

ОЧЕРКИ ПО ФИЗИКЕ ЗЕМНОЙ АТМОСФЕРЫ

И. А. Хвостиков, Ленинград

I. Стрoение атмосферы. — II. Температура верхних слоев стратосферы. — III. Проблема атмосферного озона. — IV. Ионизация атмосферы и распространение радиоволн. — V. Ионизирующее действие ультрафиолетовых лучей солнца. — VI. Связь ионизации верхних слоев с другими явлениями. Корпускулярная теория ионизации. — VII. Поляриметрический метод изучения структуры ионизированных слоев.

I. СТРОЕНИЕ АТМОСФЕРЫ

Граница атмосферы. С тех пор, как в 1645 г. Паскаль произвел опыт с торричеллиевой пустотой на горе Пюи-де-Дом и показал, что на вершине горы высота ртутного столба 3 дм $1\frac{1}{2}$ лин. меньше, чем у подножия, стало ясно, что атмосферное давление убывает с высотой. Каждый кубический сантиметр воздуха весит 0,0013 г, и следовательно, если бы плотность воздуха оставалась одной и той же на всех высотах, граница атмосферы проходила бы на высоте 7,7 км, поскольку атмосферное давление поддерживает столб ртути высотой 76 см. Но плотность воздуха должна быстро убывать с высотой, потому что нижележащие слои сдавливаются весом верхних слоев, а отсюда следует, что истинная граница атмосферы лежит где-то гораздо выше.

В IX—XI вв. расцвела и быстро увяла наука арабов. Одним из замечательных достижений арабской науки был способ определения границы атмосферы, указанный знаменитым арабским ученым Альгазеном. Способ Альгазена крайне прост, совершенно правилен и продолжает широко применяться и в наши дни. С его помощью Альгазен еще в XI в., не зная ни того, что воздух имеет вес (со времен Аристотеля и до Галилея воздух считался невесомым), ни того, что атмосферное давление с высотой убывает (в те времена и не подозревали об атмосферном давлении), не только правильно заключил о конечной высоте атмосферы, но мог очень хорошо определить порядок величины для высоты атмосферы. Альгазен воспользовался для этого наблюдением сумерек.

После захода солнца ночь наступает не мгновенно, потому что верхние слои воздуха еще продолжают освещаться солнечными лучами. Происходит постепенное потемнение, и ночь наступает только тогда, когда лучи солнца уже не попадают даже в самые верхние слои атмосферы. Еще древние греки знали, что наступлению ночи всегда соответствует одно и то же погружение солнца под горизонт, именно на 18° . Альгазен вычислил отсюда, что высота атмосферы составляет примерно 50 км.

Правда, в своих геометрических выкладках Альгазен допустил ошибку, он предполагал, что солнечный луч отражается от верхней границы атмосферы и именно поэтому попадает на землю даже при погружении солнца под горизонт. Эта ошибка была впоследствии указана Кеплером, уточнившим подсчеты Альгазена.

Конечно, полное использование возможностей, предоставляемых наблюдениями сумерек, стало возможным только в наше время, когда была разработана теория рассеяния света газами, так как сумерки являются весьма сложным явлением, обусловленным молекулярным рассеянием света. Весьма точные наблюдения последних лет, главным образом наблюдения В. Г. Фесенкова, показывают, что постепенное ослабление яркости неба в сумерках можно проследить до момента, соответствующего рассеянию света на высоте порядка 200 км. Следовательно, граница атмосферы лежит где-то не ниже 200 км.

Само собой разумеется, что собственно „граница“ атмосферы есть понятие условное. Действительно, плотность газа убывает с высотой, и если мы представим себе точку даже столь высокую, что ниже ее заключено 0,999999 всего количества атмосферного воздуха, а выше ее — только 0,000001-я доля, то, как легко сообразить, эта 0,000001-я доля должна занимать объем не меньший, чем все остальные 0,999999 частей, так как плотность газа выше нашей точки в среднем в миллион раз меньше, чем в нижних слоях. Вообще имеет место очевидный, но тем не менее парадоксальный результат, что на какой бы высоте мы не провели условную границу атмосферы, газ, находящийся выше этой границы, должен занимать объем не меньший, чем вся остальная масса газа ниже „границы“ (в пределах применимости закона Бойля-Мариотта).

