100 слева изображена тень воздушного шара, которую я случайно видел во время полета в слое дымки, расположенном под воздушным шаром.² Справа изобра-

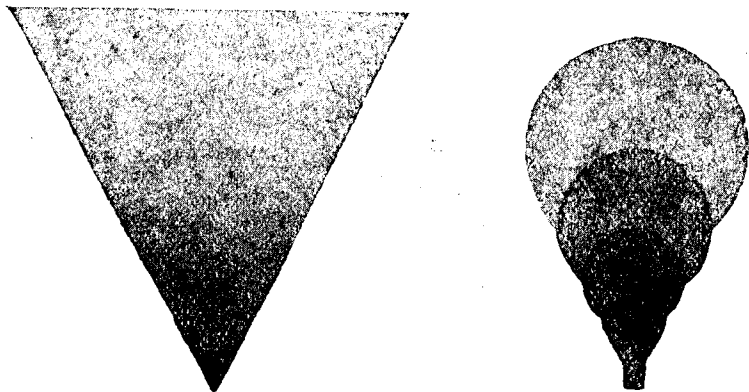


Рис. 100. Форма тени аэростата в дымке (слева) и объяснительная схема (справа).

жена схема объясняющая это явление: мы можем себе представить всю зону в дымке, разложенной на большое число горизонтальных слоев, и на каждом из них проектируется обыкновенная тень воздушного шара. На близлежащих слоях эта тень велика, на удаленных она меньше. И все эти тени ориентированы таким образом, что тень, падающая от наблюдателя, покрывается ими (совпадая приблизительно с верхним краем корзины аэростата). При наложении друг на друга всех изображений шара образуется воспроизведенный слева теневой угол. Впрочем, совершенно такое же явление наблюдается и при отбрасывании тени на воду.

Также и в менее исключительных случаях дымка может становиться заметной благодаря ухудшению видимости, степень которой может

распространяться на очень значительные площади, и благодаря их сильной гигроскопичности они играют решающую роль в процессах конденсации.

Если, кроме того, принять во внимание, что эти вещества поступают в атмосферу и иными путями (при вулканических извержениях, при гниении и т. п.), то вполне вероятно, что они и являются основными ядрами конденсации. (Прим. перев.).

¹ 21 Meilen vom Südpol, 3 Bd.: Die wissenschaftlichen Resultate, Berlin 1910, стр. 216.

² Согласно фотографии, которая к сожалению не годится для репродукции.

значительно колебаться. На Бен Невис в Шотландии были поставлены очень интересные исследования, которые показали, что частички дымки, уменьшающие дальность видимости, растут с увеличением относительной влажности и таким образом являются гигроскопическими. Прибором, с помощью которого были произведены эти измерения, служил изобретенный Айткеном¹ в 1888 г. „пылемер“ или, лучше сказать, „счетчик ядер“. Принцип, на котором основаны устройство прибора Айткена, заключается в том, что определенный объем воздуха подвергается расширению и таким образом в нем образуется туман; затем некоторое время дожидаются, пока капли тумана не упадут на дно сосуда, и с помощью микроскопа подсчитывают число выпавших капель.² С помощью этого метода на Бен Невисе были произведены измерения количества ядер конденсации и параллельные измерения степени помутнения воздуха, определяемого наблюдениями видимости. Группируя результаты измерения по психометрической разности (или по относительной влажности), получили:

Психометрическая разность	Число пылинок
1,1 — 2,2° Ц	1,25 · 10 ¹⁰ в м ³
2,2 — 3,9	1,71 „ „
3,9 — 5,5	2,26 „ „

Эти измерения показывают, что при большой сухости (большой психометрической разности) необходимо большее число частичек для ухудшения видимости, в то время как при большой влажности достаточно меньшего числа их. Отсюда, очевидно, следует заключить что в последнем случае размеры частичек больше, чем в первом, что может быть объяснено их гигроскопичностью.

Этому же соответствует и тот факт, что после исчезновения покрова слоистых облаков на их месте остается тонкая, но при определенных условиях отчетливо заметная дымка. Фиккер³ описал несколько

¹ „Nature“, 44, 279, 1891 и 49, 544, 1894. Рефераты в „Naturw. Rdsch“, 9 (22), 277, 1894; „Met. Zeitschr“, 1894, стр. 348 и 1900, стр. (52).

² Многочисленные определения количества пыли, проведенные разными авторами в разных местах с помощью прибора Айткена, показали, что обычные частички пыли нельзя сосчитать этим прибором. Это, очевидно, указывает на то, что прибор Айткена, позволяющий подсчитать лишь гигроскопические частицы, являющиеся ядрами конденсации, правильнее называть „счетчиком ядер“, а не „пылемером“.

Так Виганд, нашел, что введение в прибор Айткена воздуха, взятого после выбивания в нем ковров и поэтому сильно засоренного пылью, не увеличивает количества пыли в „пылемере“. Производя аналогичные измерения с чрезвычайно мелким балластным песком на аэростате в облаке, Виганд также нашел чрезвычайно низкое „количество пыли“, не смотря на то, что там господствовало практически полное насыщение; при этом результат не менялся даже при таких больших количествах пыли, когда песок отлагался на стенках сосуда.

Наконец, укажем еще на то, что Коппе в 1916 — 1917 г. в Иерусалиме, при дующем из пустыни ветре сирокко, при очень плохой видимости нашел крайне ничтожное количество пыли.

Напротив, по исследованиям Виганда в воздухе, в котором только что выкурили папиросу или горела свеча, количество ядер оказалось более 150000 в 1 см³.

Все это говорит, очевидно, за то, что обычные частицы пыли, получаемые механически, не являются ядрами конденсации. (Прим. перев.).

³ Dunstbildung aus Stratusformen, „Met. Zeitschr.“ 1906, стр. 31 и далее: Ueber die Auflösung einer Wolkendecke, там же, стр. 180.

ко случаев, наблюдавшихся в горных долинах, когда слой дымки проектировался на относительно темную стену гор и таким образом был особенно ясно виден. Мы еще вернемся к рассмотрению наблюдавшейся при этом синевы.

Но не только при исчезновении, а и при образовании облаков дымка особенно усиливается. Как показали наблюдения во время полета, дымка все более и более уплотняется по мере поднятия от земной поверхности до основания кучевых облаков, достигая там своего максимума (рис. 101). На поверхности раздела имеет место такое резкое изменение прозрачности воздуха (соответствующее скачку относительной влажности), что часто эту поверхность можно отчетливо видеть даже при отсутствии облаков, особенно в том случае, когда наблюдатель находится как раз на уровне поверхности раздела.



Рис. 101. Кучевые облака на высоте 3 000 м, поднимающиеся из слоя дымки (снято с аэростата).

На рис. 102 изображен особенно разительный случай такого безоблачного горизонта дымки, который здесь так резко выражен, что при первом взгляде его можно принять за земной горизонт, тогда как в действительности он лежит выше последнего на 1 500 м.

К сожалению, пока имеется налицо очень мало измерений количества ядер на уровне горизонта дымки, так что природа его пока вполне не выяснена. Если предположить, что различная относительная влажность обоих слоев является единственной причиной образования горизонта дымки, то следует ожидать, что над и под поверхностью раздела имеется одинаковое количество ядер. По проведенным Линке (Linke)¹ измерениям, количество ядер у поверхности раздела оказывается бóльшим; однако число таких наблюдений пока недостаточно для того, чтобы делать окончательные заключения.

¹ Luftelektrische Messungen auf 12 Ballonfahrten, Berlin 1904, стр. 80.

Цвет дымки. Мельчайшие частички дымки порождают определенное оптическое явление, известное в физике как „цвет мутной среды“. Это явление основано на том, что очень мелкие частички, состоящие даже из непрозрачного вещества, принимают также участие в колебании эфира, и благодаря этому они уже более не отражают свет, а пропускают его.¹ Они не отбрасывают тени и сами становятся невидимыми даже с помощью какой-либо оптической системы благодаря возникающей при этом дифракции. В самом деле, известно, что расстояние между двумя точками, раздельно видимыми в микроскоп, не может быть менее $2,4 \times 10^{-5}$ см. Так как длина световой волны лежит между 10^{-4} и 10^{-5} см, то, следовательно, критическая граница достигается тогда, когда диаметр частицы становится равным длине



Рис. 102. Безоблачный горизонт дымки на высоте 1500 м над земной поверхностью (снято с аэростата).

световой волны. Одновременно с достижением этой границы наблюдается явление „цвета мутной среды“; оно заключается в том, что красная часть белого луча, проходящего через эту среду, пропускается, в то время как голубые лучи претерпевают диффузное отражение.¹

Как известно, Релей (Rayleigh) этим явлением объяснил голубой цвет неба и красный цвет заходящего Солнца. В действительности

¹ В докладе об образовании облаков, сделанном мною 1 марта 1911 г. в Обществе содействия естествознанию в Марбурге, я пользовался следующим сравнением для иллюстрации этого явления.

Представим себе большой океанский пароход в волнующемся море. Волны, ударяющиеся об остов корабля с наветренной стороны, не в состоянии поднять или наклонить такую машину, а отскакивают от него, и таким образом

Солнце при всех условиях имеет желтоватый цвет; пока Солнце стоит высоко над горизонтом и поэтому путь солнечного луча в атмосфере сравнительно короток, эта окраска слаба. Чем ближе Солнце к горизонту, тем длиннее становится путь, проходимый лучом в атмосфере, и тем яснее выступает характерный для мутной среды красный цвет. Мы не можем входить здесь в рассмотрение математических выводов Релея; результат же таков, что интенсивность света, диффузно отраженного от мутной среды, обратно пропорциональна четвертой степени длины волны, так что голубые лучи при отражении значительно преобладают над красными.¹

Вначале Релей полагал, что частички, превращающие атмосферу в мутную среду, и являются упомянутыми выше ядрами конденсации. Однако позже он высказал гипотезу, что этот цвет порождают отдельные молекулы воздуха, а не какие-нибудь посторонние тела. Правда, это может произойти только на таких высотах, где расстояние между

с подветренной стороны мы имеем спокойную воду. Представим себе одновременно большую флотилию маленьких весельных лодок, качающихся на тех же океанских волнах. Они будут покорно следовать за каждым движением волны, и мы можем усеять ими море как угодно густо и при этом волны будут беспрепятственно катиться дальше, в то время как лодки будут пассивно участвовать в колебаниях. Поэтому с подветренной стороны лодочной флотилии никогда не будет спокойной воды.

Понятно, какое здесь можно применить сравнение: морская волна — это световая волна, океанский пароход — это непрозрачная частица значительной величины, как например, большой облачный элемент, отбрасывающий световую волну; частица становится видимой, но позади себя она отбрасывает тень. Маленькие весельные лодки — это частички дымки, величина которых настолько мала, что они полностью участвуют в колебаниях световой волны; таким образом, не отбрасывая тени и не отражая света, они сами остаются невидимыми, хотя и состоят из непрозрачного вещества.

Этим прежде всего объясняется, что мельчайшие частички становятся невидимыми. Чтобы объяснить цвет мутной среды, необходимо принять во внимание различную длину световых волн.

Красному цвету соответствует длинная, синему — короткая волна. Придерживаясь нашей аналогии, мы живо представим себе, что произойдет, если поместить маленькую весельную лодку в пруд на поверхности которого имеются лишь волны небольшой длины. Здесь уже маленькая лодка будет вести себя как большой корабль в океане во время мертвой зыби. Она будет отбрасывать волны обратно, с подветренной же стороны вода останется спокойной. Таким образом, если мы имеем частицу дымки соответствующей величины, то океанские волны красного цвета отражаться больше не могут, а будут свободно проходить. Напротив, короткие „прудовые“ волны синего цвета отбрасываются так же, как и ранее, и, таким образом, частично становятся видимыми, как это имеет место в случае больших облачных элементов. Если же на мутную среду падает смешанный свет, то она действует на красные лучи как прозрачное стекло, а на синее как матовое. Вследствие этого проходят только красные лучи, а сама мутная среда становится окрашенной в синеватый цвет.

¹ По способу Брукера (Вгискег) мутная среда получается следующим образом: берут раствор 1 ч. мелкой и по возможности бесцветной мастики в 87 ч. винного спирта и капают его в воду, приводя последнюю в быстрое движение непрерывным встряхиванием. Хорошим объектом для демонстрации является также табачный дым, поднимающийся непосредственно от папиросы и состоящий из мельчайших частиц. На темном фоне он бывает резко голубым, на светлом — красно-коричневым. Напротив, частички табачного дыма, выпускаемые изо рта, благодаря значительной влажности полости рта, сильно возрастают, и цвет дыма становится почти белым.

Все это имеет практическое значение для сигнализации; красные световые сигналы в тумане и дымке видны дальше, чем синие.

молекулами воздуха достаточно велико, а именно приблизительно на высоте 20 км и выше. Окончательный выбор между этими двумя гипотезами пока еще не сделан, но, вероятно, для полного объяснения этих явлений необходимы обе гипотезы. Молекулы воздуха обуславливают главным образом голубой цвет неба, частички же дыма обуславливают явление зари. Однако мы не можем подробно останавливаться на этом вопросе, являющемся предметом исследования атмосферной оптики.

В связи с этим нас интересует то обстоятельство, что описанные выше слои дымки также порождают явление „цвета мутной среды“. На светлом фоне (как на рис. 102) эти слои красновато-коричневые, на темном — синие. Если смотреть с аэростата вниз на земную поверхность сквозь слой дымки, то земная поверхность кажется покрытой синеватым покрывалом; это покрывало затрудняет получение отчетливой фотографии земной поверхности.

На основании всего вышесказанного мы должны заключить, что диаметр частичек дымки должен быть во всяком случае несколько менее $2,5 \times 10^{-5}$ см. Кроме того, очевидно, что мы не имеем никакой надежды увидеть эти частички когда-либо с помощью микроскопа.¹

Процесс конденсации. Выше было уже указано на то, что частички дымки растут с возрастанием относительной влажности или пересыщения. Одновременно теоретическая величина капли, находящейся в равновесии, определяемая по формуле Томсона, становится все меньше и меньше; это значит, что при возрастающем пересыщении могут существовать все меньшие частички даже при отсутствии гигроскопических сил. Поэтому для каждого гигроскопичного вещества, очевидно, должно существовать определенное пересыщение, при котором гигроскопичные частицы или ядра достигают как-раз такой величины, которая удовлетворяет условиям Томсона. Мы можем ее назвать границей гигроскопической области действия. При переходе этой границы начинается дальнейший рост капель, в основном происходящий без участия гигроскопических сил, что и является собственно конденсацией.

Легко видеть, что томсоновские размеры капель соответствуют только неустойчивому равновесию, а именно, как только капля хотя немного увеличится, получается поверхность такой кривизны, над которой упругость водяного пара в случае равновесия должна быть уже меньшей. Воздух над каплей становится пересыщенным, а капля благодаря конденсации будет продолжать расти. Обратное, если равновесие над каплей нарушится хотя немного в сторону уменьшения пересыщения или относительной влажности, то капля должна совершенно испариться, если этому не будут препятствовать гигроскопические силы.

Процесс, следовательно, таков: мы имеем большое число гигроскопичных капель, размеры которых лишь немного меньше размеров, соответствующих пересыщению при равновесии по Томсону; постоянно некоторые из них попадают по другую сторону этого неустойчивого равновесия (когда размеры капель больше критических) и растут

¹ См. тщательные опыты Асмана, „Met. Zeitschr.“ 2, 1885, стр. 41.

все больше и больше. Именно эти растущие капли и представляют собой собственно продукты конденсации и становятся видимыми для нас в форме тумана. Единственным пределом роста капель является одновременно растущая скорость падения их. Рост капли продолжается на всем пути ее падения до нижней границы облака, ниже которой относительная влажность меньше 100%, и вместо дальнейшего роста здесь начинается испарение капли. Достигнет ли капля земной поверхности в виде дождевой капли или она испарится, не достигнув земной поверхности, это будет зависеть от размеров капли, средней высоты падения и относительной влажности воздуха, через который падает капля.

В то время как при возникновении облака существует непрерывный переход от гигроскопичных капель дымки к видимым каплям воды, процесс исчезновения существующего облака идет совершенно иначе, так как прежде всего испаряются более мелкие капли, то в конце концов облако состоит перед полным исчезновением их наиболее крупных капель. Если же начнут испаряться и эти крупные капли, то они уменьшаются до размеров гигроскопичных частиц дымки. Этим объясняется характерная грубая структура тающих кучевых облаков, похожая на клубы пара, идущего от паровоза.

Величина облачных элементов. Хотя и нельзя провести резкой границы между „дождевой каплей“ и „облачным элементом“, все же для дальнейших примерных расчетов практически целесообразно установить по крайней мере порядок величины их. Имея в виду наименьшую толщину слоистых облаков, из которых идет дождь, можно принять, что капли, падающие со скоростью около полметра в секунду, выходят из области облака довольно быстро, благодаря чему исключается существенное увеличение диаметра при дальнейшей конденсации. Мы отметим поэтому капли с подобной скоростью падения как границу дождевых капель. Как будет показано ниже, радиус такой капли приблизительно равен 0,007 см. Согласно предыдущему каждое облако должно содержать капли различных размеров, начиная от томсоновских критических размеров капель до дождевых. Если критические размеры капель лежат очень далеко от размеров дождевых капель, то в этом случае (как это имеет место в кучевых облаках с сильным пересыщением) мы будем иметь большое количество размеров капель; если же эти значения приближаются к границе дождевых капель, то-есть в случае очень небольшого пересыщения, шкала размеров капель становится небольшой, и облако приближается к состоянию „однородного“ тумана, все частички которого имеют одинаковый диаметр. Эти обстоятельства играют большую роль при возникновении оптических явлений в облаках, о чем будет сказано ниже.

Таким образом очевидно, что вопрос о величине облачных элементов непосредственно связан со степенью пересыщения. Что пересыщение может быть только очень небольшим, явствует из следующих соображений: при размерах капель порядка 10^{-5} см возникает, как было указано выше, явление „цвета мутной среды“. Таким образом размеры видимых облачных элементов должны быть больше, так как они отражают белый цвет. Но названной величине капли соответствует (по данным таблицы на стр. 72) относительная влажность 101%; таким образом, мы должны допустить, что в большинстве обла-

ков господствует относительная влажность, мало отличающаяся от обыкновенного насыщения.

Однако целый ряд наблюдений указывает на то, что иногда при быстром восходящем токе достигается пересыщение, которое обнаруживается волосным гигрометром.¹ Прежде всего укажем на исследование, которое произвел Вагнер² в тумане на вершине Зоннблик. Он наблюдал значения относительной влажности до 107⁰/₀; четыре различных волосных гигрометра в среднем из 33 наблюдений при густом тумане дали следующие значения: 102,3⁰/₀, 102,5⁰/₀, 102,5⁰/₀, и 102,1⁰/₀. Эти значения, полученные с помощью тщательно отрегулированных приборов, показывают, что в атмосфере действительно имеют место измеримые пересыщения. Точное исследование этого явления, однако, будет возможным лишь тогда, когда будут изготовлены специальные приборы для измерения перенасыщения.

Если принять во внимание, что в быстро поднимающихся кучевых облаках можно ожидать значительно большего пересыщения, чем в наблюдавшихся Вагнером случаях, то весьма возможно, что здесь могут встретиться значения относительной влажности от 110 до 120⁰/₀.³ Значительно большее пересыщение, а именно порядка нескольких сот процентов, по эмпирическим данным, совершенно отсутствует.

Это обстоятельство является чрезвычайно существенным, так как гипотеза Гердиена (Gerdien)⁴ об образовании гроз исходит из наличия в атмосфере 400⁰/₀ относительной влажности. Гердиен полагает что внутри грозового облака уже на высоте меньшей 4000 м обычные ядра конденсации все выпадают с дождем, так что при дальнейшем поднятии воздуха наступает все большее пересыщение, которое достигает наконец 420⁰/₀, после, чего начинается конденсация на отрицательных ионах. Таким образом осуществляется в больших масштабах разделение отрицательных ионов от положительных. Основная мысль Гердиена об уменьшении с высотой обычных ядер

¹ В результате точных исследований обнаружено, что органические ткани волоса обладают довольно сложными свойствами, которые ставят под сомнением его пригодность для точных измерений.

При подъеме змеев во время перехода из облаков в области с чрезвычайно сухим воздухом его показания являются преуменьшенными, и обратно, при переходе от сухости к большой влажности эти показания оказываются преувеличенными. То же самое наблюдал Пирхер (Pircher) в лаборатории (Ueber die Haarhygrometer, Denkschr. d. Wiener Akad., Bd. 73, Wien 1901, стр. 13). Поэтому к показаниям волосного гигрометра необходимо относиться критически. В то же время трудно свести упомянутые наблюдения к подобным влияниям.

² Untersuchung der Wolkenelementen auf dem Hohen Sonnblük (3106 m), Sitz.-Ber. d. Kais. Akad. d. Wiss. in Wien, Bd. 117, IIa, Dezember 1908.

³ Подобные значения пересыщения являются, несомненно, преувеличенными. Приведенные выше определения Вагнера неудовлетворительны, так как употребление волосного гигрометра при высокой относительной влажности и низких температурах ведет к большим ошибкам. Все последующие определения дали значительно меньшие значения пересыщения. Так например, Гильдинг Кёлер из 4000 определений относительной влажности, проведенных им в облаках на высокогорных станциях в Швеции и Норвегии, лишь в 4—5 случаях получил слабые пересыщения, не превышающие 0,5⁰/₀.
(Прим. перев.)

⁴ Die Kondensation des Wasserdampfes an Ionen und ihre Bedeutung für die Physik der Atmosphäre, „Jahrb. d. Radioaktivität und Elektronik“, 1, 1904, стр. 24.

конденсации является правдоподобной. Однако, как уже было упомянуто выше, необходимое, по гипотезе Гердиена, чрезмерное пересыщение признать возможным не легко, особенно потому, что поднимающийся внутри грозового облака воздух постоянно уносит с собой поток градин, освобождающий благодаря возникающей при этом температурной разности облачный воздух от избытка водяного пара. Вследствие этого теперь почти повсюду отказались от этой на первый взгляд правдоподобной гипотезы грозообразования.¹

Скорость падения капель. Чтобы выразить скорость падения маленькой капли воды как функцию ее величины, обычно пользуются формулой Стокса (Stokes).² Эта формула исходит из предположения, что сопротивление, испытываемое каплей при падении, обусловлено исключительно трением. Вследствие этого формула применима только внутри некоторой ограниченной области. А именно, если капля превосходит определенную величину, то начинает сказываться инерция воздуха, так как последний не расступается перед падающей каплей, а сжимается, благодаря чему сопротивление возрастает. Релей³ показал, что выражение: $\frac{v \cdot r \cdot \delta}{\mu}$ (v — скорость, r — радиус капли, δ — плотность воздуха, μ — коэффициент трения воздуха) должно быть не более 0,005, чтобы можно было пренебречь ошибкой при применении формулы Стокса. Так как для воздуха $\delta = 0,0013$, $\mu = 0,00019$, то, следовательно произведение $v \cdot r$ должно составлять не более 0,001 или что капли воды, к которым применима формула Стокса, должны иметь радиус не более 10^{-2} см.

Если с другой стороны, радиус капли слишком мал, то будет играть все большую роль скольжение, пренебречь которым уже нельзя, Рейнганум (Reinganum)⁴ и другие показали, что при очень малых каплях сопротивление вследствие скольжения становится гораздо меньшим; влияние скольжения уже становится заметным для значения $r = 4 \times 10^{-5}$ см (приблизительно) и возрастает с уменьшением размеров капли. Если не принимать во внимание этих отклонений, то формула Стокса гласит:

$$W = -6 \pi \mu r v,$$

где W — сопротивление равномерно движущемуся шару, r , как и выше, радиус капли, v — скорость падения и $\mu = 17,3 \times 10^{-5}$ (см⁻¹ гр¹сек⁻¹) коэффициент внутреннего трения воздуха⁵ (по определению Фабри и Перо) (Fabry и Perot).

¹ См. например, *A. Gockel*, „Ueber den Ursprung der Gewitterelektrizität“, „Met. Zeitschr.“, 1909, стр. 425.

² См. *Kirchhoff*, Vorlesungen über Mechanik, 26. Vorl., Leipzig 1897.

³ „Phil. Mag.“, 36, 1893, стр. 365; Зеленый и Мк. Кеен (Zeleny und Mc. Keehan) дали экспериментальную проверку формулы в „Die Endgeschwindigkeit des Falles kleiner Kugeln im Luft“; „Phys. Zeitschr.“ 11, 1910, стр. 78.

⁴ Bemerkungen zur Stokesschen Formel, „Ber. d. Deutsch. Phys. Gesellsch.“, 1910, 23, стр. 1025.

⁵ Этот коэффициент не зависит от давления воздуха, но немного зависит от температуры.

Если движение равномерно, то сопротивление равно весу капли, взятому с обратным знаком, а вес капли равен:

$$\frac{4}{3} r^3 \pi g (\sigma - \rho),$$

где σ — удельный вес воды, ρ — удельный вес воздуха. Таким образом имеем:

$$6\pi rrv = \frac{4}{3} r^3 \pi g (\sigma - \rho).$$

Подставляя $\sigma = 1$ и пренебрегая значением ρ относительно σ , получим:

$$v = \frac{2r^2g}{9\mu} = 1,26 \times 10^6 \cdot r^2 \left(\frac{см}{сек} \right). \quad (29)$$

Как уже упомянуто, эта формула Стокса применима только в пределах между $r = 4 \times 10^{-5}$ см и $r = 10^{-2}$ см.

Для меньших капель, скорость падения которых, однако, для метеорологических целей не представляет интереса и редко входит в рассмотрение, вместо формулы Стокса пользуются другой, более строгой, формулой Ламба (Lamb):

$$W = 6\pi rrv \frac{1 + 4 \frac{\mu}{\rho r} + 6 \left(\frac{\mu}{\rho r} \right)^2}{\left(1 + \frac{3\mu}{\rho r} \right)^2},$$

где ρ — коэффициент внешнего трения; можно пользоваться также и приближенной формулой Рейнганума:

$$W = 6\pi rrv \left(r - 2 \frac{\mu}{\rho} \right). \quad (29a)$$

Влияние скольжения учитывается здесь в виде поправки на радиус шара. Так как $2 \frac{\mu}{\rho}$ для воздуха составляет около 10^{-5} см, то очевидно что для названного выше пограничного значения $r = 4 \times 10^{-5}$ см скольжение уже существенно меняет полученный результат.

Для капель больших, чем те, к которым применима формула Стокса, часто пользуются следующей формулой, основанной на допущении, что сопротивление воздуха прямо пропорционально квадрату скорости:

$$v = c\sqrt{r},$$

где c — константа. Согласно измерениям скоростей падения капель у земной поверхности значение константы $c = 1344$ см, так что мы имеем:

$$\left. \begin{array}{l} \text{для капель воды } v = 1344 \sqrt{r} \text{ см/сек,} \\ \text{для градин } v = 1246 \sqrt{r} \text{ см/сек.} \end{array} \right\} \quad (29b)$$

Для больших высот, где плотность воздуха меньше, значение константы будет меняться; например, на высоте 4 км для воды $c = 2206$, для града $c = 2043$.

Однако наблюдения показали, что эта простая формула (29b), хотя является достаточной для некоторых приближенных подсчетов, при более строгом сравнении с результатами наблюдений оказывается очень

неточной. Поэтому Вильгельм Шмидт¹ дал другую эмпирическую формулу, которая, правда, значительно сложнее, но получаемые по ней значения более согласуются с наблюдаемыми величинами; кроме того, ее построение позволяет при уменьшающемся радиусе капли постепенно перейти к формуле Стокса, так что скачок на границе области применения последней устраняется. Формула гласит:

$$v = \frac{10^6}{\frac{0,787}{r^2} + \frac{503}{\sqrt{r}}} \quad (30)$$

(r — в см, v — в см/сек).

Мы видим, что для очень малых значений r вторым слагаемым, знаменателя можно пренебречь по сравнению с первым слагаемым, так что в этом случае мы получаем:

$$v = \frac{10^6 \cdot r^2}{0,787} = 1,2 \times 10^6 \times r^2,$$

как и по формуле Стокса. Формула (30) охватывает таким образом всю область применения формулы Стокса и, кроме того, еще все капли большего радиуса до границы разбрызгивания капли или, точнее говоря, до начала деформации ее. Эта деформация начинается при величине радиуса, равной приблизительно 0,15 см.

Чтобы проверить справедливость формулы и согласие получаемых на основании ее результатов с данными наблюдений, мы приведем два ряда измерений, а именно, Ленарда (Lenard)² и Шмидта.³

Скорость падения водяных капель в воздухе

r в см	0,0005	0,001	0,005	0,01	0,02	0,05	0,1	0,175
v вычисленное в см/сек .	0,3	0,1	26	78	181	390	599	814
v наблю- } по Ленарду .	—	—	—	—	—	440	590	740
денное } по Шмидту .	—	—	—	—	180	393	577	740

Уже в последнем столбце таблицы начинается расхождение между наблюдениями и результатами вычислений, и поэтому применение далее этой формулы невозможно, так как мы все более и более будем приближаться к таким размерам капли, при которых она начнет распыляться. Как установил Ленард, все усиливающаяся деформация

¹ Eine unmittelbare Bestimmung der Fallgeschwindigkeit von Regentropfen, „Sitz.-Ber. d. Kais. Akad. d. Wiss. in Wien“, Bd. 118, IIa; также „Met. Zeitschr.“, 1909, стр. 183.

² Ueber Regen, „Met. Zeitschr.“, 1904, стр. 249. Ленард измерял скорость потока воздуха, направленного снизу вверх, который в состоянии был поддерживать капли во взвешенном состоянии.

³ Там же: Шмидт (Schmidt) добивался того, что дождевые капли через вырез горизонтального вращающегося диска падали на другой диск, расположенный ниже и вращающийся вместе с первым. Затем он измерял угол поворота нижнего диска за промежуток времени, требовавшийся капле для прохождения этого расстояния.

капель действует таким образом, что скорость падения капли достигает максимума около $8,05 \text{ см/сек}$ при радиусе капли $0,225 \text{ см}$; затем при больших размерах капли скорость опять уменьшается. Это уменьшение обусловлено деформацией капли, однако оно не может быть прослежено далее, так как капля вскоре распыляется. Таким образом как для размеров капли, так и для скорости падения существует абсолютная верхняя граница. Первая была неоднократно установлена прямыми наблюдениями. Наибольшая капля, которую нашел Визнер (Wiesner) ¹ во время своих многочисленных измерений, имела радиус $r = 0,36 \text{ см}$.

Эти данные позволяют сделать очень интересные выводы относительно процессов, происходящих в дождевых (грозовых) облаках. Так как падающие капли воды согласно вышесказанному ни при каких условиях не могут достигать скорости падения больше 8 м/сек , то поднимающийся с такой скоростью поток воздуха может поддерживать во взвешенном состоянии большие количества дождя. Капли, постепенно увеличивающие здесь свои размеры, переходят, наконец, критическую границу и разбрызгиваются, причем образовавшиеся мелкие капли вновь начинают расти.

Согласно наблюдениям в кучевых облаках восходящие токи достигают скорости 6 м/сек , в грозовых же облаках эти восходящие токи могут достигать скорости 8 м/сек или даже превышать ее. Это имеет место при выпадении сухого града, не сопровождающегося дождем.

На этом основана предложенная Симпсоном (Simpson) теория образования гроз. Симпсон заметил, что при распылении капли появляется свободный электрический заряд, образующийся вследствие разрыва, находящегося на поверхности капли электрического слоя (воздух — вода). Если этот процесс происходит достаточно долго и на большом протяжении, то по Симпсону он может породить большое количество энергии, освобождающейся во время грозы. ²

Из приведенной таблицы скоростей нетрудно видеть, какие размеры капель соответствуют определенной выше границе дождевой капли, для которой скорость падения принята приблизительно равной полметра в секунду. Критическое значение скорости лежит между скоростями падения двух капель ($r = 0,01 \text{ см}$ и $r = 0,005 \text{ см}$) при-

¹ Beiträge zur Kenntnis des tropischen Regens, „Sitz-Ber. d. Kais. Akad. d. Wiss. in Wien“, 104, 1, стр. 1397, 1895.

Для измерения размеров капель Визнер употреблял фильтровальную бумагу, на которой измерялись следы упавших и впитавшихся капель. Чтобы зафиксировать след, тотчас же после падения надо покрывать бумагу каким-либо безводным цветным порошком, так что влажные следы капель останутся окрашенными. Бумага должна быть предварительно проградирована с помощью взвешенных или во всяком случае известных капель.

² On the Electricity of rain and its origin in thunderstorms, „Phil. Transact. of the R. Soc. of London, Ser. A., 209, стр. 379, 1909. Реферат в „Met. Zeitschr.“, 1910, стр. 284 (см. там же, стр. 274). Против этой теории можно было бы выдвинуть возражение, что большие дождевые капли, о которых говорит Симпсон, находятся главным образом в нижних слоях воздуха, тогда как молнии возникают как-раз на более высоком уровне, и во всяком случае выше $4\ 000 \text{ м}$ (здесь мы имеем в виду молнии, направляющиеся вверх и в сторону от гравовой башни и теряющиеся в атмосфере, не достигая земли). Да и зимние грозы представляют для теории Симпсона большое затруднение. Только будущее покажет, является ли правильным подобное разрешение проблемы.

ближаясь к последнему. Мы можем поэтому за границу дождевой капли принять уже упомянутый выше радиус капли $r = 0,007$ см. Как будет показано ниже, эта величина имеет большое значение для понимания дифракции, иногда наблюдающейся в облаках.

Слияние дождевых капель. В то время как рост облачных элементов до размеров дождевых капель объясняется продолжающейся конденсацией, дальнейший рост капель, идущий также и после выпадения их из слоя, где происходит конденсация, нуждается в ином объяснении. Этот рост обусловлен слиянием нескольких капель в одну. При этом обнаружена интересная закономерность, косвенно указывающая на то, что здесь мы имеем дело действительно со слиянием нескольких капель воды. После того как Ленард и Махе (Mache) провели подобные исследования, Дефант (Defant)¹ на основании большого числа измерений установил, что размеры дождевых капель распределяются не произвольно, а так, что определенным размерам соответствует максимум повторяемости: а именно веса или объемы наиболее часто встречающихся капель в каждом дожде относятся между собой, как 1 : 2 : 4 : 8.

Первое значение при этом соответствует приблизительно капле радиуса $r = 0,03$ см, последнее $r = 0,25$ см. Отсюда, очевидно, следует заключить, что сливаются преимущественно капли, имеющие равные размеры. Таким образом возможен только $1 + 1$, или $2 + 2$, или $4 + 4$, а не $1 + 2$ и т. д.

В. Шмидт показал,² что эту особенность можно объяснить известными законами гидродинамики, а именно, если два шара движутся в жидкости в одном и том же направлении, то они испытывают вследствие образующихся и следующих в известном порядке друг за другом вихрей так называемое „гидродинамическое“ отталкивание. Применительно к падающим каплям это положение дает следующий результат: большая, быстро падающая капля может соединиться с нагоняемой ею малой каплей лишь в случае центрального удара, так как иначе вследствие отталкивания малая капля отбрасывается в сторону.

Обратно, между двумя шарами, движущимися в жидкости рядом в одном и том же направлении, существует гидродинамическое притяжение. Но так как притяжение ведет к слиянию капель, необходимо, чтобы дождевые капли находились долгое время рядом друг с другом, а это может быть только в том случае, когда капли имеют одинаковые размеры. Если, кроме того, принять во внимание, что первоначальные размеры дождевых капель почти одинаковы, то очевидно, что благодаря слиянию должны получиться как-раз такие капли, которые найдены Дефантом.

Содержание воды в облаках и число облачных элементов. Измерения содержания воды в облаке производились главным образом Конрадом (Conrad) и Вагнером. Конрад³ из шести измерений на

¹ Ueber Gesetzmässigkeiten in der Verteilung der verschiedenen Tropfengrössen bei Regenfällen, „Met. Zeitschr.“, 1905, стр. 321.

² Zur Erklärung der gesetzmässigen Verteilung der Tropfengrössen bei Regenfällen, „Met. Zeitschr.“, 1908, стр. 496.

³ Ueber den Wassergehalt der Wolken, Denkschr. d. Kais. Akad. in Wien, 73 (Jubilband der K. K. Zentralanstalt für Meteorologie, стр. 130); см. также „Met. Zeitschr.“, 1899, стр. 566.

Шнеберге близ Вены нашел значения от 0,42 до 3,4 г/м³. Из четырех измерений на Шафберге в южной части верхней Австрии он получил значения между 0,90 и 4,57, а из дальнейших шести измерений на вершине Зоннблик 0,35 и 2,34.

К подобным же результатам приходит также и Вагнер.¹ В среднем из 22 наблюдений за туманами (на последней из вышеназванных гор), проведенных при температуре около 0°, он нашел 2 г жидкой воды в 1 м³ облачного воздуха. Наибольшее полученное им значение составляет 4,8 г. Оба исследования приводят к общему результату, что содержание жидкой воды в облаке во всяком случае меньше, чем газообразной.

Возможно, что над горами благодаря вынужденному поднятию воздуха процесс конденсации несколько интенсивнее, чем в свободной атмосфере, чему соответствует большее содержание воды в облаках. В свободной атмосфере в качестве нормы должно быть 1—2 г жидкой воды в 1 м³ облачного воздуха.

На основании этих данных можно получить также представление о количестве облачных элементов, содержащихся в единице объема облачного воздуха. При этом мы должны принять во внимание, что при определении содержания воды в облаке мы можем совершенно пренебречь мелкими начальными каплями; таким образом мы совершенно не принимаем их во внимание, полагая, что все рассматриваемые нами капли по своим размерам близки к дождевым каплям и имеют радиус, приблизительно равный 10⁻³ см. Объем капли равен:

$$v = \frac{4}{3} \pi r^3 = 4,2 r^3,$$

таким образом для капель заданного радиуса

$$v = 4,2 \times 10^{-9} \text{ см}^3.$$

Таков объем в куб. сантиметрах или, что то же, вес в граммах. Если в 1 см³ воздуха содержится n таких капель и их общий вес $\frac{y}{10^6}$ (где y — вышеупомянутое количество воды, содержащееся в 1 м³), то имеем:

$$n \cdot v = \frac{y}{10^6},$$

или, подставляя значение для v :

$$n = 240 y.$$

Таким образом, если принять согласно вышесказанному для y значение, равное 1—2 г, то мы получим около 200—500 капель в 1 см³.

Прямые измерения, проводимые с помощью счетчика ядер Айткина, дают подобные же значения. В то время как близ земной поверхности находят несколько тысяч ядер в 1 см³ (не говоря уже об огромных местных увеличениях числа ядер, обусловливаемых наличием дыма

¹ Untersuchung der Wolkenelemente auf dem Hohen Sonnblick (3016 м). „Wiener Sitz.-Ber.“, Dezember 1908.

в больших городах), на Эйфелевой башне, в Риги Бен Невисе, а также в тех местах, где условия приближаются к условиям свободной атмосферы, наблюдаются только несколько сот ядер в 1 см^3 .

Оптические явления в водяных каплях. Об оптических явлениях, наблюдающихся в каплях облаков или дождя, мы будем здесь говорить лишь постольку, поскольку они могут служить для определения структуры облаков. Для теоретического рассмотрения этих явлений мы отсылаем читателя к книге Пернтера (Pernter) „*Meteorologische Optik*“.¹ Здесь же мы рассмотрим, во-первых, венцы и глории, явления дифракции и, во-вторых, явления радуги.

Венцы представляют собой маленькие цветные круги около Солнца или Луны. При этом в непосредственной близости от светила находится бледно-голубоватое светлое поле, переходящее далее в желтоватый тон и оканчивающееся темнокрасным кольцом. Это явление, называемое „ореолом“, ограничивается в большинстве случаев радиусом приблизительно в 2° . При хорошо выраженном явлении венец замыкается одним или несколькими кольцами, причем каждое из них снаружи ограничено красным.

Здесь необходимо подчеркнуть, что подобные дифракционные кольца наблюдаются не только в капельножидких облаках, а что самые красивые венцы наблюдаются как-раз в перистых облаках, так что в случае венцов (в противоположность гало) мы не получаем никакого критерия для отличия капельножидких облаков от ледяных.

Зато, как показал Пернтер, по радиусу венца можно определить величину породившей его облачной частицы. Мы получаем таким образом возможность благодаря отдельному, легко проводимому измерению, определять величину облачной частицы, находящейся на любой высоте. Следующая простая формула выражает эту зависимость:

$$r = c \frac{\lambda}{\sin \alpha}, \quad (31)$$

где r — радиус капли, α — измеряемый угловой радиус венца, λ — среднее значение рассматриваемых длин волн, а именно так называемая „длина волны белого цвета“, равная $571 \times 10^{-7} \text{ см}$ и c — постоянная, принимающая следующее значение в зависимости от того, пользуются ли при определении ореолом, первым или вторым кругом и т. д.:

для ореола	$c = 0,610$
„ первого круга	„ 1,116
„ второго „	„ 1,619
„ третьего „	„ 2,121
„ четвертого „	„ 2,622

За радиус ореола принимают расстояние от края Солнца до внешней границы красного кольца. Так как в большинстве случаев расстояние измеряется от центра Солнца, то из наблюдаемой величины вычитают еще радиус Солнца ($16'$).

Совершенно такое же явление наблюдается в строго противоположном направлении вокруг точки, противоположной Солнцу, или вокруг

¹ Wien und Leipzig, 1902. Последняя часть (IV Abschnitt) издана после смерти Пернтера Эксером в 1910 г.

тени наблюдателя и называется глорией. Так как луч зрения в этом направлении постоянно опускается под горизонт, то явление глории может наблюдаться только на вершинах гор или с аэростата („Luftschiffersone“). Рис. 103 представляет собой фотографию такой глории. На рисунке видно, что верхний край тени аэростата совершенно теряется. Это соответствует приведенным выше выводам об отбрасывании тени в туман и позволяет заключить о значительном распространении тени в глубину.

Для определения величин капель при глории пользуются такой же формулой, как и при венцах. Я обратил внимание на то,¹ что в данном случае константы для различных колец не согласуются между собой; чем это обусловлено — неизвестно.

Нернтер произвел большое число измерений венцов и глорий² и пришел к неожиданному на первый взгляд выводу, что во всех случаях радиусы капель колеблются в необыкновенно узких пределах, выражаемых неравенством:

$$1 \times 10^{-3} < r < 5 \times 10^{-3} \text{ см.}$$

Отсюда Нернтер делает вывод, что все облачные элементы всегда должны лежать в этих пределах. Однако я показал, что такое обобщение недопустимо.³ Эти дифракционные явления происходят только в однородных облаках, то-есть в таких, которые содержат капли одинаковой величины.⁴ Большинство же облаков, как было показано выше, неоднородны, а состоят из целой гаммы различных величин капель от томсоновских предельных значений до дождевых. Это является причиной того, что большинство облаков как-раз не дает явлений дифракционных

колец. Облака же, в которых наблюдаются дифракционные явления, должны быть однородными, а это возможно лишь тогда, когда томсоновские предельные значения близки к размерам дождевых капель, как это имеет место при очень слабом перенасыщении (именно в слоистых облаках).

¹ На основании измерений вышеупомянутых снимков: см. Photographie optischer Erscheinungen vom Ballon aus, Anhang zum Jahrbuch d. Deutschen Luftschifferverbandes, 1911.