Поэтому о границе атмосферы допустимо говорить только в смысле возможности обнаружить по каким-либо явлениям, наблюдаемым с земли, наличие газа на той или иной высоте. В этом смысле высота в 200 км, получаемая из наблюдений сумерек, не является наибольшей. Северные сияния, большая часть которых имеет высоту порядка 100 км, нередко наблюдаются на высоте 200—300 км, а иногда они доходят и до высоты 600—800 км. Также и наблюдения за распространением радиоволн указывают на имеющие иногда место отражения волн от ионизированного слоя на высоте порядка 1 тыс. км. Наконец, изучение свойств собственного свечения неба ночью показало, что

в составе свечения даже в полночь обнаруживается наличие поляризованного рассеянного солнечного света, что является указанием на рассеяние света на высоте 2 тыс. км. Следов газа на еще больших высотах до сих пор не обнаружено, и для высоты атмосферы мы можем в указанном выше смысле принять величину в 2 тыс. км.

Состав атмосферы. Что касается состава воздуха у поверхности земли, то он очень точно изучен. Помимо азота и кислорода, входящих в количестве соответственно 78,03 и 20,99% по объему, всегда присутствует аргон (0,94%), углекислый газ (0,03%), водород (0,01%), неон (0,0012%) и гелий (0,004%). Эти цифры относятся к сухому воздуху, примесь водяных паров составляет примерно 1%. Но гораздо сложнее обстоит вопрос о составе воздуха в верхних частях атмосферы. Рассматривая атмосферу как механическую смесь различных газов и применяя к этой смеси законы идеальных газов, можно вывести так называемую барометрическую формулу, дающую показательный закон убывания давления в атмосфере с высотой

$$p = p_0 e^{-\frac{Mg}{RT}h}, \quad (1)$$

где p есть давление газа на высоте h , p_0 — давление на высоте $h=0$, M — молекулярный вес газа, g — ускорение силы тяжести, R — газовая постоянная, T — абсолютная температура. Скорость спадания давления зависит от молекулярного веса, она тем больше, чем больше молекулярный вес. Это означает, что с высотой должно увеличиваться относительное содержание легких газов.

Вычислим, на какой высоте h^* давление газа уменьшается в e раз. Для этого прологарифмируем равенство (1):

$$\lg \frac{p_0}{p} = \frac{Mg}{RT}h.$$

Положим $\lg \frac{p_0}{p} = 1$, т. е. $\frac{p_0}{p} = e$, тогда

$$\frac{Mg}{RT}h^* = 1$$

или

$$h^* = \frac{RT}{Mg}.$$

Для кислорода $M=32$, и мы получаем $h^*=7,1$ км (при $T=273$ абс.). Для азота $h^*=8,1$ км; для водорода $M=2$ и, следовательно, $h^*=115$ км. Эти числа показывают, насколько сильно должен измениться состав атмосферы на большой высоте. На высоте $h=115$ км давление водорода упадет лишь в e раз, но для кислорода оно уменьшится в e^{16} раз, а для азота в e^{14} раз. На высоте 100 км водорода должно было бы быть 95,6%,

азота 3⁰/₀, гелия 1,3⁰/₀ и кислорода 0,11⁰/₀ при общем давлении 0,007 мм рт. ст. Начиная от высоты 100 км и выше, атмосфера должна была бы быть почти чисто водородной.

Едва ли можно сомневаться в приложимости законов Бойля-Мариотта и Дальтона (на основании которых выводится барометрическая формула) к атмосферным газам, и тем более удивительно, что для высоких слоев атмосферы получается полное несоответствие между вычислениями по барометрической формуле и фактическим составом воздуха. Есть все основания считать, что в верхних слоях атмосферы водород полностью отсутствует и что состав атмосферы, как и внизу, является в основном азотно-кислородным. Так например, изучение спектров северных сияний и собственного свечения ночного неба показывает, что в свечении атмосферы на высоте выше 100 км присутствуют всегда линии и полосы, принадлежащие к спектрам азота и кислорода, и никогда не удавалось наблюдать спектра водорода. Это обстоятельство заставляет высказать гипотезу о так называемой „перемешанной“ атмосфере: под влиянием каких-то совершенно неясных причин атмосфера перемешивается по всей высоте и имеет всюду примерно одинаковый состав. Эта точка зрения является сейчас наиболее распространенной: во всяком случае мнения всех исследователей сходятся на том, что атмосфера полностью перемешана до высоты 100 — 150 км.