² Die Berechnung der Grösse der Wolkenelemente aus meteorologisch-optischen Erscheinungen, Hann-Band der Met. Zeitschr., 1906, стр. 378.

³ Ueber die Grösse der Wolkenelemente, „Met. Zeitschr.“, 1910, стр. 354.

⁴ Причина заключается в следующем: если размеры капель различны, то возникающие при этом дифракционные кольца будут также различных размеров, так что в конце концов вокруг Солнца получится сияние, яркость которого увеличивается по мере приближения к Солнцу.

Вследствие этого уже теоретически следует ожидать, что на основании измерения венцов можно определить только такие размеры капель, которые лежат близко к границе дождевых капель. Так как для последних мы нашли радиус $r = 0,007$ см, то этим вполне объясняются полученные Пернтером результаты. Ранее уже было указано на то, что при таянии облаков сначала исчезают более мелкие капли, так что облако перед исчезновением должно быть почти однородным, при чем величины капель должны быть близки к границе дождевых капель. Это подтверждается также и оптическими явлениями, так как в тающих краях кучевых облаков почти всегда наблюдается венец или ореол, в то время как остальная часть облака этих явлений не дает.

Если венцы и глории дают возможность заключать в указанных пределах о размерах облачных элементов, то на основании наблюдений за радугой мы можем прийти к подобным же заключениям в отношении размеров дождевых капель. На рис. 104 изображено явление полной радуги. Часто, однако, наблюдается только простая радуга первого порядка, выделенная рельефнее на рисунке, радиус которой около 41° . Дуга второго порядка с радиусом в 52° , также имеющая значение для наших целей, всегда бывает значительно слабее. Часто, кроме того, наблюдается еще „вторичная“ радуга, непосредственно примыкающая к главной изнутри.

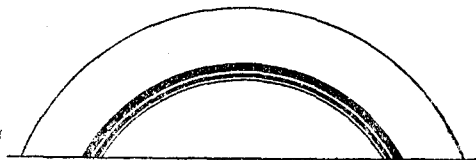


Рис. 104. Явления полной радуги.

Наблюдатель, находящийся у земной поверхности, видит только верхнюю половину радуги, с аэростата же иногда видна также и нижняя ее половина.¹

Рис. 105 представляет собой фотографию радуги, на которой удалось снять только подошву главной дуги. Следует обратить внимание на характерную разницу яркости по обе стороны радуги.

Уже Декарт (Descartes) знал, что главная радуга образуется благодаря однократному, радуга второго порядка благодаря двукратному внутреннему отражению светового луча в капле, причем при вступлении и при выходе луча из капли он разлагается на цвета. Эри (Airy) же показал, что теорию Декарта можно принять как первое приближение. А именно, при этом явлении наблюдается интерференция соседних лучей, которые действуют так, что картина сильно меняется в зависимости от размеров капель. Как-раз эта особенность, на которую в теории Декарта не обращено внимания, дает возможность по внешнему виду радуги заключить о размерах капель. Точно также вторичная радуга впервые была объяснена на основании строгой теории Эри. Заслуга Пернтера заключается в том, что он дал элементарное изложение очень сложной теории Эри и снабдил ее много-

¹ 12 сентября 1910 г. я видел нижнюю часть полного круга, расположенного перпендикулярно под шаром (при высоте Солнца 40°), причем круг ярко выделялся на темном фоне полей. При морозящем дожде иногда удается видеть полный круг.

численными числовыми данными, сделав ее тем самым доступной, по крайней мере в основных чертах, и не-математику. Мы не будем заниматься здесь рассмотрением самой теории. Приведем только критерии для определения размеров канель, полученные Перитером, из расчета цветов радуги:

1. По внешнему виду главной дуги. При $r \leq 0,0025$ см радуга белая со слабо окрашенными краями (так называемая белая радуга — *Nebelbogen*).

При $r = 0,0030$ см имеется только лишь белая полоска в радуге.¹

При $r = 0,010$ до $0,015$ см красный цвет еще отсутствует совершенно.

При $r = 0,025$ см красный цвет еще очень слаб.

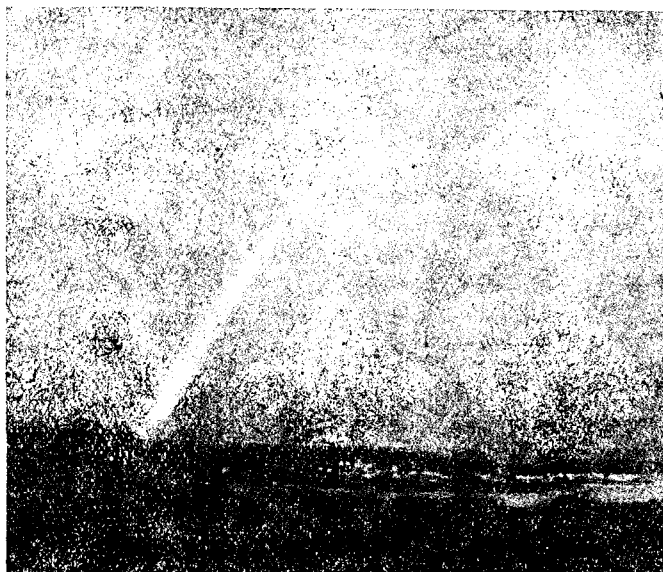


Рис. 105. Радуга.

При $r = 0,05$ до $0,1$ см цвета очень эффектны: широкая ярко-красная полоса, яркая фиолетовая и зеленая полоса (голубая отсутствует).

2. По внешнему виду вторичных дуг. При $r = 0,0040$ до $0,0050$ см вторичные дуги отделены друг от друга и от главной дуги; первая вторичная дуга содержит еще белую полоску.

При $r = 0,010$ см первая вторичная дуга подходит к главной дуге, остальные еще разделены между собой. В первой вторичной дуге желтый цвет еще есть, в то время как в остальных он отсутствует.

При $r > 0,015$ см желтый цвет исчезает также и в первой вторичной дуге.

¹ Между этим и следующим значениями лежит определенная выше граница дождевых капель. Белая радуга возникает в тех облачных элементах, которые по своим размерам лежат близко к границе дождевых капель и могут образовывать венцы.

При $r = 0,025$ см все вторичные дуги примыкают без промежутков к главной дуге; они содержат теперь зеленый и красновато-фиолетовый цвет.

При $r = 0,1$ см наблюдается до пяти и более вторичных дуг, плотно примыкающих друг к другу.

В общем радуга тем уже, но и при этом тем интенсивнее окрашена, чем больше породившие ее капли. Необходимо заметить, что эти критерии теряют силу, когда Солнце близко к горизонту и посылает только красные лучи. В этих случаях радуга почти монохроматична, причем от всего спектра остается лишь красная часть.

Наконец, Пернтер дал формулу для непосредственного определения величин капель по измерениям радуги. Эта формула так же, как и предыдущая, для определения размеров капель по явлениям дифракции, основана на понятии длины волны белого цвета, которая и здесь равна:

$$\lambda = 0,0000571 \text{ см.}$$

Радиус капли будет тогда:

$$r = 7,15 \times 10^{-5} \sqrt{\frac{1}{\alpha^3}}, \quad (32)$$

где α — абсцисса первого минимума света. Таким образом расстояние между главной радугой и первой вторичной равно:

$$\alpha = 41^\circ 44' - x,$$

где x есть измеренное расстояние этого минимума от точки, противоположной Солнцу. Применение этой формулы предполагает таким образом, что минимум света между главной радугой и первой вторичной однозначен, что случается довольно редко.¹

XVIII. Структура ледяных облаков

В этой главе мы займемся исключительно практическим изучением процессов, происходящих в ледяных облаках; теоретические основы изложены нами в гл. VIII.

Относительная влажность. В предыдущей главе мы уже указывали на различие между насыщением по отношению к плоской поверхности и по отношению к поверхности искривленной. При температурах меньших нуля (а они в тропосфере встречаются очень часто) мы должны различать, кроме того, насыщение по отношению к переохлажденной воде и насыщение по отношению ко льду.

Необходимо поэтому определить более строго понятие относительной влажности, чем это было до сих пор, так как это понятие базируется на определении насыщения. Мы называем 100%-ной относительной влажностью *такую влажность, при которой водяной пар находится в равновесии с плоской поверхностью жидкой воды той же температуры.*

¹ Истощающие данные об этом методе можно найти у Пернтера: Die Berechnung der Grösse der Wolkenelemente usw., там же.

Во избежание недоразумений в дальнейшем мы будем обозначать эту относительную влажность F'_w . Она соответствует значениям, вычисляемым нами из показаний смоченного термометра и определяемым непосредственно волосным гигрометром.

Однако, если принять во внимание, что понятие относительной влажности в основном имеет целью характеризовать, насколько далек воздух от конденсации (от насыщения), то очевидно, что сформулированное выше определение относительной влажности не удовлетворяет этой задаче для ледяных облаков, так как при насыщении по отношению ко льду, то-есть в тот момент, когда начинается конденсация в виде льда, F'_w всегда меньше 100%. Получаемая таким образом разница зависит от температуры, причем при понижении температуры она возрастает.

Поэтому для таких случаев целесообразно положить в основу определения вместо насыщения по отношению к воде насыщение по отношению ко льду и ввести понятие „относительной влажности по отношению ко льду“, которая при насыщении по отношению ко льду будет равна 100%. В дальнейшем эту величину мы будем постоянно обозначать F_e .

Эквивалентная влажность. До сих пор предполагалось, что продукты конденсации постоянно имеют ту же температуру, что и окружающий воздух. Однако картина существенно изменится в том случае, если температура продуктов конденсации будет существенно отличаться от температуры окружающей среды.

Например, если внести в комнату кусок льда, где относительная влажность достигает, может быть, лишь 50%, то все же на нем появляются продукты конденсации. Решающее значение в данном случае имеет *упругость водяных паров в окружающей среде и температура самого льда*. Лучшее всего мы сможем исследовать это явление введением понятия „эквивалентной влажности“ $(F)_t$,¹ то-есть влажности относительно данного объекта с температурой t , причем для того чтобы ею можно было пользоваться во всех случаях, необходимо различать между $(F_w)_t$ и $(F_e)_t$.

Если твердая или жидкая фаза имеет температуру большую температуры водяного пара в окружающей среде, то соответствующая эквивалентная влажность будет меньше относительной, т. е. $(F)_t < F$.

Этим, между прочим, можно объяснить сильное испарение, наблюдаемое при определенных условиях в полярных областях, причины которого не всегда правильно объясняются. Так, например, если влажную замерзшую меховую вещь разложить на снегу при свете северного Солнца, то благодаря солнечной радиации она нагреется на 20—30° выше температуры окружающего воздуха. Для появляющегося при этом испарения решающее значение имеет эквивалентная влажность $(F)_t$. Если, например, температура воздуха — 20°, а температура меха + 5° (эти соотношения ни в коей мере не являются предельными), то эквивалентная влажность будет только 15%, хотя в воздухе и будет господствовать полное насыщение ($F_w = 100\%$).

¹ A. Wegener. Ueber die Eisphase des Wasserdampfes in der Atmosphäre, „Met. Zeitschr.“, 1910, стр. 451.

Обратно, если температура твердой или жидкой фазы ниже температуры окружающей среды, то $(F)_t > F$; это обстоятельство имеет значение для приходящих из более высоких слоев осадков, приносящих с собой более низкую температуру. Рассмотренные выше формы осадков падают, однако, настолько медленно, что в большинстве случаев их температуру можно принимать равной температуре окружающей среды. Только в случае града этого не бывает даже в первом приближении; сделав такое допущение, мы получили бы как легко показать, совершенно ложную картину в отношении порядка величин градин; таким образом решающим фактором для условий конденсации в виде града является не относительная влажность по отношению ко льду F_e , а эквивалентная влажность $(F_e)_t$.

Система форм конденсации. Принимая во внимание изложенное в гл. VIII, мы можем привести в систему различные формы продуктов ледяной конденсации; эта система для наглядности изображена на рис. 106. На нем изображена вышеупомянутая диаграмма фаз Розебума; по оси ординат отложена упругость водяного пара, по оси

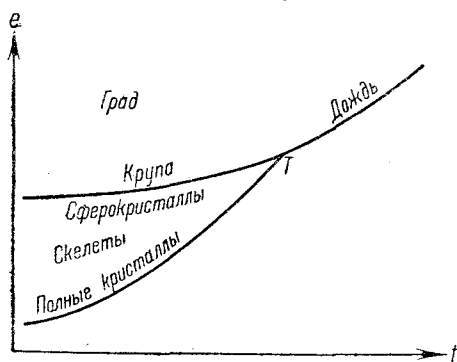


Рис. 106. Форма конденсации в диаграмме фаз (схема).

абсцисс — температура. T — тройная точка, в которой кривая сублимации пересекает кривую испарения жидкой фазы. Если t — температура продуктов конденсации, то для каждого такого продукта можно указать на диаграмме определенное место, удовлетворяющее соответствующим условиям. Тогда формы продуктов конденсации располагаются в однородный ряд, начинающийся с полных кристаллов и идущий далее через скелеты, сферокристаллы и крупу к граду. Ниже мы обстоятельно обосновываем проводимое здесь различие между ледяной крупой (Frostgraupeln), снежной крупой (Reifgraupeln) или сферокристаллами соответственно тому, как Пернтер различает изморозь (Rauhreif) и твердый налет (Rauhrost).

При полных кристаллах (которые дают явление гало) упругость водяного пара равна упругости насыщения относительно льда или только немного выше ее, так что перехода полных кристаллов в скелеты нет.

При достижении более сильного пересыщения (по отношению ко льду; по отношению к переохлажденной воде воздух все еще не насыщен) углы кристалла оказываются внутри „светлого круга“, и в этом случае возникают скелеты снежинок.

Если пересыщение продолжается до тех пор, пока воздух не окажется насыщенным также и по отношению к переохлажденной воде, то разветвление скелета будет происходить все интенсивнее, так что он в конце концов перерождается в снежную крупу (Reifgraupeln).

Если пересыщение возрастает, то наряду с быстро растущей крупой появляются капли переохлажденной воды. Однако отложение таких переохлажденных капель на зернах крупы пока еще не вполне доказано; позднее мы к этому вопросу еще вернемся. Во всяком случае стремительно распространяющаяся конденсация приводит к весьма компактным образованиям, каким является ледяная крупа.

Уже поэтому возникает сомнение, допустимо ли предположение, что частицы крупы обладают той же самой температурой, что и окружающий воздух. Если этого нет, то-есть если частицы крупы холоднее воздуха, то эквивалентная влажность будет еще выше, так как независимая от нее упругость окружающих крупу водяных паров будет поставлена в связь с более низкой температурой. Соотношения будут при этом такие же, как будто фактическое пересыщение возросло еще более. В случае града это пересыщение будет еще более значительным; таким образом град будет находиться в том месте диаграммы, которое соответствует необыкновенно высокому пересыщению. Особенности этих процессов будут рассмотрены в следующих параграфах.

Кристаллические облака. Те облака, элементами которых являются полные кристаллы, в отличие от общего выражения: „ледяные облака“, мы назовем „облаками, состоящими из полных кристаллов“ или, короче, „кристаллическими облаками“. Согласно всему вышесказанному следует, что в кристаллических облаках должно иметь место насыщение лишь по отношению ко льду, но не по отношению к воде; другими словами, кристаллические облака будут характеризоваться условиями $F_e = 100\%$. Измеряемая нашими приборами относительная влажность по отношению к воде — F_w — здесь, следовательно, должна быть значительно меньше 100% . Следующая таблица дает соответствующие значения для различных температур:

Относительная влажность в кристаллических облаках.

Температура в ° Ц	- 5	-10	-15	-20	-25	-30	-35	-40	-45 ¹	-50	-55 ¹	-60
F_w (при $F_e = 100$)	96	91	87	82	78	74	71	67	64	61	58	55

Эти отклонения от 100% для C_i будут настолько велики, что данные относительной влажности, получаемые нами с помощью шаровзондов, могут вообще остаться непонятными, если не принять во внимание эти соотношения. К сожалению, последние значения таблицы получены при помощи весьма ненадежной экстраполяции. Согласно табличным данным на самом высоком уровне C_i конденсация должна начаться уже при относительной влажности, приблизительно равной 60% .

¹ Получены интерполяцией.

Легко видеть, что полные кристаллы всегда должны давать явления преломления и отражения света, которые мы называем гало. К описанию этих явлений мы еще возвратимся в конце главы. Здесь сейчас существенно отметить то, что гало дает нам вторую характеристику кристаллических облаков. До сих пор, пока мы не проводили различия между кристаллическими облаками и облаками, состоящими из скелетов, мы ограничивались констатированием того, что ледяные облака могут давать явления гало, но их появление необязательно; теперь мы можем сказать: кристаллические облака должны вызывать гало, так как в противном случае законы оптики окажутся несправедливыми.

Так как согласно наблюдениям гало встречаются довольно редко, то отсюда, очевидно, следует вывод, что чистые кристаллические облака могут встречаться не очень часто. Большая часть перистых облаков в действительности не является кристаллическими облаками, а представляет собой переходную форму между последними и облаками, состоящими из крупы. В то время как кристаллические облака довольно часто наблюдались и описывались, наблюдений относительной влажности в них до сих пор сделано очень мало.

Так, например, Зигсфельд (Sigsfeld) и Версон (Verson) 22 декабря 1900 г. на высоте 5 533 м при -33°C и 77% относительной влажности (F_w) сделали следующую заметку: „Вокруг нас ледяные кристаллы; мы находимся в очень тонком облачном образовании вида тонких серых *Ci-Str*“. Подобное же наблюдение было сделано во время полета Элиаса и К. Вегенера; достигнув высоты 5 570 м при $-24,7^{\circ}$ и 70% относительной влажности, они записали: „Легкий снег в *A-Str*“¹. Выражение „снег“, как это часто случается у многих наблюдателей, употреблено здесь в качестве собирательного обозначения для ледяных образований и не противоречит тому предположению, что в данном случае речь идет о кристаллических облаках. Хотя в обоих этих примерах относительная влажность дает еще значительное отклонение от приведенных выше значений насыщения (при $-33,7^{\circ}$ должно быть 72% , а при $-24,7^{\circ}$ должно быть 79%), эффект как таковой вполне очевиден, а отклонения могут быть полностью объяснены малой величиной психрометрической разности и связанной с этим неточностью методов измерения влажности при низкой температуре.

Наконец, приведем еще один пример для самого нижнего слоя в полярной области: в Датской экспедиции (северо-восточная Гренландия, $76^{\circ}45'$ северной широты) с 31 декабря 1907 г. по 1 января 1908 г. наблюдали туман, в то время как волосной гигрометр, а также и психрометр показывали только 70% относительной влажности. Температура была около -30° , и поэтому здесь имел место кристаллический туман, хотя из-за темноты это и не могло быть непосредственно обнаружено.

Если представить себе, что слоистые облака образуются при поднятии поверхности раздела, то станет очевидным, что в *Ci-Str* в первой стадии их возникновения должно преобладать лишь простое насыще-

¹ Оба приведенных примера могут также служить в качестве иллюстрации высказанному нами выше утверждению, что слоистые формы облаков на высоте до 6 000 м за неимением особого названия обозначаются попеременно *Cirrostratus* и *Altostratus*.

вие по отношению ко льду, потому что, как только оно будет достигнуто, тотчас же начнется выделение кристаллов льда. Следовательно, при возникновении, такое *Ci-Str* является кристаллическим облаком и

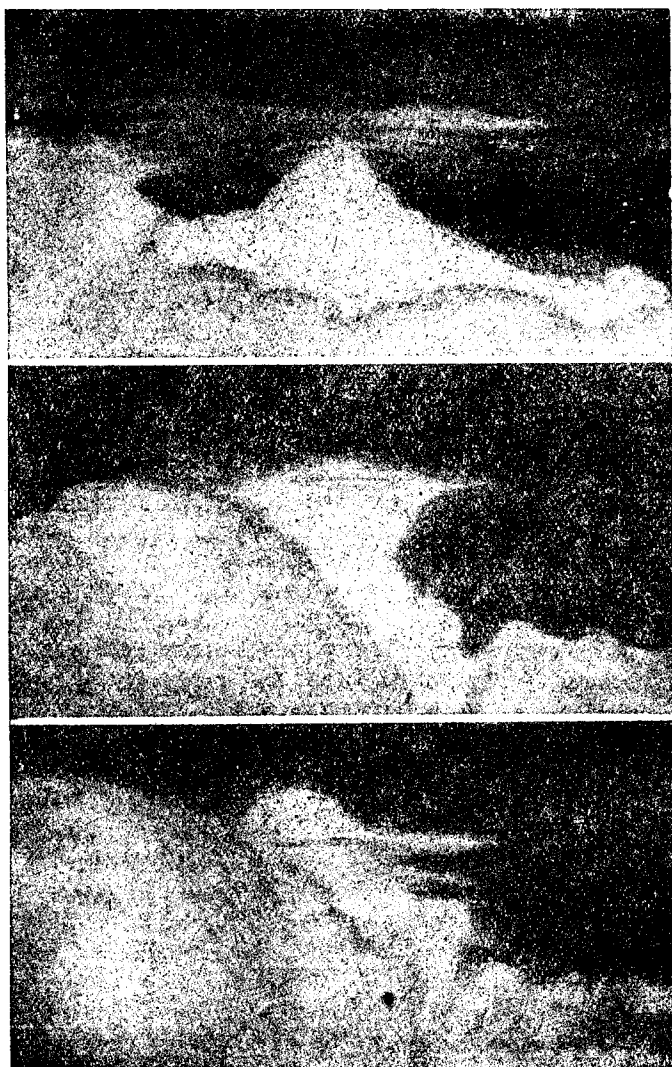


Рис. 107. Серия снимков вершины кучевого облака, пробивающегося сквозь покрывало; сплошная поверхность облаков на высоте 1600 м. Наблюдатель находится на высоте 1800 м, покрывало — на высоте 2200 м. Снимки следуют друг за другом через 5 мин.