В пользу теории „перемешанной“ атмосферы говорят также результаты изучения проб воздуха, взятых с большой высоты при полетах в стратосферу. Так, во время полета стратостата „СССР“ 30 сентября 1933 г. была доставлена проба воздуха с высоты 18,5 км. Если бы была правильна барометрическая формула, то на этой высоте содержание азота и кислорода должно было бы измениться на несколько процентов сравнительно с составом воздуха у поверхности земли. Но анализ пробы показал, что состав воздуха остался тем же с точностью до 0,1⁰/₀.

Некоторые из предположений, которые брались обычно за основу для теоретических расчетов состава верхних слоев атмосферы, могут быть неправильными. Так например, всегда принимались во внимание лишь те газы, которые обнаруживаются в составе воздуха у поверхности земли. Но не исключена возможность того, что на большой высоте может существовать в значительном количестве газ, не обнаруживаемый внизу. Представим себе очень легкий газ, входящий в состав воздуха близ поверхности земли в столь малом количестве, что его присутствие остается незамеченным. При малом молекулярном весе такого газа его процентное содержание на больших высотах, согласно формуле (1), может стать заметным. Именно такого рода гипотезу высказывал в 1910 г. Вегенер. В то время был весьма неясным вопрос о природе яркой зеленой линии, всегда наблюдаемой в спектрах северных сияний. Эта линия, обладающая наибольшей интенсивностью во всем спектре северных сияний, имеет длину волны $\lambda = 5577,3 \text{ \AA}$, кото-

рую не могли найти в спектрах какого-либо вещества. Вегенер предположил по этому поводу, что зеленая линия испускается неким, пока неизвестным, газом, который он назвал геокоронием. Этот газ, обладающий по Вегенеру очень малым удельным весом, присутствует в нижних частях атмосферы в ничтожном количестве, но в верхних слоях его относительное содержание сильно возрастает благодаря его малому весу. Вегенер считал, что выше 100 км геокороний является главной составной частью атмосферы.

Эта гипотеза не оправдалась по многим причинам, в частности по той причине, что упоминавшаяся выше зеленая линия оказалась принадлежащей к спектру атомного кислорода.

Существенным отличием верхних слоев является состояние диссоциации газовых молекул. Внизу мы имеем в воздухе только молекулярный кислород, но на большой высоте есть большое количество кислорода, молекулы которого диссоциировали на атомы. О наличии атомного кислорода в верхних частях атмосферы мы хорошо знаем по спектрам северных сияний и свечения ночного неба. Причиной диссоциации молекул кислорода является ультрафиолетовое и корпускулярное излучение солнца. В нижние слои это излучение не проникает (оно поглощается атмосферой).

Наконец, мы исходили из предположения, что атмосфера является механической смесью газов, химически не действующих друг на друга. Мы уверены в этом в отношении нижних слоев. Но положение дела меняется на больших высотах благодаря вмешательству постороннего агента — ультрафиолетового и корпускулярного излучения солнца. Это излучение производит разнообразные действия: оно диссоциирует молекулы, возбуждает атомы и молекулы и, кроме того, ионизирует их, что чрезвычайно усложняет картину физического состояния верхних слоев. В результате появления атомного кислорода возникают реакции $O + O_2 \rightarrow O_3$, приводящие к образованию молекул озона O_3 . Наличие озона решительным образом меняет свойства земной атмосферы, главным образом в оптическом отношении. Действие озона можно назвать паразитным, особенно если учесть ничтожно малое его содержание в атмосфере. Многолетними кропотливыми исследованиями (о которых подробно будет сказано в главе III) удалось установить, что полное количество озона во всей атмосфере таково, что если его собрать в слой атмосферного давления, то толщина слоя составит всего лишь 3 мм, т. е. средняя концентрация озона составляет лишь $4 \cdot 10^{-7}$. Между тем, этого количества озона, который обладает очень сильным поглощением в области спектра от 2900 до 2200 Å, оказывается достаточным, чтобы полностью поглощать всю энергию ультрафиолетовой радиации солнца от 2900 до 2200 Å. В результате оказывается, что величина энергии ультрафиолетовых лучей солнца, поглощаемой озоном, превосходит энергию, поглощаемую всей остальной атмосферой. Распределение энергии в спектре излучения абсолютно черного тела при темпе-

ратуре 6000° , каким примерно является солнце, таково, что если принять энергию солнечных лучей для длины волны $4000 \text{ \AA}$ за 1, то при $3000 \text{ \AA}$ она должна составлять 0,61, а при $2000 \text{ \AA}$ — 0,09. Еще дальше в ультрафиолетовую часть спектра энергия весьма быстро убывает, так что из поглощаемого полностью земной атмосферой ультрафиолетового участка спектра, начиная от $2900 \text{ \AA}$, большая часть энергии приходится как раз на интервал $2200\text{—}2900 \text{ \AA}$, т. е. на долю озона. Отсюда ясно, какую большую роль играет озон в энергетическом балансе атмосферы.

Как известно, наличие в атмосфере озона имеет, кроме того, большое биологическое значение. Дело в том, что коротковолновая ультрафиолетовая радиация обладает чрезвычайно сильным биологическим действием, причем это действие особенно возрастает вблизи границы пропускания озона.

Все эти многочисленные и разнообразные обстоятельства, связанные с наличием в атмосфере озона, делают самый вопрос об атмосферном озоне одной из центральных проблем физики атмосферы. Большой теоретический интерес представляет механизм образования озона и весьма неравномерное его распределение по высоте. Эти вопросы только за самые последние годы приблизились к своему разрешению и им будет посвящена отдельная глава нашей статьи.

Еще большее усложнение в картину физического состояния атмосферы вносит наличие сильной ионизации верхних слоев. Как возникновение самой ионизации, так и ее своеобразное распределение по высоте представляет целый комплекс увлекательных физических проблем, далеких от своего завершения и на сегодняшний день. Наличие ионизации имеет своим следствием ряд явлений, сказывающихся на поведении земного магнитного поля, на распространении радиоволн; наличие ионизации связано с возникновением северных сияний и свечения ночного неба. В структуре ионизированных слоев особенно резко выявляется мощное воздействие солнечного, волнового и корпускулярного излучения на земную атмосферу, и быть может именно изучение этой структуры позволит разрешить ряд важных вопросов физики солнца. Поэтому относящиеся сюда проблемы являются во всем учении о земной атмосфере особо важными и интересными и для их рассмотрения в нашем обзоре будет отведено специальное место.

Тропосфера и стратосфера. По мере увеличения высоты над земной поверхностью температура воздуха понижается в среднем на $5\text{—}6^{\circ}$ на 1 км. Однако такое падение температуры имеет место только до высоты $10\text{—}12 \text{ км}$, после чего температура перестает понижаться — вышележащие слои являются почти изотермическими с температурой порядка -55° , и наблюдается даже слабое повышение температуры. Таким образом атмосфера оказывается разде-

ленной на два основных слоя: нижний, физические процессы в котором находятся в тесной связи с процессами на земной поверхности, и верхний, в гораздо меньшей степени зависящий от физической жизни земли.

Этот замечательный факт разделения атмосферы был открыт в 1899 г. французским ученым Тейссеран-де-Бором, который назвал нижний слой тропосферой, а верхний слой — стратосферой.

Дальнейшие исследования показали, что приходится еще выделить, как самостоятельный, третий слой — переходный слой от тропосферы к стратосфере, так как этот слой характеризуется своеобразным распределением температуры. Именно, оказалось, что часто над тропосферой имеется слой с температурной инверсией: температура быстро повышается, затем опять падает и только после этого начинается медленное повышение температуры, соответствующее переходу собственно к стратосфере. Этот промежуточный слой получил название субстратосферы или (у англичан) тропопаузы. Субстратосфера имеет обычно толщину от 1 до 4 км.

Что касается высоты, на которой проходит граница тропосферы, то многолетние наблюдения показали, что она не остается постоянной, хотя ее изменения в общем весьма закономерны. Во-первых, было установлено, что высота тропосферы зависит от географической широты: у экватора граница тропосферы проходит выше, чем на больших широтах. Во-вторых, эта граница перемещается в зависимости от времени года: зимой она опускается, летом поднимается. В среднем на полюсе стратосфера начинается на высоте 11 км, а на экваторе — на высоте 17 км.