дает поэтому гало. По истечении короткого промежутка времени рост кристаллов становится уже недостаточным для того, чтобы задержать дальнейшее поднятие поверхности раздела и сопровождающееся при

этом перенасыщение; постепенно кристаллы перерастают в скелеты, и гало исчезает.

Отсюда понятно, что при приближении большого циклона, когда, невидимому, поверхность раздела весьма равномерно подымается, проходя через всю толщу тропосферы, обычно появляется обширный покров перисто-слоистых облаков, которые вначале будут состоять из кристаллов. Этим, пожалуй, можно объяснить также прогностическое значение, которое часто имеет гало.

Покрывала над вершинами кучевых облаков. Уже при описании грозных облаков мы упоминали о покрывалах или зонтах, иногда образующихся на некотором расстоянии над вершиной поды-



Рис. 108. Двойное покрывало над вершиной кучевого облака, подымающегося над облачным морем; облачное море 2 900 м (снято с аэростата).

мающегося кучевого облака; при дальнейшем развитии часто эти покрывала пробиваются вершиной *Сш*. На рис. 107 даны три фотографических снимка этого явления, полученные с воздушного шара. При этом наблюдатель находился на высоте около 1 800 м над уровнем моря, лишь на 200 м выше сплошного облачного покрова, из которого подымается вершина кучевого облака. Покрывало лежало при этом на высоте 2 200 м. Чтобы покончить с этими снимками, отметим еще, пожалуй, что покрывала вовсе не связаны своим возникновением с областями отрицательных температур. Как раз в случае, изображенном на рисунке (фотография сделана перед полднем 11 июня 1910 г.), покрывало могло состоять, по всей вероятности, из капель воды. Правда, температура при этом не была изме-

рена, но ее можно вычислить с достаточным приближением, если принять во внимание, что снимки сделаны как-раз перед полуднем; в указанный день в нескольких километрах от места наблюдений, в Марбурге, наблюдались следующие температуры: в 7 час. утра $+15,3^{\circ}$, в 14 час. $+19,0^{\circ}$ (максимум $+22,5^{\circ}$), в 21 час. $+17,6^{\circ}$. При 18° у земной поверхности и при уменьшении температуры на $0,7^{\circ}$ на каждые 100 м на высоте 2 200 м должна быть температура $+2,6^{\circ}$.



Рис. 109. Пробивание вершины кучевого облака сквесь покрывало.
(Вид сверху; снято с аэростата).

Следовательно, хотя ни в коей мере нельзя предполагать, что покрывала всегда состоят из льда, однако легко видеть, что как-раз для этой формы облаков ледяные продукты конденсации должны играть особенно большую роль; в самом деле, ведь большая половина тропосферы имеет отрицательные температуры, а покрывала вследствие того, что они образуются над кучевыми облаками, находятся преимущественно на больших высотах.

Это обстоятельство является также причиной того, что мы рассматриваем их только в этом месте.

На рис. 108 приведена фотография, на которой заметны обширные покрывала, располагающиеся в несколько ярусов. Облачное море лежит на высоте 2 900 м, сами же покрывала имеют высоту около 3 500 м над уровнем моря и, следовательно, во всяком случае лежат в области отрицательных температур.

На рис. 109 наблюдатель с аэростатом находится наверху. Снимок сделан почти перпендикулярно вниз, как раз в тот момент, когда вершина кучевого облака пробивалась через покрывало. Последнее лежит здесь на высоте около 1 200 м над уровнем моря. Во время фотографирования Солнце стояло очень низко, так что кучевое облако отбрасывало длинную тень на покрывало. Здесь представляют интерес некоторые детали форм, особенно наличие концентрических вихревых колец, опоясывающих вершину кучевого облака; эти кольца ясно видны на левой стороне рисунка. К сожалению, некоторые детали явления были утеряны при репродукции.

Наконец, рис. 110 дает прекрасную фотографию, полученную с земной поверхности непробитого еще покрывала, лежащего над мощной вершиной кучевого облака.

Явление, о котором идет речь, достаточно пояснено приведенными фотографиями. Как уже упоминалось ранее, по этому вопросу господствовали различные ошибочные мнения до тех пор, пока де-Кервен¹ не выяснил истинной причины явления. Мы же специально указывали на то, что в международном облачном атласе название „ложные перистые“ относится не только к полосам падения, выпадающим из верхней части шквалистых облаков (на которые они действительно похожи), но также без всякого основания и в рассмотренным нами покрывалам. Вследствие этого многие наблюдатели и по сей день описывают покрывала под названием ложных перистых.²

В связи с этим особый интерес представляет вопрос о том, из каких облачных элементов состоят эти покрывала. Это имеет большое значение еще и потому, что нередко в них наблюдалось гало. Из этого факта, да еще пожалуй, из их шелковистого блеска, резко отличающего их от плотно прилегающих к ним кучевых облаков, можно заключить, что здесь мы имеем дело о кристаллическими облаками (по-скольку покрывала, как уже упоминалось, не состоят из водяных капель).

Согласно предыдущим заключениям ничего иного и нельзя было ожидать; покрывала не образуются, как кучевые облака, из глубоко лежащих нижних слоев, а являются локальными образованиями и лишь немного смещаются от места своего возникновения. Как только достигается насыщение по отношению ко льду, начинается выпадение кристаллов. Опускание покрывала после того, как кучевое облако пробилось сквозь него, способствуют тому, что пересыщение здесь никогда не может стать большим и значение $F_v = 100\%$, ведущее к образованию крупы, никогда не достигается. Поэтому здесь образуются преимущественно полные кристаллы, а возникающие скелеты быстро выполняются. В этом отношении существует принципиальная

¹ Ср. стр. 176 и 192.

² Например *Humphreys: An unusual display of false cirrus*, „Bull. of the Mount Weather Obs.“, 2, стр. 133, 1910.

разница между покрывалами и плотно прилегающими к ним снизу или пробивающимися сквозь них кучевыми облаками; в то время как последние характеризуются наличием $F_w = 100\%$ и образованием

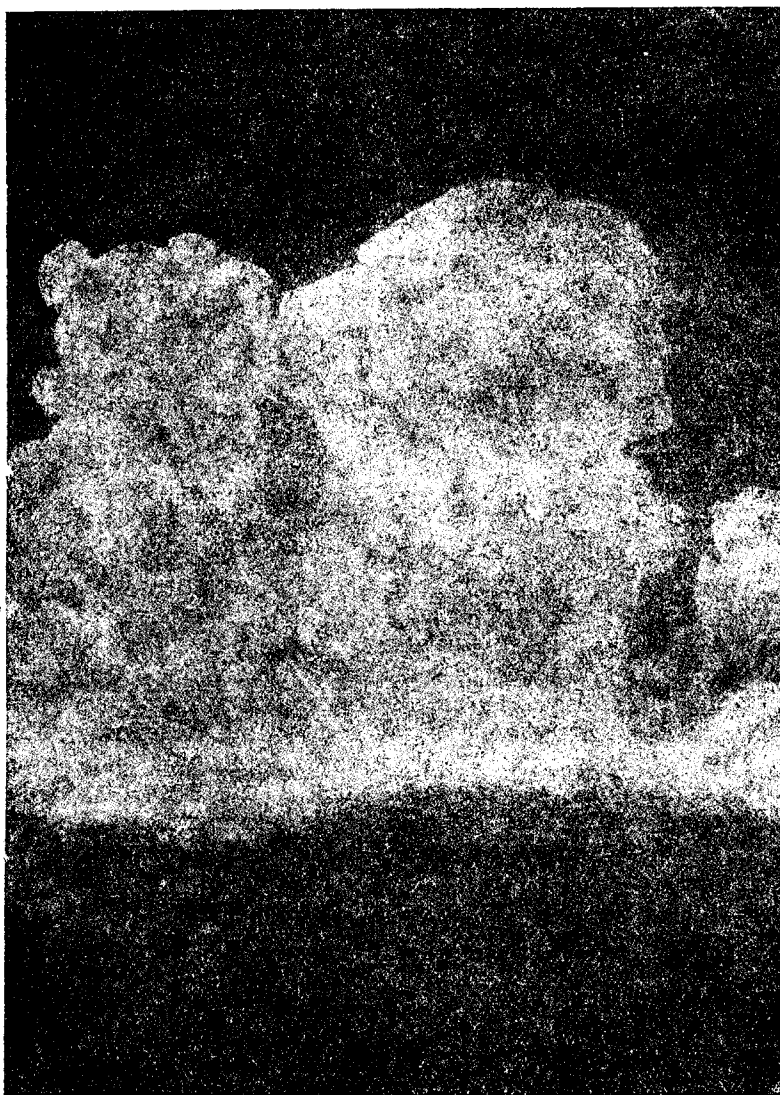


Рис. 110. Покрывало над кучевым облаком.

крупы, первые должны характеризоваться $F_e = 100\%$ и образованием полных кристаллов.

Еще необходимо упомянуть о том, что совершенно такие же покрывала могут образоваться непосредственно над облачным морем,

над его отдельными выдающимися частями; однако эти покрывала лучше назвать „вуалью“. Подобного рода вуаль видна на передней части изображенного на рис. 111 облачного моря. Вуаль лежит здесь непосредственно на облачном море и выделяется только своей ровной поверхностью.



Рис. 111. Облачное море на высоте 1 200 м. на переднем плане покрыто вуалью. Вид с высоты 4 000 м (снято с аэростата).

Рис. 112 дает подробную картину этих вуалей, снятых почти сверху на очень близком расстоянии. Здесь виден целый ряд особенностей их поверхности, в частности заметно начало волнообразования.

Снег. Под общим названием „снег“ мы понимаем такую совокупность форм конденсации, которая лежит между полными и сферическими кристаллами (снежной крупой); типичным представителем снега может явиться простой плоский скелет звездообразной снежинки.

Эти формы известны нам благодаря большому числу микроскопических и отчасти микрофотографических исследований, из которых мы назовем исследования Норденшёльда¹, Гельмана (Hellman),² Зигсона (Sigson),³ Бентлея (Bentley)⁴ и Добровольского (Dobrowolski).⁵

Пернтер в своей „Meteorologische Optik“ приводит на шести таблицах набор микрофотографий, взятых им из перечисленных работ;



Рис. 112. Детальная картина вуали на облачном море (см. рис. 111).

приведенные на рис. 113 фотографии нами заимствованы у Пернтера. Первый ряд этого рисунка изображает только полные кристаллы и

¹ Communication préliminaire sur une étude des cristaux de neige, „Bull. de la Soc. Franç. de Mineralogie“, 16, стр. 59, 1893.

² Schneekristalle, Berlin 1893; богата сведениями исторического характера.

³ „Met. Zeitschr.“, 1894; см. также фотографии Зигсона в книге Вейнберга: „Снег, иней, град, лед и ледники“. Одесса 1909 г.

⁴ Studies among the snow crystals during the winter of 1901 till 1902, with additional data collected during the previous winters, Monthly Weather Review, Washington, 1903, „Summary“ 1902, стр. 607 (небольшая статья появилась уже в 1901 году).

⁵ Résultats du voyage du S. Y. „Belgica“ en 1897—1899. Météorologie. La neige et le givre, Anvers 1903.

относится, собственно говоря, больше к предыдущему параграфу. Последние же формы этой коллекции представляют переход к сферическим кристаллам, поскольку их чрезмерно большие разветвления неоднократно выходят из плоскости звезды.

Уже в главе VIII было указано на то, что особенности этих форм большей частью могут быть объяснены взаимодействием двух процессов, а именно: прогрессивным скелетообразованием, наступающим

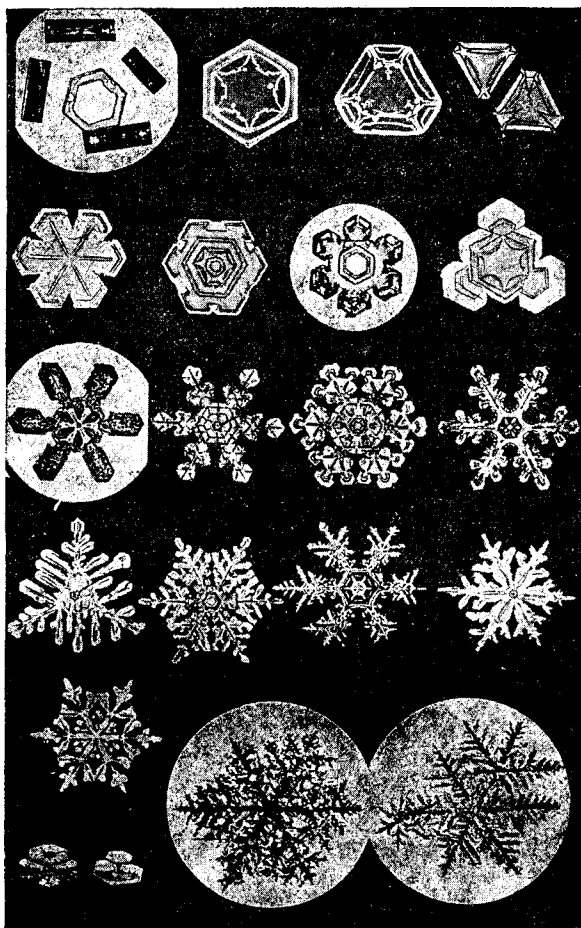


Рис. 113. Различные формы снежных кристаллов (по Пернтнеру).

при росте пересыщения, и дополнением кристалла при уменьшении пересыщения. Во втором ряду рис. 113 видны почти выполненные формы. Стоящие в третьем ряду „плоские звезды“, внутренняя часть которых представляет полные кристаллы, могли образоваться при медленно увеличивающемся пересыщении; ветви звезды на концах грани являются признаком возобновившегося процесса дополнения, соответствующего начавшемуся уменьшению пересыщения. Те же формы,

которые внутри не содержат полных кристаллов, уже при первоначальном их образовании находились, повидимому, под влиянием сильного пересыщения. Многие формы указывают на неоднократные колебания пересыщения, причем увеличению пересыщения соответствует рост скелета, а уменьшению — процесс дополнения кристалла.

Впрочем, существуют некоторые особенности, не находящие пока полного объяснения. Так, нередко вместо шести лучей звезды развитыми оказываются только три; такие примеры есть и на нашем рисунке. С другой стороны, встречаются также звезды с 12 лучами.

Особого внимания заслуживает очень странная форма, изображенная в нижнем левом углу рисунка, представляющая собой комбинацию колоннообразных призм и плиток. Эта форма, повидимому, встречается не так редко, и она связана с простыми призматическими формами рядом переходных форм, у которых крайние пластинки лишь немного выступают над гранями призмы¹. О причинах этих специфических уродливых образований мы ничего не знаем; решение, вероятно, будет получено само собой после того, как мы вообще узнаем, почему кристалл развивается иногда по главной оси (призма), а иногда по побочной (пластинка). Однако мы не можем упускать из виду того, что по большинству вопросов роста кристаллов мы находимся в полнейшем неведении, хотя нам и удается, повидимому, свести скелетообразование к известным нам причинам.

Поэтому я считаю преждевременным противопоставлять вытекающие из процессов скелетообразования директивы естественной классификации снежинок существующей до сих пор старой искусственной классификации. Норденшюльд и Гельман дали такого рода классификации снежинок, мало отличающиеся друг от друга. Мы приводим здесь классификацию снежинок по Гельману:

I. Плиткообразные снежинки, то-есть снежинки с преобладающим развитием в плоскости побочной оси (N), у которых, следовательно, длина главной оси (H) очень мала; $\frac{H}{N}$ обыкновенно меньше 0,1. Сюда относятся:

- 1) лучевые звезды,
- 2) плитки,
- 3) комбинации их.

II. Колоннообразные снежинки, то-есть кристаллы с довольно равномерным развитием по четырем осям. $\frac{H}{N}$ обыкновенно равно от

1 до 5. Сюда относятся:

- 1) призмы,
- 2) пирамиды (на рис. 113 их нет),
- 3) комбинации плиткообразных и колоннообразных кристаллов.

Пертнер обозначает последнюю подгруппу как III основную группу, а во II группу добавляет еще одно подразделение: „иглообразные формы“. Эти иглы еще очень мало исследованы для того, чтобы можно было судить, являются ли они только предельными образова-

¹ Подобные формы имеются, например, на фотографиях, опубликованных Гельманом.

ниями призм или скелетообразных пирамид или они произошли каким-либо иным способом.

Как видно, в приведенной классификации перечисляются только полные кристаллы, в то время как другие кристаллы, являющиеся переходной формой к крупе, не упоминаются совершенно. Действительно, эти формы очень мало исследованы, что может быть объяснено большими техническими трудностями, связанными с наблюдениями и микрофотографированием; эти трудности появляются тогда, когда исследуемый объект обладает частями, значительно выступающими из плоскости пластинки.

Очень показательно, что эти формы даже после введения микрофотографирования остаются в полном забвении. Прежние наблюдатели, например Рорер (Rohrer), и др. очень добросовестно описывают „комочки“, которые при больших снегопадах также часто встречаются, как и звезды¹. В последнее время в большинстве случаев ограничиваются предположением (ложным), что эти комочки являются лишь соединением различных кристаллов, в то время как в действительности весьма вероятно, что они являются сферокристаллами. По этим же причинам мало исследованы переходные формы между снежными звездами и крупой. К этим переходным формам относятся, пожалуй, описанные Касснером (Kassner)² и Барковым (Barkow)³ случаи, когда разветвления скелетов расположены лишь на нижней части звезд, образуя с плоскостью звезды угол в 60°.

Рорер указывает на то, что в течение одного и того же снегопада одни формы могут сменяться другими. Не исключена возможность, что на основании объяснения Лемана удастся выяснить причины этих изменений. Ранее большую роль приписывали температуре; в этом направлении велись, например, исследования Догиля (Dogiel),⁴ который в качестве объекта исследования брал не воду, а 15—30%-ный раствор хлороформа в спирту, оставляя его для охлаждения в водяной ванне с меняющейся температурой (от 10 до 87°).

Однако согласно вышеизложенному кристаллообразующим фактором является степень пересыщения, температура же имеет лишь косвенное значение.

Необходимо еще особо отметить хлопья, которые падают только при тающем снеге и отличаются своей величиной; имеются вполне достоверные отчеты о наличии хлопьев в 8—10 см, максимум 12 см в диаметре.⁵ Во время сухого снегопада каждая упавшая снежинка представляет собой отдельный кристалл, будь то полный кристалл, скелет или сферокристалл. Напротив, хлопья падающего тающего снега представляют собой большое соединение снежных кристаллов: при внимательном рассмотрении можно заметить, что сред-

¹ Ueber Regentropfen und Schneeflocken, „Sitz-Ber. d. Kais. Akad. d. Wiss. in Wien“, 35, стр. 211, 1859.

Рорер различает следующие восемь разновидностей снежинок: шарики, неправильные комочки, ежеобразные комочки, пушистые комочки, иглы или шестигранные призмы, пирамиды, плитки, звезды.

² „Met. Zeitschr.“, 1900, стр. 225, 1903, стр. 458.

³ „Met. Zeitschr.“, 1903, стр. 456.

⁴ „Bull. d. St. Petersb.“, 20, 337.

⁵ „Met. Zeitschr.“, 1893, стр. 147.

ством, связующим эти снежинки, являются мелкие капли растаявшей воды, от капиллярного сцепления которых снежинки, будучи раз уловлены, не могут освободиться.

Насколько велики эти силы, особенно хорошо видно из явления „снежных гирлянд“, которые во время оттепели могут носиться в воздухе.¹

Так как здесь речь идет не о полном слиянии, а только о внешней спайке частиц, то скорость падения больших хлопьев почти такая же, как и малых; она лишь изредка может достигать значений больших 2 м/сек.

Горизонтальный диаметр больших снежных хлопьев почти всегда больше вертикального; в большинстве случаев наружный край оказывается приподнятым благодаря сопротивлению воздуха, так что они имеют вид более или менее выпуклый книзу. Хлопья никогда не вращаются вокруг горизонтальной оси, напротив, они почти всегда медленно вращаются около вертикальной, причем траектории их падения не вполне прямолинейны, а представляют собой винтообразную, хотя в большинстве случаев и мало искривленную линию, напоминающую траекторию полета многих метеоритов².

Достигнув земной поверхности, все хлопья соединяются в один, совершенно однородный, связанный в нечто целое снежный покров, представляющий собой смесь из льда, воздуха и воды, в котором в лучшем случае можно различить лишь первоначальные снежинки, но не хлопья как отдельные соединения.

Крупа. Соответственно проводимому нами ниже различию между изморозью и твердым налетом целесообразно будет разделить также и крупу на снежную крупу и ледяную крупу; так как упомянутые выше хлопья сильно отличаются от очень компактных, в большинстве случаев пропитанных водой образований, называемых „градом“; эти образования, как я имел возможность часто наблюдать и в Гренландии, могут быть такой нежной конструкции, что при столкновении с книжкой для записи наблюдений они разбиваются на мелкие куски. Последний вид мы называем снежной крупой. Хотя они еще мало исследованы, все же с большой вероятностью можно ожидать, что они представляют собой типичные сферокристаллы, так что отдельный экземпляр снежной крупы можно рассматривать не как соединение многих кристаллов, а лишь как разветвление одного кристалла, принявшего шарообразную форму.

Так как условием, необходимым для образования такого, далеко идущего разветвления, является особенно большое пересыщение, то крупяные облака в общем будут характеризоваться значением $F_v = 100\%$ (ср. с рис. 106). Этому соответствует и то, что действительно эти формы наблюдаются в облаках, элементы которых по большей части состоят из капель переохлажденной воды. Последние настолько малы, что их трудно рассмотреть. Так, например, в Гренландии при тумане я напрасно бился целый день, желая рассмотреть водяные капли,

¹ Описания: *Hellmann* „Met. Zeitschr.“, 1889, стр. 120; *Assmann*, там же, 1889, стр. 339 и др.

² Это явление легко искусственно воспроизвести с помощью хлопьев ваты соответствующей формы.

вызывавшие белую радугу, но постоянно обнаруживал лишь снежную крупу. И только после специально принятых мною мер предосторожности мне удалось заметить мелкие водяные капли.¹

Одновременное присутствие водяных капель указывает на необходимость наличия насыщения по отношению к воде (а учитывая томсоновский закон об упругости пара над маленькой частицей, — даже некоторого пересыщения). Но тогда и F_e становится значительно больше 100%, и таким образом воздух сильно пересыщен по отношению к зернам крупы. Следующая таблица дает значения F_e , соответствующие $F_w = 100\%$, которые должны наблюдаться в крупных облаках, содержащих переохлажденную воду:

Относительная влажность в переохлажденных водяных облаках.

Температура в °Ц	0	-5	-10	-15	-20	-25	-30
F_e (при $F_w = 100\%$)	100	104	110	115	121	127	134

Эти соотношения являются типичными для частей кучевых облаков, лежащих выше нулевой изотермы. Сильное пересыщение по отношению ко льду, имеющее место в таких облаках, вызывает оживленную конденсацию на частицах льда, что и объясняет образование сферокристалла. При этом капли воды будут тотчас же испаряться, как только прекратится пересыщение.

Последнее обстоятельство имеет большое значение для образования многих форм облаков; это дает ключ к пониманию своеобразных снеповидных гребней, образующихся в верхней части шквалистых облаков;² несмотря на то, что в большинстве случаев эти облака не поднимаются выше 4 000 м, они имеют вид перистых облаков и называются поэтому „ложными перистыми“ облаками.

Как только поднятие воздушной массы прекращается и у поверхности раздела начинается растекание в сторону, тотчас же пересыщение уменьшается и крупа начинает преобладать над каплями; последние исчезают еще до того, как рассматриваемая воздушная масса достигнет видимой границы облака. Таким образом вся верхняя часть шквалистого облака, хотя она ни в коем случае не может рассматриваться как одно целое, для наблюдателя, находящегося вне облака, представляется состоящей лишь из колоссальных полос падения, происхождение которых скрыто от наблюдателя. Уже ранее указывалось на то, что кажушаяся центростремительная тенденция этих полос падения может быть сведена к комбинации вертикального падения с господствующим у вершины горизонтальным растеканием.

Перейдем теперь к рассмотрению компактных форм ледяной крупы. Надо указать на то, что причина ее прочной структуры нам точно

¹ Danmark-Ekspeditionen til Grönlands Nordöstkyst 1906—1908, II, 4, Meteorologische Terminbeobachtungen am Danmarkshavn, Köbenhavn 1911.

² Описание этих перистообразных гребней дает Мёллер в Umbildung von Ballen in Cirrusgewölk, „Met. Zeitschr.“, 1890, стр. 220; в остальном соплемя на иллюстрации к гл. XVI.

неизвестна. Очень вероятно, что здесь мы имеем нагромождение водяных капель, которые, замерзнув, склеили нежные ткани снежной крупы. Однако окончательного мнения по этому вопросу мы пока не имеем. Так, в наблюдениях Риттера (Ritter)¹ упоминается, что очень маленькие капли тумана вообще не падают на твердые препятствия, а отскакивают от них. Возможно, что эти соединения ограничиваются большими каплями, отказываться от которых у нас нет оснований. Позднее мы увидим, что формы градин говорят также в пользу этого предположения.

Флэгель (Flügel) первый обратил внимание на то, что большинство зерен ледяной крупы, точно так же как и зерен града, имеет вид конуса с искривленным основанием (рис. 114).² Стороны этого конуса часто покрыты полосами, идущими из вершины в радиальном направлении. Рейнольде (Raynolds)³ заметил, что выпуклое основание конуса плотнее его вершины, что особенно рельефно выступает у градин, но также заметно и у ледяной крупы. Очевидно, что подобного рода куски при падении ориентированы в определенном направлении и именно так, что легкая вершина их остается сверху. Флэгель определяет угол вершины конуса равным 70—80°. В типичных зернах ледяной крупы я наблюдал несколько большие углы, до 90°. Вероятно, этот угол у больших зерен несколько меньше, чем у малых. Мы увидим, что у града он значительно меньше значений, найденных Флэгелем.

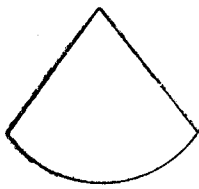


Рис. 114. Конусообразное зерно крупы.

Перистые облака. Выше мы настолько подробно рассмотрели основные условия образования перистых облаков, что остается добавить очень немного. Большинство перистых облаков не образуется гало, и поэтому, очевидно, они не состоят из полных кристаллов, а должны содержать также скелеты или сферокристаллы.

Здесь относительная влажность, следовательно, несколько более насыщения по отношению ко льду, но в большинстве случаев она не достигает насыщения по отношению к воде. Особенно характерными являются полосы падения, имеющие вид запятых, выходящие из отдельных маленьких облачков. Они указывают на то, что здесь имеет место локальная, но сильная конденсация, характерная для кучевых облаков; разнообразные формы этих полос падения состоят главным образом из сферокристаллов (крупы) или же по край-

¹ Sur la nature des particules aqueuses non congelées, qui constituent les nuages et la vapeur dite vésiculaire, „Ann. de la Soc. Mét. de France“, 33; Ann. Nov.-Déc. 1885, стр. 261. Далее: Actions élémentaires dont dépend la croissance des nébules et des hydrométéorites, там же, 35; Ann. Déc. 1887, стр. 362. — Обе работы, содержащие наряду с некоторыми правильными идеями, также много ложных решений, реферированы в „Met. Zeitschr.“, 1889, стр. (25).

² „Pogg. Ann.“, 1872, стр. 482. Далее: Zur Kenntnis der Struktur des Hagels, „Met. Zeitschr.“, 1877, стр. 186. Следует заметить, что Флэгель как гольштинец обозначает, по обыкновению моряков, крупу как „Hagel“, в то время как действительные зерна града обозначались им как „Schlossen“.

³ Ueber die Bildung der Regentropfen und Hagelsteine, „Nature“ XV, стр. 163. Реферат: „Met. Zeitschr.“, 1877, стр. 39.

ней мере из сильно разветвленных скелетов, и поэтому они не могут образовывать гало.¹

Напротив, перисто-слоистые облака при медленном образовании состоят вначале из полных кристаллов и могут давать гало, на что уже было указано на стр. 226.

Иней и изморозь. Строго говоря, рассмотрение конденсации на твердых земных предметах не должно входить в главу о структуре облаков, охватывающую лишь процессы конденсации влаги в свободной атмосфере. Однако из того, что было сказано выше о ядрах конденсации, вытекает, что здесь речь идет о принципиально одинаковых явлениях, имеющих только внешнее различие. Остановимся

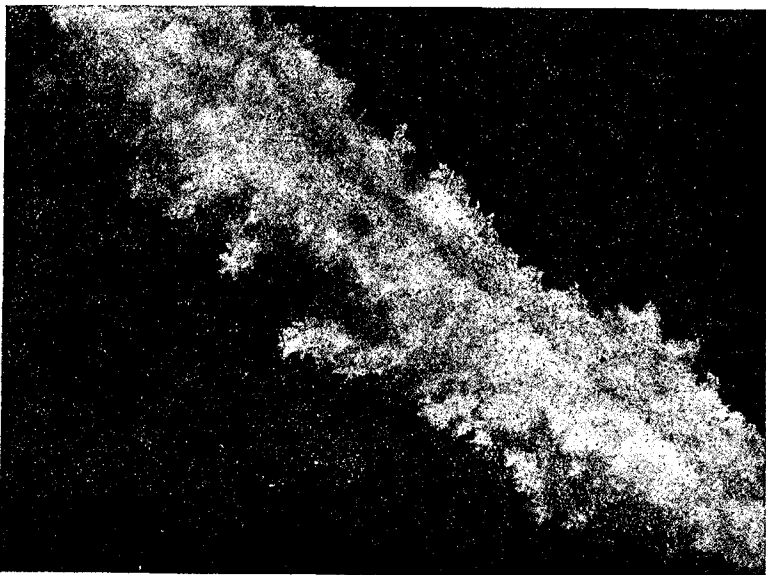


Рис. 115. Иней (на проволоке) после двухдневного роста при тумане и слабом ветре, наблюдавшийся в зимнюю ночь Датской экспедицией (половина естественной величины).

кратко хотя бы на некоторых из этих форм конденсации влаги на твердых наземных предметах.²

Пернтер предложил в обозначаемых общим названием формах изморози различать более грубую форму — твердый налет — встречающуюся на нагих горных станциях, и более нежную форму — измо-

¹ В свое время все были удивлены, когда Берсон при своем знаменитом подъеме на высоту в 9150 м 4 декабря 1894 г. установил, что расположенные в тот день на высоте 8700 м *Сi* состояли не из полных кристаллов, а из маленьких, отчетливо выраженных „хлопьев снега“.

² Мы не говорим здесь ни о росе, ни о простом инее, в образовании которых излучение играет решающую роль, так как в данном случае их нельзя сопоставлять с облачной конденсацией.

розь (Rauhreif), образующуюся при слабом движении воздуха.¹ Аналогичное различие мы уже проводили там, где шла речь о крупе. На рис. 115 изображена типичная форма изморози, наблюдавшаяся Датской экспедицией при тумане и совершенно слабом ветре. Здесь, очевидно, имеет место типичное образование скелетов, с той лишь разницей, что все точки проволоки, покрытые инеем, являются зародышем для образования скелетов, так что последние, развиваясь неравномерно в разных направлениях, перерастают друг друга. Исключительно слабое движение воздуха, которое имело место во время образования этих форм изморози, не могло существенно повлиять ни на „светлый круг“, ни повести к выпадению жидких капель. Эта

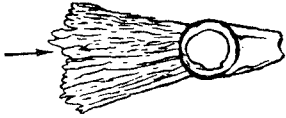


Рис. 116. Твердый налет (по Кёппену).

изморозь была настолько нежной, что как только ветер усилился, иней тотчас же опал.

При образовании изморози можно заметить, что обычно ею покрываются острые выступы деревянных предметов, в то время как на лежащих между ними поверхностях изморози почти нет. Это, очевидно,



Рис. 117. Твердый налет, покрывающий тонкую железную решетку, наблюдавшийся зимой на Броккене (перья направлены против ветра).

можно отнести за счет образования „светлого круга“, что вполне способствует превращению кристалла в скелет. В данном случае весь деревянный предмет является своего рода кристаллом, растущим главным образом по краям.

¹ Bericht über die Internationale Direktorenkonferenz in Innsbruck. Sept. 1905 (Wien 1906, Anhang z. Jahrb. 1905 d. k. k. Zentralanstalt f. Met. u. Geodyn.) § 84.

Совершенно другой вид имеет твердый налет который наблюдается на наших горных станциях: фотографии твердого налета даны на рис. 117—119. Твердый налет имеет форму перьев, растущих навстречу ветру; главная масса их располагается всегда на наветренной стороне предметов. Как показано на эскизе Кёшпена (рис. 116),¹ на подветренной стороне находится гораздо меньшее количество осадков, чем на наветренной, что объясняется характером обтекания предметов воздушным потоком.

Эти образования настолько прочны, что они выдерживают сильный шторм и не опадают. Так как, с другой стороны, они нарастают с усилением ветра, то обычно на горных станциях образуются огромные отложения льда во время сильного ветра; этот лед своей тяжестью обрывает телеграфные провода и производит другие разрушения.



Рис. 118. Ели, покрытые твердым налетом, на вершине горы Броккен.

Жалкий рост деревьев, например, на Броккене, объясняется в первую очередь тем вредом, который причиняет им каждую зиму твердый налет (см. рис. 117 и 118).

Особенно интересен рис. 119, изображающий целый ряд палок, покрытых твердым налетом. Палки тем сильнее покрыты твердым налетом, чем выше они поднимаются над земной поверхностью, что может быть объяснено, во-первых, усилением ветра с высотой и, во-вторых, тем обстоятельством, что пересыщение (по отношению ко льду) в нижних слоях уменьшается благодаря конденсации на снеговом покрове, лежащем на земной поверхности, так что здесь образуется своеобразный „светлый круг“.

¹ „Met. Zeitschr.“, 1888, стр. [75].

Из вышеизложенного ясно, что как при образовании крупы, так и при образовании изморози и твердого налета такой быстрый рост кристаллов объясняется главным образом пересыщением по отношению ко льду, господствующим в водяных облаках, количественная характеристика этого дана была нами при описании крупы. Интересно, что это правильное объяснение было дано Айткеном еще в 1888 г.,¹ то-есть в то время, когда едва ли было возможно рассмотреть этот вопрос с количественной стороны. Это обстоятельство, пожалуй, и было причиной того, почему на такое важное объяснение не было обращено должного внимания.

Плотные формы твердого налета, вероятно, так же, как и ледяной крупы, образуются вследствие нарастания водяных капель, скрепляющих нежный скелет. Асман² с помощью своих микроскопических исследо-

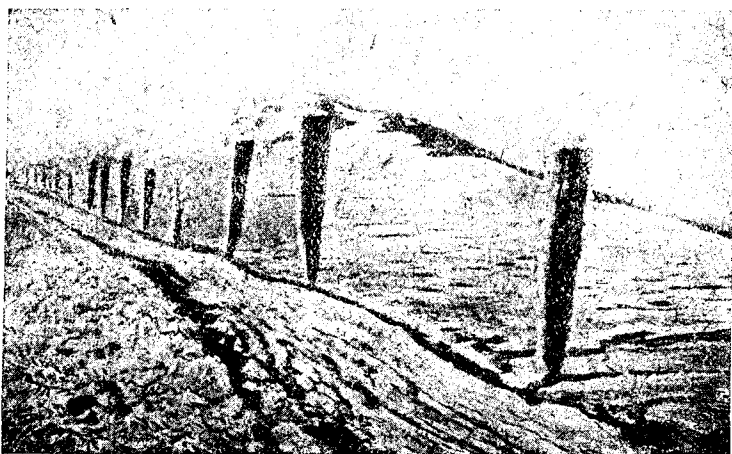


Рис. 119. Покрытые твердым налетом шесты.

ваний установил даже, что здесь мы имеем дело только с процессом нарастания переохлажденных капель, замерзавших при столкновении с предметом. Однако делая окончательный вывод, надо быть очень осторожным, так как при непрерывном процессе нарастания капель легко можно проглядеть такой же непрерывный процесс сублимации. Обнаруженный Асманом же характерный порядок расположения капель в виде нанизанного на нитку жемчуга показывает, что этот процесс довольно сложный. Согласно теоретическим соображениям при насыщении относительно переохлажденной воды естественно ожидать, что здесь может иметь место очень быстрая сублимация.

Гололед. Остановимся еще кратко на том, что вместо твердого налета иногда появляется прозрачный однородный ледяной налет, называемый гололедом (Glatteis).

¹ Proc. of the R. Soc. of Edinburgh, Vol. XIV, Nr. 123, стр. 121. Реферат: „Naturw. Rundsch.“, 1888. Nr. 22, стр. 278; также „Met. Zeitschr.“, 1888, August [64].

² Mikroskopische Beobachtungen des Reifs, Rauhreifs und Schnees. „Met. Zeitschrift“, 6, стр. 339, 1889.

Как в отношении точного определения этой формы, так и при объяснении ее до сих пор не удалось прийти к одному мнению,¹ так как здесь часто имеют место и переходные формы от гололеда к твердому налету. Лучше всего гололед охарактеризовать следующим образом. Известно, что вода переходит в твердую фазу в большинстве случаев только частично, причем благодаря освобождающейся скрытой теплоте плавления температура оставшейся воды подымается до нуля градусов, так что вода остается в жидком состоянии.

Применим это к твердому налету. При очень мелких каплях и сильном переохлаждении в большинстве случаев застывает тотчас же вся капля; но как только температура становится хоть немного ниже нуля градусов и имеет место бурное нарастание капель, то, по крайней мере в первый момент, застывает только часть вновь прибывающей воды, а остальная часть образует в конце концов тонкий, но сплошной слой воды, заполняющий все поры и делающий лед однородным. Эта жидкая вода замерзает лишь тогда, когда она отдает всю освободившуюся теплоту плавления или земной поверхности (в случае образования гололеда на холодной почве) или воздуху (когда гололед покрывает ветви деревьев, как показано на рис. 120).

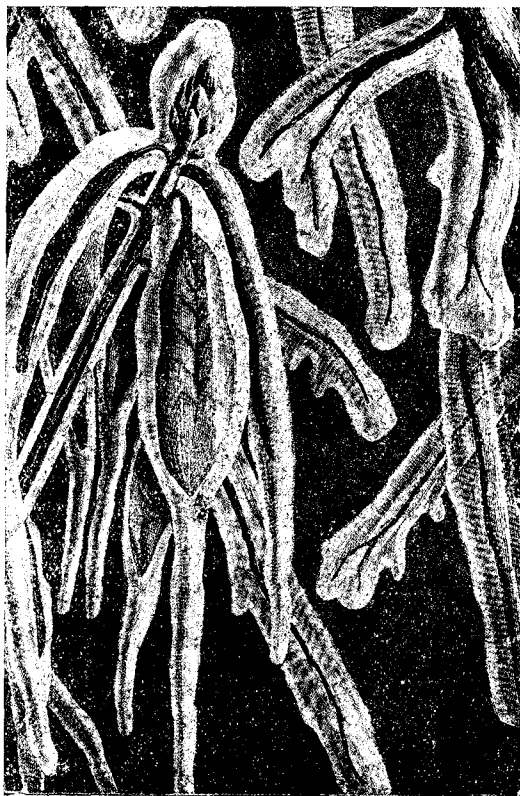


Рис. 120. Гололедница после переохлажденного дождя, по Декайсу.²

Если мы примем это положение, то, очевидно, мы легко сможем объяснить непрерывный переход между твердым налетом и гололедом.³ Это объяснение вполне приложимо также и к прозрачным оболочкам градин.

Самые сильные образования гололеда наблюдаются тогда, когда нарастающие капли особенно велики, когда следовательно речь идет не об облачных элементах, а о дожде. Обычное обозначение этого переохлажденного дождя как „ледяного дождя“ неправильно в том

¹ Ср. Köppen, „Met. Zeitschr.“, 1887, стр. [69] и 1888, стр. [75].

² Из Tissandier, L'Océan arien.

³ Шиндлер описывает случай, когда гололед находился между двумя слоями твердого налета („Met. Zeitschr.“, 1897, стр. 67).

отношении, что падает не лед, а вода. На самом деле, нередко то же выражение „ледяной дождь“ употребляют и в случае падающих замерзших дождевых капель, что, пожалуй, более правильно.

Хорошее описание „ледяного дождя“ дал Мор (Mohr).¹ Фотография, приведенная на рис. 120, получена Декайсном (Decaisne) после дождя, когда температура воздуха равнялась — 3°.

При отрицательных температурах жидкие дождевые капли могут падать только тогда, когда в облаках, откуда они выпадают, температура положительная, а отрицательные температуры имеют место только в нижних слоях, где нет конденсации; таким образом при ледяном дожде должна иметь место сильная инверсия. Мейнардус (Meinardus)² показал на одном отдельном случае, что это действительно так.³ Однажды в Гренландии мне удалось обнаружить такую инверсию с помощью шара-зонда.

Град. В Северной Германии название „град“ (Hagel) часто употребляется для обозначения описанной выше ледяной крупы; этим могут быть объяснены многие описания града, не сопровождавшегося электрическими разрядами. Однако отдельные описания подобного рода имеют место и в тех случаях, когда наблюдались необыкновенно большие градины; это объясняется тем, что как-раз при очень больших градовых башнях молнии из них не доходят до земной поверхности, а отходят в сторону, оставаясь в свободной атмосфере (что не раз наблюдалось при вулканических столбах дыма). В таких случаях разряды следуют быстро один за другим, так что наблюдатель на земной поверхности воспринимает только гул, а иногда вообще ничего не слышит из-за сильного шума, производимого градом. Хотя непосредственной причинной связи между градом и молнией не существует, все же оба эти явления связаны с таким видом облаков, которые пробивают уровень в 4 000 м и увлекают за собой воздушные массы из нижних в верхние слои тропосферы, часто до верхней границы ее. Вполне правильно считают, что град является характерной формой конденсации грозовых облаков.

По Ханну³ величина градин для Средней Европы не превышает величины лесного ореха. При особенно сильном граде она достигает величины голубиноного и даже куриного яйца. Также и в Индии по Элиоту (Eliot) чаще всего величины градин лежат между величинами горошины и лимона. Градины, весящие более 500 г, вообще встречаются редко; самая большая измеренная градина по Прогаска (Prohaska) весила 1 кг и была величиной с кегельный шар.

Вопрос, как возникают в атмосфере градины, так сильно превышающие по своей величине другие продукты конденсации, является самым спорным вопросом в метеорологии, и литература, посвященная ему, исключительно обширна. Даже только полное историческое обозрение вопроса значительно превысило бы объем этой книги. В связи

¹ Eisregen und Raufrost, „Pogg. Ann.“, 121, стр. 637, 1864.

² Eisregenfall vom 20. Oktober 1898, „Met. Zeitsehr.“, 1898, стр. 165.

³ Lehrbuch d. Met., II Aufl., стр. 523.

с этим необходимо указать на имеющиеся уже сводные работы Венера (Wähler),¹ Шваба (Schwaab)² и Траберта (Trabert).³

Опуская прежние несовершенные попытки объяснения причин образования града, мы укажем лишь на почти всеми принятую за последнее время теорию, которая считает нарастание переохлажденных капель на первоначальном ядре крупы главной причиной образования града. Согласно Мюллеру (Müller, Kosmischer Physik, IV Aufl. 1875, 725) как будто Нельнер (Nöllner) и Фогель (K. A. Vogel) были первыми исследователями, воспользовавшимися этой теорией.

Благодаря опытам Дюфура (Dufour)⁴ и Бержера (Berger)⁵ эта теория получила широкое распространение. Рейнш (Reinsch)⁶ рассказывает об одном интересном наблюдении, когда находящийся внутри градины пузырек воздуха в момент освобождения при плавлении льда расширился от 0,0088 мм до 0,0314 мм, что указывает на то, что он находился в льдинке в сильно сжатом состоянии. Это говорит, очевидно, о том, что градина не только не образовалась путем сублимации водяного пара, но что существовала частично вода в жидкой фазе, которая при затвердевании и наступившем при этом расширении сильно сжала пузырек воздуха. Это также подтверждает теорию отложения переохлажденных капель.

Траберт в упомянутой выше работе обратил внимание на то, что соединения капелек количественно недостаточно для объяснения исключительной величины градин. Он воспользовался одной из формул, данных Рейнольдсом, чтобы вычислить рост градины во время ее падения. При этом он предположил, что градина захватывает всю жидкую воду, которая находится во взвешенном состоянии в столбе воздуха с поперечным сечением, равным сечению градины.

Если в каждом куб. сантиметре воздуха $\frac{w}{10^6}$ г (или $см^3$) воды и πr^2 — поперечное сечение градины или столба воздуха, H — высота его в сантиметрах, то вся масса отлагающейся на градине воды будет равна $\frac{w}{10^6} \pi r^2 H$ г или $см^3$. Отложение происходит в форме шарообразной оболочки, объем которой равен $4r^2\pi \cdot dr$. Приравнявая эти оба выражения, получаем:

$$dr = \frac{w}{4 \times 10^6} H,$$

где dr — увеличение радиуса, H — высота падения (обе величины в $см$) а w — количество воды в 1 $м^3$ воздуха, выраженное в граммах.

Принимая высоту падения равной 2 км, а максимальное содержание воды — 4 г, Траберт получает максимальное увеличение радиуса, равное только 2 мм, и отсюда делает вывод, что это явление недостаточно для объяснения больших градин.

¹ Historisch-kritische Uebersicht über die Hageltheorien, Rotterdam 1876.

² Die Hageltheorien älterer und neuerer Zeit, deren Nachweis in der Literatur nebst teilweiser kritischer Beleuchtung, Kassel 1878.

³ Die Bildung des Hagels, „Met. Zeitschr.“, 1899, стр. 433.

⁴ „Pogg. Ann.“, 114, стр. 530, 1861.

⁵ „Pogg. Ann.“, 124, стр. 415, 1865.

⁶ „Pogg. Ann.“, 142, стр. 623, 1871.

Между тем легко видеть, что принятые Трабертом числа слишком малы. Так как обе принятые здесь величины относятся только к кучевым облакам, то тот факт, что из них не может выпасть град, можно привести как подтверждение этого вычисления. В грозовых облаках как величина H , так и содержание воды w должны иметь совершенно другие значения. Что касается высоты, то согласно сказанному в гл. XVI мы должны принять H равной от 6 000 до 10 000 м. Как-раз самые большие градины образуются в вершине градовой башни, так что с известной осторожностью по величине градин мы можем судить о высоте градовой башни. То обстоятельство, что градины не превосходят определенного максимума, соответствует, очевидно, тому, что грозовая туча не переходит за границы тропосферы. Однако действительная высота падения станет значительно больше, если мы примем во внимание направленный вверх вертикальный поток воздуха. Если принять, что в среднем в течение всего процесса радиус градины равен 0,5 см, то по приведенной выше формуле скорость падения ее в спокойном воздухе будет соответствовать приблизительно 14 м/сек. Если же она будет находиться в поднимающемся вертикально вверх потоке воздуха, скорость которого равна 6 м/сек, то градина будет менять свою абсолютную высоту лишь на 8 м/сек, и потребуются 1 000 сек. для того, чтобы она опустилась на земную поверхность с высоты 8 000 м над уровнем моря. Но так как скорость падения ее относительно воздуха равна 14 м/сек, то действительно пройденный ею столб воздуха будет иметь высоту не 8 000 м, а 14 000 м.

Далее, названное выше количество воды слишком мало. Уже ранее мы указали на то, что жидкая вода в атмосфере не может выпасть на земную поверхность, если поднимающийся поток воздуха достигает скорости 8 м/сек или превосходит ее. Такой поток воздуха задержит во взвешенном состоянии капли радиусом, приблизительно равным 0,2 см, большие же капли не могут в нем сохраняться, а разбрызгиваются в более мелкие. Таким образом в грозовых облаках должно скопляться большое количество жидкой воды, которое во всяком случае значительно превосходит количество воды, имеющееся в обыкновенных облаках (порядка 4 г в 1 м³). Что подобные вертикальные скорости действительно нередко имеют место, показывают те случаи, когда выпадает сухой град, не сопровождающийся дождем. Это явление можно объяснить только тем, что дождя, в действительности идет, но при сильно восходящем токе капли дождя не могут достигнуть земной поверхности.

Таким образом, принимая во внимание эти условия, приведенные выше возражения, что соединение града с жидкой водой недостаточно для объяснения града, вряд ли можно считать правильными.

Сюда надо еще прибавить и то, что прямая конденсация водяного пара, которую мы до сих пор не принимали совершенно во внимание, имеет исключительное значение для образования града. В то время как все остальные продукты конденсации обладают в первом приближении температурой окружающей среды, в случае больших градин, проходящих с большой скоростью через различные слои воздуха, этого уже нет. Так как по мере падения окружающая их среда становится все теплее, то град не в состоянии выравнять свою температуру и между градом и окружающим воздухом образуется все возрастающая темпе-

ратурная разность, достигающая наибольшей величины в момент падения их на земную поверхность.

Что здесь действительно имеет место большая разность температур, ясно, хотя бы из того факта, что градина даже в самое жаркое летнее время достигает земной поверхности не только в не расплавленном состоянии, но даже имеет отрицательную температуру. По Ханну¹ измеренные температуры градин лежат между -5 и -15° . Измерения Буссинго (Boussingault) дали -13° . Если даже принять во внимание, что воздух, окружающий падающий град, по крайней мере в конце падения является сильно охлажденным, все же, несомненно, мы должны принять разность между температурой градин и температурой воздуха приблизительно равной 20° .

Как было выяснено в начале этой главы, благодаря „собственной температуре“ града вся картина существенно изменяется, и условия конденсации находят свое выражение в „эквивалентной влажности“. Я составил следующую табличку значений относительной влажности для некоторых значений температуры и соответствующих значений разности температур воздуха и градин.²

*Эквивалентная влажность для градин
(в процентах)*

Температура воздуха в $^{\circ}\text{C}$		+10	0	-5	-10
Разность температур в $^{\circ}\text{C}$	0	—	100	105	110
	5	—	152	161	171
	10	200	237	252	273
	15	303	372	400	450
	20	465	588	660	745
	25	728	955	1 090	1 270

Указанных факторов совершенно достаточно для объяснения возникновения больших градин, и нет никакого основания приводить еще другие причины, иногда довольно подозрительного свойства, как это часто делалось ранее. Еще необходимо особо подчеркнуть, что соединение нескольких градин при взаимном столкновении их и смерзании, по видимому, не имеет места. Правда, иногда находили отдельные градины, которые состояли, вероятно, из нескольких смерзшихся градин, но и в этих случаях соединение их могло произойти только на земной поверхности, так как конденсация водяного пара на градинах продолжается и здесь, то вполне возможно, что две пришедшие в соприкосновение градины могли таким образом срастись.

¹ Lehrbuch d. Met., II Aufl., 1906, стр. 523. Прогаска рассказывает („Met. Zeitschr.“, 1898, стр. 31) об одном случае выпадения града, при котором температура упала с 32° до 7° . На следующий день опять выпал град при таких же температурных условиях. Измерение температуры градины дало $-5,5^{\circ}$. Так как падение температуры наступало только во время града, а с другой стороны, температура града измеряется всегда слишком поздно и следовательно дает большее значение, то в этом случае также можно было бы принять разность температур около 20° .

² Ueber die Eisphase des Wasserdampfes in der Atmosphäre, „Met. Zeitschrift.“, 1910, стр. 451.

Остается еще подвергнуть более детальному рассмотрению формы градин.

Особенный интерес представляют изображенные на рис. 121 колесообразные формы, которые были описаны, например, Прогаска,¹ Кёппеном² и Абихом (Abich);³ иногда в них наблюдалась своеобразная шестилучевая структура (в форме шести радиальных рядов пузырьков воздуха) которая указывает на то, что эти плоские формы вначале имели форму снежной звезды. От этой формы происходит постепенный переход сперва к яблокообразной (на рис. 121 внизу) и затем к шарообразной формам. Неоднократно высказывались предположения, что эти формы можно объяснить вращением, благодаря которому отлагающиеся водяные капельки относятся к периферии и

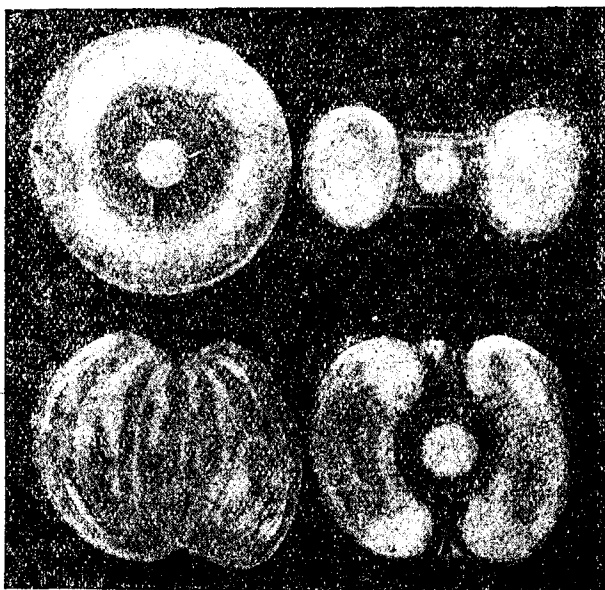


Рис. 121. Колесообразные и яблокообразные формы града по Прогаска; справа — поперечный разрез (уменьшение диаметра верхней формы от 7 до 13 см, диаметра нижней — от 5 до 9 см).

таким путем образуют здесь утолщения. Едва ли можно объяснить, как могло возникнуть подобное сильное вращение; однако Кёппен указал, что даже медленное вращение в состоянии вызвать такое центробежное явление. В таком случае необходимо предположить, что при колесообразных формах ось вращения занимает постоянное положение, в то время как в яблокообразных она колеблется под некоторым углом, а в шарообразных она может занимать любое положение. При этом полагают обычно, что ось вращения расположена горизонтально и что всегда растет нижняя часть градин.

¹ „Met. Zeitschr.“, 1898, стр. 29.

² „Met. Zeitschr.“, 1888, стр. 445.

³ См. ниже.

Если мы придадим кусочку сургуча соответствующую форму и погрузим его в сосуд с водой, то мы легко можем убедиться, что колесообразные кусочки не становятся вертикально, а независимо от того, в каком положении они были в воде, все они тотчас же принимают горизонтальное положение и оказываются при этом очень устойчивыми. Это как-раз и соответствует выводам в отношении ориентировки падающих кристаллических пластинок, к которым пришли при рассмотрении оптических явлений.

Но если эти колесообразные кусочки падают, оставаясь в горизонтальном положении, то, очевидно, мнение о том, что градины нарастают главным образом в нижней части, неверно; гораздо вернее предположение, что нарастают они сбоку. Последние исследования линий токов при обтекании подобных пластинок указали на вероятность такого предположения, хотя отложение водяных капель, не следующих вполне за линиями токов, трудно вычислить. Однако очевидно, что прямая конденсации водяного пара будет наибольшей именно по краям, где поток воздуха сильнее. Итак, мы откажемся полностью от наличия вращения и примем только, что эти колесообразные кусочки опускаются в воздухе, оставаясь горизонтальными, в то время как яблокообразные колеблются возле горизонтального положения, а шарообразные колеблются произвольно.

На рис. 122 дана полученная Меткальфом (Metcalfе) фотография, воспроизводящая градины шарообразной формы.

У этих форм особый интерес представляют хорошо заметные на рисунке различного рода концентрические оболочки. Так как внутреннее ядро представляет собой более старую часть, а внешняя оболочка — более молодую часть градины, то по слоям можно сделать вывод об истории возникновения ее. В большинстве случаев ядро непрозрачно, то-есть наполнено многочисленными пузырьками воздуха и представляет собой зерно крупы, которое и является зародышем градины. Возникновение следующих далее часто меняющихся прозрачных и непрозрачных слоев, очевидно, указывает на те же условия, какие имели место при возникновении изморози и гололеда. Для объяснения возникновения прозрачных оболочек надо принять, что внешняя поверхность градин остается всегда смоченной, так что при дальнейшем нарастании льда никаких пор не остается; но как только поверхность станет сухой, тотчас же вследствие прямой конденсации водяного пара образуются мелкие кристаллы, которые оставляют большое число пор, наполненных воздухом, и, таким образом, дают молочный непрозрачный слой.

Прозрачные отложения указывают на особенно сильное осаждение жидких капель. Поэтому можно принять, что они образуются как-раз на тех высотах, которые соответствуют главным облачным ярусам, то-есть в первую очередь на уровне 4 000 и 1 600 м. В действительности нередко встречаются два сравнительно толстых прозрачных слоя льда; если это объяснение верно, то таким путем можно было бы шаг за шагом проследить рост градины.

Иногда встречаются градины, насчитывающие до 14 переменных то прозрачных, то мутных слоев, а Валлер (Waller) и Хартинг (Harting) наблюдали даже, что отдельные прозрачные оболочки расчленились подобно лепесткам луковичы. Эти наслоения скорее объяс-

няются вращением градин, чем изменением среды; так как нарастание всегда идет в одном направлении (будь то снизу или сбоку), то³ при слабом вращении должен откладываться бандажеподобный слой.

Нередко наблюдалось, что ядро этих сфероидальных градин занимает эксцентрическое положение. Это, очевидно, указывает на существование перехода к другим формам, которые изображены на рис. 123. Не подлежит никакому сомнению, что здесь мы имеем дело не с осколками градин, как раньше иногда думали, а с новыми формами их: Флегель¹ уже на основании своих наблюдений во время грозы 10 сентября 1870 г. в Шлезвиге дал правильное объяснение этим конусообразным формам так же, как и соответственным формам крупы. При

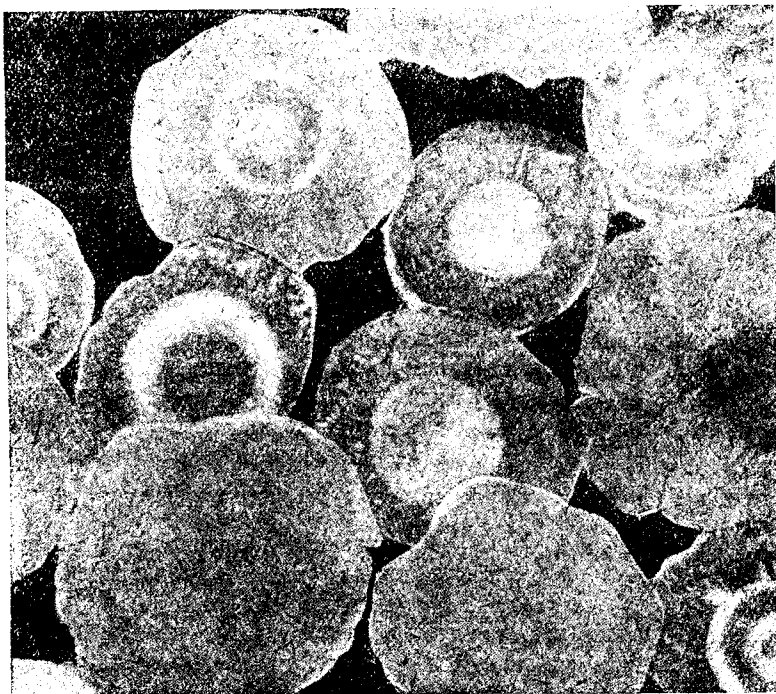


Рис. 122. Зерна града в натуральную величину.

падении более легкий конец направлен вверх, и градина нарастает почти исключительно у основания.

Наибольший интерес представляют наблюдающиеся иногда хорошо выраженные кристаллы, которые уже своей величиной отличаются от обычных кристаллических образований, имеющих место в атмосфере.

Так как такие кристаллы града редко встречаются, то особенно ценно, что у нас имеются тщательные описания их, принадлежащие

¹ См. стр. 236.

перу чистого минералога Абиха,¹ слова которого мы и приводим ниже. Для выяснения кристаллографических обозначений мы приводим рисунки, заимствованные из „Lehrbuch der Mineralogie“ Бауэра.

Вот что пишет Абих: „...итак, поскольку я мог заключить по имевшемуся в моем распоряжении литературному материалу, второй случай соответствовал еще никогда до сих пор не наблюдавшемуся явлению действительного „дождя из ледяных кристаллов“, а не из

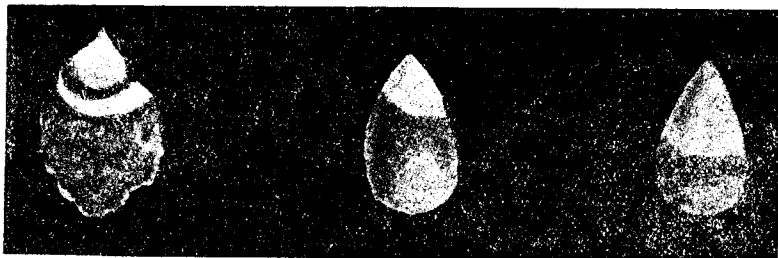


Рис. 123. Конусообразные зерна града по Ретли ($\frac{2}{3}$ натуральной величины).

кусочков льда неопределенной кристаллической формы; вернее, это были сфероидальные тела кристаллического строения; в направлении плоскости наибольшего диаметра плотно, но неравномерно, они были усажены правильными кристаллическими формами, состоящими из разнообразных комбинаций трехосной и одноосной системы.² Главным образом появлялись кристаллы, напоминающие кристаллы известко-

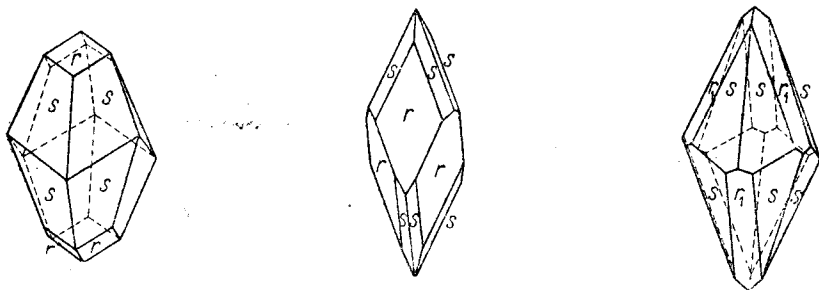


Рис. 124. Различные виды ромбических поверхностей (r), соединенных со скаленоэдрами (s).

вых шпатов и железного блеска. У первых — известковых шпатов — преобладающей формой был скаленоэдр, комбинированный с ромбическими поверхностями (рис. 124); иногда кристаллы в 15—20 мм высоты и соответствующей толщины образуют замечательно красивые

¹ Н. Abich, Zwei denkwürdige Hagelfälle in Georgien, „Zeitsehr d. Öst. Ges. f. Met.“, 1869, стр. 417.

Исчерпывающее сообщение „Über einen Fall kristallinischen Hagels im Trialetischen Gebirge“ Абих делает в Moritz, Materialien zu einer Klimatologie des Kaukasus, Bd. I; см. также „Pogg. Ann.“, 146, стр. 475, 1872.

² Три побочных и одна главная ось.

группы с комбинированными формами столбиков вместе с ромбоэдрами (рис. 125). Среди других в начале грозы выпали и экземпляры, которые по закону готтардовых роз железного блеска представляли плиткообразные кристаллические агрегаты диаметром 30—40 мм (рис. 126). Подобранные тотчас же после падения массы кристаллов имели ясно выраженные острые края, большей частью очень слабые, подобно кристаллам алмаза, принятые мною за грани скаленоэдра поверхности были ровные. Оба эти рисунка я перевел на кальку... Тень вблизи большого круга на периферии указывает на закругленную сфероидальную форму основного тела, на широком краю которого

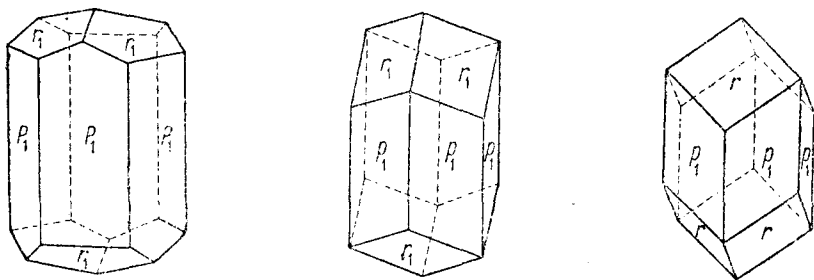


Рис. 125. Различные виды комбинаций ромбоэдров (r) и шести-гранных призм.

паразитически прикрепилась настоящие кристаллы или же, как кристаллы первой фигуры, погрузились в нем, как в альвеоле (что обнаружилось при таянии)⁴. Мы поместили здесь оба рисунка Абиха (рис. 127).

Кристаллы града часто наблюдались и в печати приводились зарисовки их, но условия для определения их форм были неблагоприятны, так как не было специалистов, занимающихся этим вопросом.

Рис. 128 дает зарисовку одного учителя Крибернига (Kriebernig) в Брюкле, которая была опубликована Прогаска.¹ Первая из этих трех форм встречалась не часто, но была исключительно больших размеров: длина ее колебалась между 9 и 13 см. Все эти кристаллы состояли из почти совершенно прозрачного льда. Прогаска склонен видеть и в этих формах комбинацию из скаленоэдра и ромбоэдров. Кристаллы второго рода были диаметром в 5—8 см. Третья из приведенных на рисунке форм представляет собой

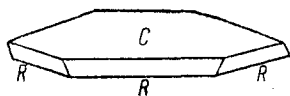


Рис. 126. Тонкая кристаллическая пластинка железного блеска. R — ромбоэдр. C — базис. Пластинки иногда группируются как листья розы.

такое же явление, как в образцах, описанных Абихом, но кристаллы здесь или еще не вполне развились или же растаяли (что возможно, так как этот вид градин был принесен учениками только через час после выпадения).

До сих пор имеется пока мало предположений относительно возникновения этих хорошо выраженных градовых кристаллов. Надо об-

¹ Hagelschläge vom 1.—4. Juli 1897 in Steiermark und Kärnten, „Met. Zeitschrift“, 1898, стр. 29, Tafel I.

ратить внимание еще на то, что они всегда вырастают на внешней оболочке градины, а это обстоятельство показывает, что они появляются в последней стадии конденсации, то-есть в нижних слоях воздуха, через которые град падает и в которых вообще температура

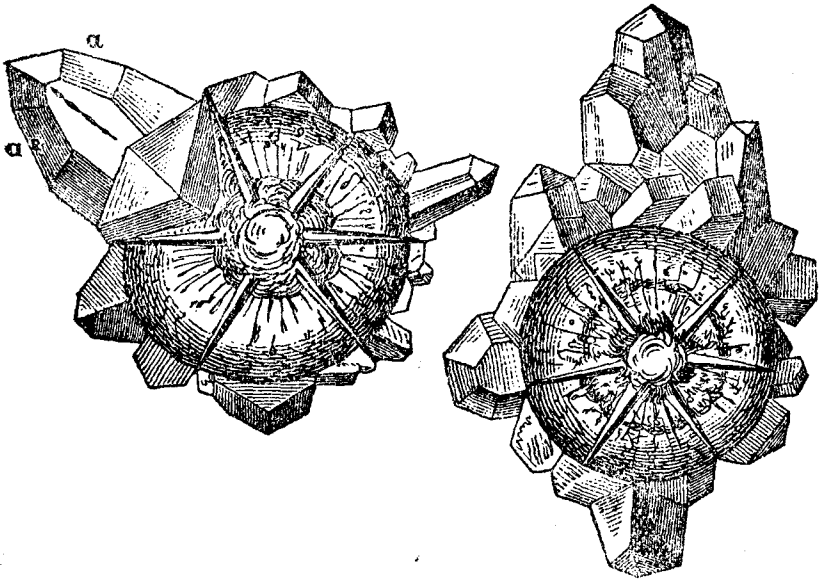


Рис. 127. Кристаллы града по Абиху.

выше 0° . Траберт считает, что они произошли от соединения с переохлажденными каплями, в то время как аморфные прозрачные прослойки он относит к переохлажденным каплям; однако этим не

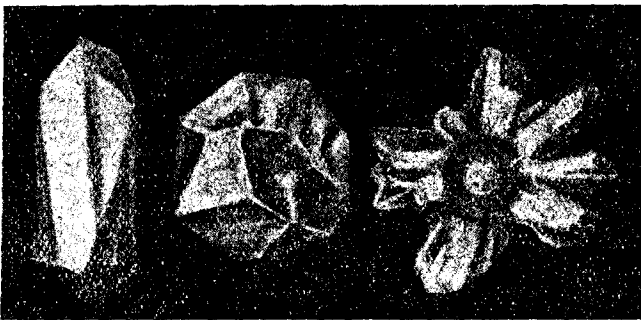


Рис. 128. Кристаллы града по Прогаска (уменьшенные).

решается еще вопрос о происхождении таких кристаллов. Большое значение имеет, как отметил Дюран-Гревиль (Dugand-Gréville), то обстоятельство, что условия для образования больших кристаллов при падении града чрезвычайно благоприятны; здесь они до известной сте-

пени не находятся под влиянием силы тяжести. Большую роль играет также вращение градины, которое способствует равномерному росту кристалла, так как известно, что образование больших правильных кристаллов лучше всего достигается при непрерывном движении как самого кристалла, так и раствора, в котором он образуется. Так, по Браунсу¹ (Brauns) Вульф (L. Wulff) сконструировал особый вращающийся аппарат, который служит для получения из растворов больших, по возможности идеально выраженных кристаллов.

Наконец, надо еще указать на то, что на месте радиально расположенных кристаллов Абиха подобным же образом располагаются иногда ледяные сосульки — шипы, как это показано на рис. 129, переданном Кёшпенем по зарисовке капитана Кюля (Kühl). На концах этих ледяных шипов видны грани, которые, очевидно, соответствуют плоскостям кристалла, и вполне вероятно, что каждый такой шип является отдельным кристаллом.² Можно было бы предположить, что эти ледяные

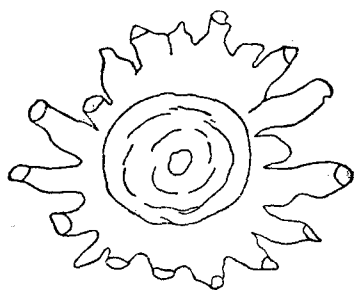


Рис. 129. Кристаллы града наподобие шишек (по Кюлю).

шипы являются остатками наполовину растаявших кристаллов. Однако существование упомянутых выше граней указывает на то, что здесь мы имеем как-раз обратное явление, а именно, что на высоте нижних облаков, где отложение жидкой воды является наибольшим, сперва образуются ледяные шипы, которые при падении через лежащие ниже, более сухие слои воздуха превращаются в правильные кристаллы. В приведенном выше случае этот процесс остался незавершенным, так как град перемешался с дождем.

В этом вопросе большое значение имеет тот факт, уже отмеченный нами ранее что, как показывает опыт, процесс дополнения таких неполных кристаллов происходит очень легко. Было установлено, что у поврежденных кристаллов скорость кристаллизации у отломленных концов больше, чем на неповрежденных местах, так что такой кристалл довольно быстро „вылечивается“³.

Хотя приведенных выше соображений может быть достаточно для объяснения происхождения таких необыкновенно больших и правильных кристаллов льда, все же не надо упускать из вида, что они представляют собой новую модификацию льда и что надо использовать все возможности для того, чтобы подвергнуть их тщательному физическому исследованию.

¹ Chemische Mineralogie, Leipzig 1896, стр. 124.

² Уже известно, что ледяные шипы, у которых процесс замерзания происходит непрерывно, состоят из одного кристалла (сравни Hess, Die Gletscher, Braunschweig 1904, стр. 12). У них главная оптическая ось (продольная ось призмы) всегда принимает направление теплого потока; поэтому у сосулек, свешивающихся с крыш, она имеет горизонтальное направление. У кристаллов градин теплый поток направлен по радиусу к холодному ядру градины; следовательно, здесь продольные оси призм совпадают с продольным направлением самого шипа.

³ Lehman, Molekularphysik, I, стр. 309, как и Brauns, Chemische Meteorologie, стр. 141.

Оптические явления в ледяных облаках. Здесь, как и в предыдущей главе о водяных облаках, мы будем рассматривать оптические явления лишь постольку, поскольку они могут служить нам для заключений о строении облаков.

Образующиеся благодаря преломлению ореолы и венцы, о которых говорилось при рассмотрении водяных облаков, имеют место и в ледяных облаках. И здесь мы можем путем измерения радиуса венца найти величину частицы льда по еще более простой формуле, чем это было сделано для водяных облаков. Диаметр частицы a мы получим из следующего уравнения:

$$a = m \frac{\lambda}{\sin \alpha}, \quad (33)$$

где m — порядковый номер измеренного кольца (при этом ореол считается за 1, первое кольцо за 2 и т. д.), λ — «длина волны белого цвета», равная 571×10^{-7} см, α — угловой радиус кольца, уменьшенный на радиус Солнца. При измерениях визирная линия всегда направляется на внешний «красный край», представляющий собою внешнюю границу кольца или ореола.

В то время как эти явления, вызываемые преломлением света, имеют место как в водяных, так и в ледяных облаках и могут дать нам представление о величине образующих их частиц, но не об агрегатном состоянии, — явления гало, вызываемые преломлением и отражением света, указывают на то, что облако, производящее это явление, состоит из кристаллов льда и притом более или менее полных. С другой стороны, вполне очевидно, что всякое состоящее из полных кристаллов облако должно давать какое нибудь гало; если же облако не дает гало, то это обстоятельство точно указывает, что облако состоит не из полных кристаллов, а из скелетов или сферокристаллов.

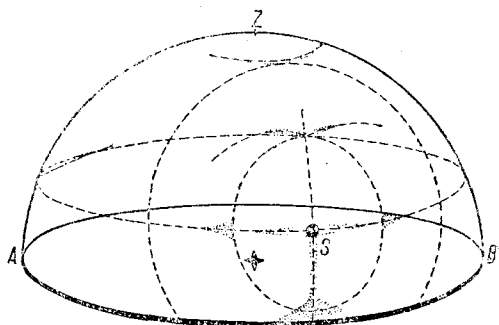


Рис. 130. Важнейшие гало.

На рис. 130 изображены важнейшие явления гало так, как обычно принято изображать звезды на небесной сфере. Наблюдатель находится в центре изображенной на рисунке небесной полусферы, AB — горизонт, S — Солнце, ZS — вертикальный круг, проходящий через Солнце. Гало изображены пунктиром; на рисунке виден горизонтальный круг, проходящий через Солнце, и вертикальные столбы, затем малое кольцо с радиусом, равным 22° , на пересечении которого с горизонтальным кругом образуются ложные Солнца в 22° , затем большой круг радиусом в 46° и касательные дуги обоих кругов, вид которых изменяется в зависимости от высоты Солнца. На рис. 131 приведен фотографический снимок этого явления, полученный при помощи широкоугольного объектива метеорологической обсерваторией в Потсдаме.¹

¹ Другой снимок из полученной тогда целой серии уже опубликовал Шпрунг (Sprung) в „Met. Zeitschr.“, 1903, стр. 345.

О деталях форм и их происхождении мы упомянем лишь вскользь, так как более подробное рассмотрение этого вопроса отвлекло бы нас от нашей темы.

Основной вопрос, который здесь возникает, — это вопрос об ориентировке падающих ледяных кристаллов. Долгое время по этому во-

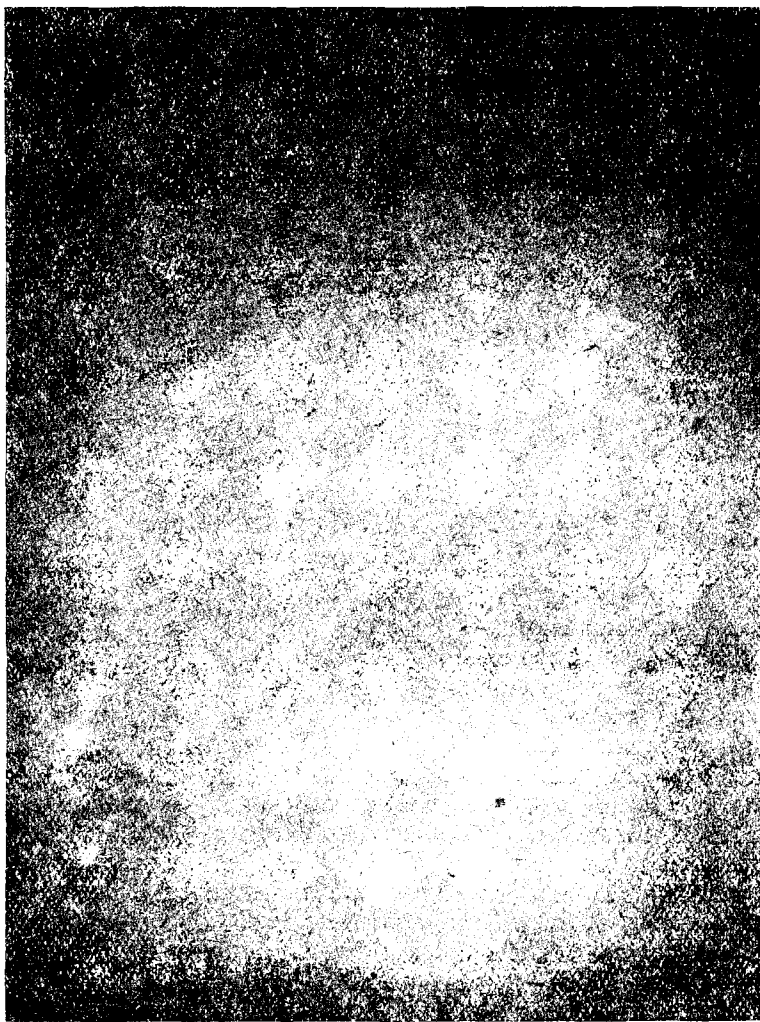


Рис. 131. Гало 13/III 1902 г.

просу существовали совершенно неверные представления, а именно: обычно придерживались мнения, высказанного Бабинэ (Babinet) и Бравэ (Bravais) (использованного даже Пернтером в его „Метеорологической оптике“), что ледяные кристаллы при падении принимают такое положение, в котором они испытывают наименьшее сопротивле-

ние воздуха. Вуд¹ первый заметил, что дело обстоит как раз наоборот, а именно как пластинки, так и призмы устанавливаются на максимальное сопротивление. Бессон (Besson)² подкрепил этот взгляд опытами со слюдяными пластинками, которые он опускал в воду. Независимо от него Кёппен³ при помощи бумажных моделей доказал неправильность старых взглядов.

Кёппен развил еще более это положение,⁴ доказав, что как призмы, так и пластинки вращаются вокруг своей наибольшей оси, которая устанавливается горизонтально. Это является результатом скольжения в сторону, которое наступает, как только пластинка принимает слегка наклонное положение. Это легко продемонстрировать на моделях из бумаги. Однако у очень маленьких ледяных пластинок скольжение настолько сильно тормозится трением, что вместо полного вращения получается лишь качание вокруг своего горизонтального положения. Из наблюдений над нижним солнцем, о чем мы будем говорить позднее, можно считать, что эти колебания большей частью равны около $1 - 2^\circ$. Слюдяные пластинки в вышеупомянутых опытах также не вращались.

Поэтому мы можем считать доказанным, что пластинки вообще устанавливаются так, что поверхности их оснований лежат приблизительно горизонтально, в то время как поверхности оснований призм располагаются вертикально; в обоих случаях могут происходить незначительные колебания вокруг этого положения, а для столбиков можно допустить существование вращения вокруг горизонтально лежащей главной оси. Только с этой точки зрения мы и рассмотрим вкратце отдельные явления гало.

„Горизонтальный круг“ (Horisontalring) образуется вследствие отражения в вертикально стоящих плоскостях без преломления, так что окраска здесь отсутствует. Этот круг, очевидно, может появиться только тогда, когда большинство отражающих плоскостей расположены вертикально; если же имеет место чисто случайная ориентировка их, то круг не появляется. Это условие выполнимо как для пластинок (у которых небольшие боковые грани стоят вертикально), так и для столбиков (здесь эти грани являются поверхностями оснований).

На горизонтальном круге в прямо противоположном Солнцу направлении иногда наблюдается „противосолнце“ (Gegensonne); иногда наблюдается, хотя и реже, „ложное противосолнце“ (Nebengegensonne), чаще всего на расстоянии 120° от Солнца или, что то же самое, на 60° от противосолнца. Эти явления объясняются многократным отражением внутри кристалла.

Нижнее солнце является изображением, соответствующим горизонтальному кругу (на рис. 130 оно не изображено); оно возникает при отражении Солнца от горизонтальных плоскостей как от поверхности воды. Так как наблюдатель при этом должен находиться над ледяными кристаллами, то это явление можно наблюдать только или с вер-

¹ „Monthly Weather Review“, August 1906, стр. 357.

² „Ann. Soc. Mét. de France“, 55, Februar 1907, стр. 40.

³ „Met. Zeitschr.“, 1908, стр. 281.

⁴ Beiträge zur Mechanik des Fluges und schwebenden Falles, Illustr. Aero-naut. Mitt., Oktober 1901, стр. 149 (156).

шины гор или с аэростата. Рис. 132 дает фотографию такого явления.¹ Зеркальное изображение лежит на вертикали Солнца и притом настолько ниже под горизонтом, насколько само Солнце выше над горизонтом. Это нижнее солнце, очевидно, указывает на то, что отражающие кристаллы являются пластинками; незначительное колебание, производимое пластинками вокруг своей горизонтальной оси, обнаруживается увеличением изображения, особенно по вертикали.

Наконец, и вертикальные столбы (*vertikalen Lichtsäulen*) принадлежат также к группе явлений обусловленных простым отра-



Рис. 132. „Нижнее солнце“ (снято с аэростата).

жением. Они соответствуют тем светлым полосам, которые образуются при отражении Луны или Солнца в движущейся водной поверхности. Для их возникновения необходимы значительно большие колебания отражающих поверхностей, чем для описанного нижнего солнца и может быть даже вращения их вокруг горизонтальной оси. Образованию столбов способствуют преимущественно призмы, вращающиеся вокруг главной оси.

В то время как все до сих пор упомянутые явления гало обуславливаются отражением, следующие явления образуются в результате

¹ Опубликованную вначале в „*Jahrbuch des Deutschen Luftschiffverbandes*“ 1911. Тут приведены и другие еще немногочисленные наблюдения (Пертнер не знаком с этими явлениями, судя по его „*Meteorologische Optik*“).

преломления света, и поэтому они сопровождаются различной окраской.¹

„Малое гало“ („kleine Halo“), именно круг в 22° , возникает вследствие преломления света, проходящего через ледяные кристаллы, причем угол преломления должен составлять 60° , и он соответствует наименьшему углу отклонения. Угол в 60° образуется двумя несмежными боковыми гранями гексагональной призмы. Так как красные лучи преломляются менее, чем фиолетовые, то цвета разделяются и именно так, что красный цвет лежит ближе к Солнцу. Для совершенно равномерного образования всех частей гало, очевидно, необходимо, чтобы преломляющие ребра занимали в воздухе всевозможные положения. Таким образом в данном случае ледяные кристаллы при своем падении не должны устанавливаться единообразно. Между тем часто бывает так, что обе части круга, лежащие на одной горизонтали с Солнцем, являются особенно яркими. Это соответствует тому, что вертикальное положение преломляющих ребер встречается особенно часто, что может быть в том случае, если в воздухе имеются пластинки, причем поверхности оснований их находятся в горизонтальном положении. Так как чаще всего встречаются формы ледяных кристаллов в виде пластинки, то понятно, что ложные солнца принадлежат к самым распространенным явлениям гало.

Надо еще упомянуть, что эти ложные солнца только в том случае действительно образуют часть круга, если Солнце находится как-раз на горизонте. Чем выше подымается Солнце над горизонтом, тем сильнее выступают ложные солнца за пределы круга. Причину этого явления легко выяснить, если представить себе, что преломляющие ребра, способствующие образованию круга, стоят всегда перпендикулярно к направлению Солнца. У горизонтальных пластинок это условие выполнено только тогда, когда названное направление горизонтально, то-есть Солнце находится у горизонта. Тогда ложное солнце действительно является частью круга. При высоко стоящем Солнце, напротив, пластинки не могут уже больше способствовать образованию круга, так как их ребра не занимают более перпендикулярного положения по отношению к направлению на Солнце; они образуют здесь светлое пятно, которое по мере поднятия Солнца над горизонтом выступает все более и более за пределы круга. На снимке, изображенном на рис. 131, заснятом при сравнительно высоком положении Солнца, хорошо видно это отклонение. Разность углов между ложным солнцем и кругом для различных высот Солнца имеет по Пернтеру следующие значения:

Высота Солнца . . .	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°
Разность углов . . .	0°	$0^\circ 20'$	$1^\circ 14'$	$2^\circ 59'$	$5^\circ 48'$	$10^\circ 36'$	$22^\circ 48'$

¹ По Карню с помощью кристаллов квасцов можно продемонстрировать на лекции маленький и большой круги: надо взять стеклянный сосуд с плоскими параллельными стенками на расстоянии 15—20 мм и наполнить раствором квасцов в воде, прибавив около $\frac{1}{10}$ объема спирта. После нескольких минут встряхивания начинают выделяться мелкие кристаллы квасцов, плавающие в жидкости. Если смотреть через сосуд на источник света, то сейчас же после того как осядут большие кристаллы, будет виден маленький круг с радиусом в $9\frac{1}{2}^\circ$, а через некоторый промежуток времени — и большой круг с радиусом в 21° .

При выходе ложного солнца из круга оно остается на той же высоте, что и Солнце, так что в сущности оба ложных Солнца находятся выше большого круга, который они вначале образовывали вместе с Солнцем. Дело в том, что они не только удалились от Солнца, но при этом поднялись вверх; если небесную сферу повернуть вниз так,

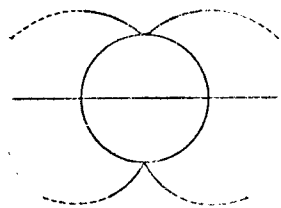


Рис. 133 (до 142). Верхние и нижние касательные дуги малого гало. $H = 5^\circ$.

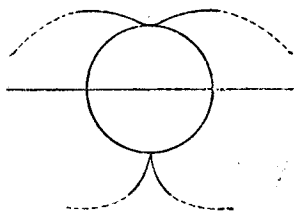


Рис. 134. $H = 10^\circ 55'$.

чтобы Солнце находилось опять на горизонте, то ложные солнца оказались бы вне гало и выше горизонта. Это можно выразить таким образом: ложные солнца описывают при возрастающей высоте Солнца определенный по отношению к гало твердо установленный путь.

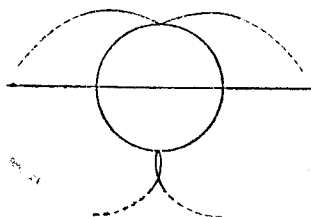


Рис. 135. $H = 15^\circ$.

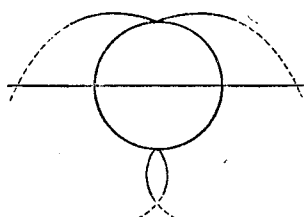


Рис. 136. $H = 20^\circ$.

Этим также объясняются появляющиеся иногда касательные дуги (на рис. 130 они не показаны). Когда пластинки колеблются около своего горизонтального положения, то это производит такой эффект, будто бы высота Солнца тоже колеблется и вследствие этого весь путь, описанный ложным солнцем, одновременно светлеет.

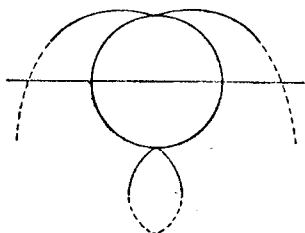


Рис. 137. $H = 25^\circ 0,2'$.

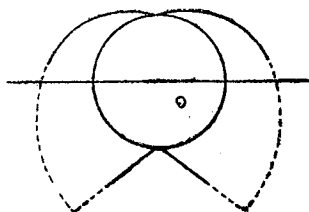


Рис. 138. $H = 29^\circ 15'$.

Соответствующее ложным солнцам, но не настолько резко выраженное усиление света существует также и в верхней части гало 22° . Это, очевидно, позволяет сделать предположение, что горизонтальное положение преломляющих ребер преимущественно составляет 60° , что встречается у столбиков. Как ложное солнце при более точном исследовании

довании образует только часть боковой касательной дуги, так и верхний максимум света представляет собой только часть верхней касательной дуги, изображенной на рис. 130 и слегка заметной также на снимке рис. 131. В то время как боковые касательные дуги имеют неизменяющуюся форму и только положение ложного Солнца изменяется с высотой Солнца, здесь происходит как-раз обратное: максимум света остается на постоянном месте, совпадая с верхней точкой круга, вид же кривой в значительной степени меняется в зависимости от высоты Солнца. Но имеется еще одна точка, в которой явление должно быть таким же, как и при боковых касательных дугах, только повернуто оно на 90° , а именно, когда Солнце находится на горизонте. Тогда мы получаем одну верхнюю и одну такую же нижнюю касательную дуги,

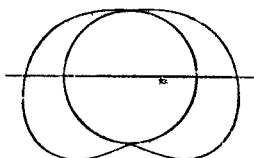


Рис. 139. $H = 35^\circ$.

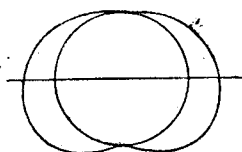


Рис. 140. $H = 40^\circ$.

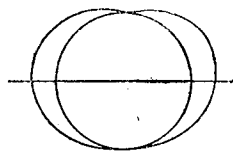


Рис. 141. $H = 45^\circ$.

которые совпадают с боковыми касательными дугами. Если высота Солнца увеличивается, то вид этих двух касательных дуг изменяется, а именно: верхняя дуга отличается от нижней, максимум же света остается постоянно на вертикали Солнца. На рис. 133 — 142 показаны эти кривые для различных высот Солнца (по Пернтеру). В том виде, какой изображен на последних рисунках, это явление называется „описанным гало“ („umschriebene Halo“).

Нижние части этих кривых видны только или с вершин гор или с аэростата, так как они лежат обыкновенно ниже или близ горизонта. Рис. 143 передает заснятую Славиком (Szlavik) на Зоннблике и опубликованную Пернтером фотографию этого явления, соответствующую высоте Солнца около 11° .

Теория большого круга радиуса 46° вместе с его касательными дугами очень похожа на теорию малого круга. Существенная разница состоит в том, что здесь преломляющие углы равны не 60° , а 90° . Угол в 90° как-раз соответствует углу между поверхностью основания и боковой гранью призмы, то-есть пластинки. И тут при совершенно произвольных положениях преломляющих ребер должно образоваться равномерное светлое кольцо на таком расстоянии от Солнца, которое соответствует минимальному отклонению.

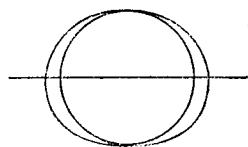


Рис. 142. $H = 55^\circ$.

Все наблюдатели отмечают особенно сильную и яркую раскраску этих больших гало и особенно его верхней касательной дуги, что составляет большой контраст со слабой, неясной раскраской малых гало. Причиной этого является более сильная дисперсия при преломляющем угле 90° по сравнению с углом в 60° ; вследствие этого и окраска получается яснее. Также и у этого большого гало радиусом 46° выступают касательные дуги и ложные солнца, подобные тем, которые наблюдаются у малых гало. Что же касается их происхождения, то оно совершенно иное. В то время как у последнего боковые ложные солнца или каса-

тельные дуги образуются благодаря пластинкам, а верхняя касательная дуга благодаря столбикам, то у большого гало все происходит как-раз наоборот. Здесь столбики образуют верхнюю касательную дугу, потому что соответствующее преломляющее ребро 90° будет находиться при этом в горизонтальном положении. Поэтому понятно, что часто ложные солнца в малом гало наблюдаются одновременно с касательной дугой большого гало. На снимке (рис. 131) видны оба эти явления, в то время как от большого гало заметен лишь небольшой кусок.

Ложные солнца большого гало, очевидно, требуют, чтобы преломляющее ребро 90° стояло вертикально. Это бывает на одно мгновение

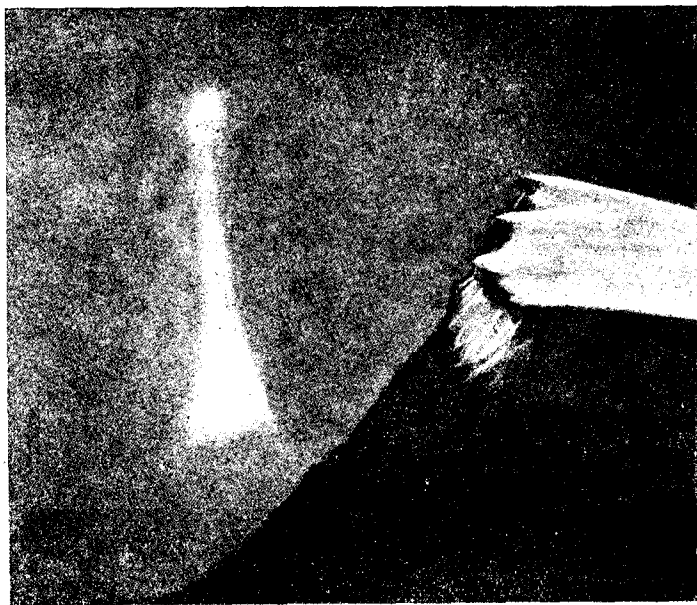


Рис. 143. Нижняя касательная дуга круга радиусом в 22° .

возможно лишь у столбиков и только у них, тогда, когда они вращаются. Но это может вызвать образование только касательной дуги, но не ложного солнца. Для образования последнего необходимо, чтобы столбики не вращались, а приняли такое положение, когда преломляющее ребро 90° действительно занимало бы перпендикулярное положение. Вследствие этого ложные солнца у большого гало принадлежат к очень редким явлениям.

На других более редких явлениях гало мы не будем останавливаться, так как многие вопросы, касающиеся форм кристаллов и их положения в воздухе, еще требуют выяснения.

ДОПОЛНЕНИЕ РЕДАКТОРА.

В 1930 г. были закончены работы Международной облачной комиссии по разработке новой классификации облаков, начатые ею в 1922 г. Результаты работ комиссии опубликованы в виде краткого облачного атласа, содержащего 41 таблицу, воспроизводящую фотографии наиболее характерных облачных форм, а также наиболее типичных „видов неба“, а также описания, относящиеся как к классификации облаков, так и к фотографиям.

Хотя по сравнению со старой, совершенно неудовлетворительной классификацией, подвергнутой Вегенером в этой книге критике, новая международная классификация облаков имеет целый ряд преимуществ, все же ее нельзя считать совершенной.

Рассмотрим кратко основные положения новой международной классификации.

В то время как ранее различали две главных формы облаков — слоистые и кучевые, определяемые по внешнему виду, которые в зависимости от высоты облака получали соответствующие приставки (*Alto, Cirro*), согласно новой классификации различают три главных формы облаков, а именно:

а) Разрозненные облачные массы кучевообразной формы, которые при возникновении распространяются главным образом по вертикали, а при исчезновении растекаются в стороны.

б) Облачные образования, распространенные в горизонтальном направлении и разделенные на нити, волны, валы или маленькие комочки („барашки“).

в) Облака в виде более или менее плотной и равномерной пелены.

Однако Международная облачная комиссия не ввела новых названий для этих трех главных облачных форм, а сохранила прежние два — *Stratus* и *Cumulus*, так что облака, имеющие различную форму, носят иногда одно и то же название.

Также как и ранее, в новой классификации различают 10 родов облаков, которые делятся на четыре семейства в зависимости от высоты облака.

Таким образом современная классификация облаков дает:

Семейство *A* — высокие облака

(Средняя наименьшая высота 6 000 м).

Форма *b* { 1. Род *Cirrus*
 { 2. Род *Cirrocumulus*
Форма *c* { 3. Род *Cirrostratus*

Семейство *B* — облака среднего яруса

(Средняя наибольшая высота 6 000 м, средняя наименьшая высота 2 000 м)

Форма *a* } 4. Род *Alto cumulus*
Форма *b* }
Форма *o* } 5. Род *Altostratus*

Семейство *C* — облака нижнего яруса

(Средняя наибольшая высота 2 000 м, средняя наименьшая высота: до земной поверхности)

Форма *a* } 6. Род *Stratocumulus*
Форма *b* }
Форма *c* } 7. Род *Stratus*

Семейство *D* — облака вертикального строения
(Средняя наибольшая высота: высота *Cirrus*, средняя наименьшая высота 500 м

Форма а { 8. Род *Nimbostratus*
9. Род *Cumulus*
10. Род *Cumulonimbus*.

Указанные здесь высоты являются средними для умеренного климата и измеряются от земной поверхности, а не от уровня моря. В отдельных случаях они могут меняться в чрезвычайно широких пределах. Так, *Cirrus* даже в умеренном климате могут опускаться до 3000 м, а в полярных областях даже до земной поверхности.

Роды в свою очередь подразделяются на виды и подвиды. Но подробное рассмотрение этого вопроса не является задачей этой книги.

Тур Бергерон в своих лекциях в Центральном бюро погоды СССР, прочитанных им в 1932 г., подробно развивал мысль о принципах построения новой рациональной классификации облаков.

Прежде всего может быть разработана, по Бергерону, генетическая классификация облаков, если связать каждую из трех главных форм с их происхождением, а именно:

Облака формы „а“ образуются в результате наличия более или менее развитых восходящих токов, то-есть в результате термической турбулентности (конвекции). Их возникновение связано с наличием поднимающейся влажной массы воздуха, достигшей уровня конденсации.

Облака формы „b“ могут образоваться при медленном поднятии по слабо наклоненной поверхности раздела (1:1000), при наличии волнового движения, в результате динамической турбулентности или радиационного охлаждения, а также при перемешивании близких к насыщению воздушных масс, имеющих различную температуру.

Наконец, облака формы „с“ образуются при равномерном, но довольно быстром поднятии влажного воздуха по наклонной поверхности раздела (1:100).

Таким образом оказывается возможным связать морфологические признаки облаков с их происхождением.

Далее, обозначая эти формы соответственно: кучевые, волнистые (*undulatus*) и слоистые и принимая во внимание распределение облаков по ярусам, можно получить рационально построенную генетическую классификацию облаков.

В своих лекциях Бергерон развил также основные принципы названной им физической классификации облаков по облачным элементам.

Уже в опубликованном международном атласе приняты во внимание облачные элементы; так, например, определение *Cirrocumulus* теперь изменено таким образом, чтобы в верхнем ярусе были лишь ледяные облака. Однако, как мы уже указывали, одно и то же облако может сильно меняться по высоте, поэтому ступени высот потеряли свое значение как основание классификации, и их можно заменить более рациональным подразделением, которым и являются облачные элементы.

Бергерон различает пять классов облачных элементов, а именно:

- 1) полные кристаллы,
- 2) снежинки (скелеты),
- 3) мельчайшие капли,
- 4) мелкие капли,
- 5) дождевые капли.

При таком подразделении на 5 классов по облачным элементам и 3 главных формы получается, вообще говоря, 15 возможных видов облаков.

Такая физико-генетическая классификация облаков являлась бы наиболее рациональной, так как это позволило бы по одному внешнему виду облака судить как о макро-синоптическом процессе, породившем его, так и о микрометеорологических условиях, господствующих в данном облаке; а все это имеет огромное значение как для анализа, происходящего в атмосфере процесса, так и для прогноза его дальнейшего развития.

Однако мы не можем здесь подробно заниматься этим интересным, но далеко еще не разработанным вопросом, а отошлем читателя к книге Бергерона „Трехмерно связанный синоптический анализ“, часть III, которая в скором времени должна выйти из печати.

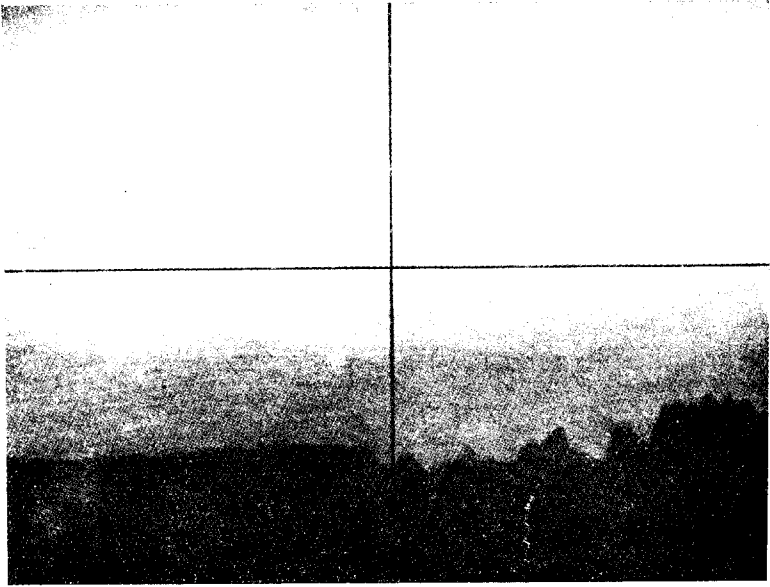


Рис. 5. Светящиеся облака в Штеглице (2 июля 1889 г.
13^h 44^m 0^s).



Рис. 40. Образование Маммато у основания слоистых облаков.

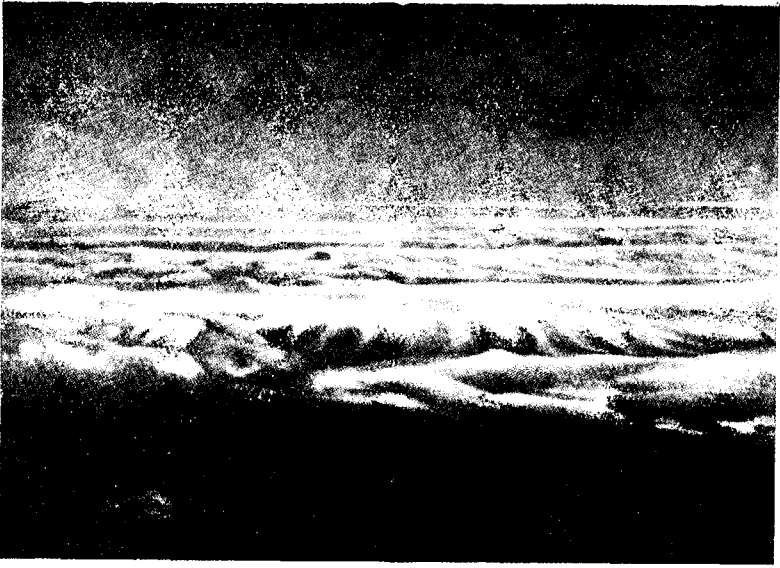


Рис. 46. Образование волн на поверхности слоистых облаков (снято с аэростата).



Рис. 69. Кучевые облака на высоте 600 м в области пассатов в Северном Атлантическом океане (вид на север).



Рис. 70. Те же облака (вид на запад).



Рис. 74. Кучевые башни, растекающиеся на высоте 6000 м в слонские формы (снято с аэростата над швейцарскими Альпами).



Рис. 80. Грозовой ворот. Вид спереди.



Рис. 81. Грозовой ворот. Вид сбоку.

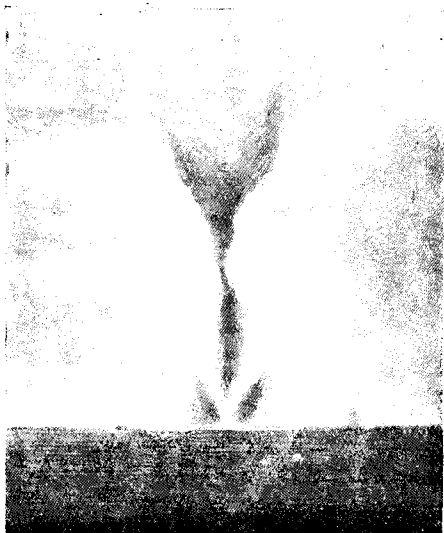


Рис. 85. Тот же смерч после разрыва.
Виден внутренний узкий столб.

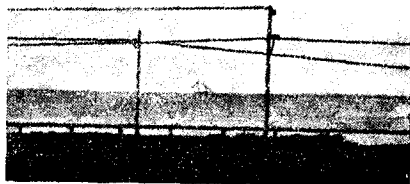


Рис. 86. Тот же смерч отделился
от моря и затухает.



Рис. 109. Пробивание вершины кучевого облака сквозь покрывало.
(Вид сверху ; снято с аэростата).



Рис. 91. Полосы падения, выходящие из Alto-Cumulus.

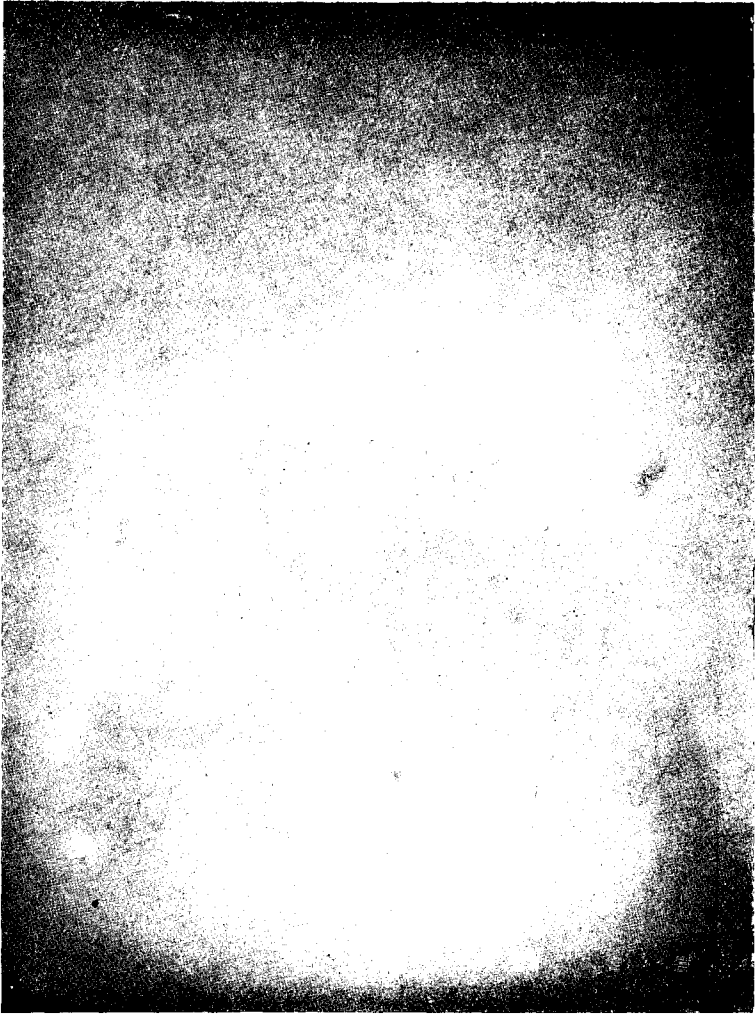


Рис. 131. Гало 13, III 1902 г.

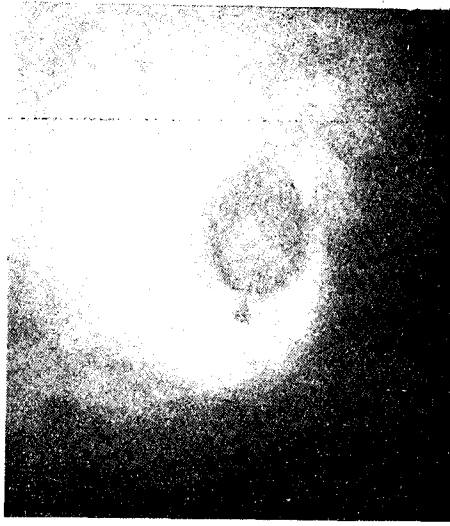


Рис. 103. Глория вокруг тени аэростата.



Рис. 132. „Нижнее солнце“ (снято с аэростата).