Очень интересные годовые изменения претерпевает температура стратосферы в Арктике, как это было выяснено благодаря широкому применению метода радиозонда, разработанного П. А. Молчановым. Оказалось, что в Арктике на высоте 10 км температура колеблется от -61° в январе до -46° в июле, в то время как на высоте 20 км январь дает температуру -66° , а июль -33° . Имеются и другие особенности в кривых температуры.

Разделение атмосферы на два хорошо выраженных слоя можно попытаться объяснить теоретически. Все геофизики сходятся на том, что причиной разделения является селективное поглощение солнечной теплоты водяными парами. Количество водяных паров быстро убывает с высотой, как это видно из табл. 1, где указано абсолютное количество водяных паров в граммах на кубический метр для разных времен года.

Температура воздуха на каждой данной высоте зависит от количества солнечной теплоты, поглощаемой водяными парами. В стратосфере содержание водяных паров мало, в соответствии с этим там господствуют низкие температуры порядка -50 — -60° . По мере уменьшения высоты количество водяных паров возрастает, но соответственно возрастает и общая плотность воздуха, а с ней — и теплоемкость единицы объема, поэтому большее количество теплоты, расходуемое на большую массу воздуха, создает попрежнему ту же

ТАБЛИЦА 1

Высота в км	Весна	Лето	Осень	Зима	Год
0	5,7	10,2	7,8	3,0	6,7
1	3,8	7,4	5,0	2,4	4,8
2	2,2	4,2	2,6	1,2	2,6
3	1,6	2,8	1,5	0,7	1,7
4	1,0	1,4	1,1	0,4	0,9
5	0,5	0,8	0,5	0,2	0,5
6	0,3	0,4	0,3	0,1	0,3
7	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1
8	0,06	0,12	0,07	0,04	0,08
9	0,02	0,07	0,04	0,02	0,04
10	0,02	0,04	0,02	0,02	0,03
11	0,01	0,04	0,01	0,02	0,02
12	0,01	—	0,01	0,01	0,01
13	0,01	—	—	0,01	0,01

самую температуру. Нужно учитывать при этом температурное излучение самих воздушных масс в окружающее пространство (лучевое равновесие). Но с некоторой высоты увеличение количества водяных паров начинает обгонять увеличение общей плотности, в результате чего температура повышается — мы переходим из стратосферы в тропосферу. Быстрое нарастание абсолютной влажности по мере приближения к земной поверхности создает большой температурный градиент в нижних слоях — в тропосфере.

Можно показать, что годовые колебания уровня стратосферы качественно согласуются с предположением о том, что оптическая толщина водяных паров для этого уровня имеет все время некоторое определенное значение. Зимой, когда влажность меньше, стратосфера должна опуститься ниже, чтобы иметь ту же оптическую толщину водяных паров. Такое понижение стратосферы зимой наблюдается в действительности, как было уже указано. С этой точки зрения можно понять и зависимость от широты места. В самом деле, на экваторе земля получает больше лучистой энергии, чем на полюсе. Поэтому по сравнению с средней картиной температура на экваторе будет повышаться, а на полюсах понижаться. Но более высокая температура на экваторе обуславливает там большую влажность, а следовательно, нижняя граница стратосферы должна проходить у экватора на большей высоте, чем у полюсов. Именно это наблюдается в действительности.

С этой точки зрения не исключена возможность влияния на уровень стратосферы местных колебаний влажности у земной поверхности. Так, над островами, расположенными в океане, граница стратосферы может проходить ниже, чем над большими материками.

Очень интересные соображения о „регулирующем“ действии водяных паров были высказаны Симпсоном. Всякое усиление сол-

нечной радиации должно сопровождаться увеличением испарений из океанов и усилением облачности. Но в результате этого увеличивается поглощение солнечной теплоты в атмосфере, и та часть солнечной энергии, которая приходится на долю обогрева почвы и океанов, сокращается. Поэтому увеличение температуры вблизи земной поверхности будет гораздо меньшим, чем это соответствовало бы исходному усилению солнечной радиации. Наоборот, в случае ослабления солнечной радиации содержание водяных паров в атмосфере уменьшилось бы, что способствовало бы меньшему понижению температуры. Симпсон считает, что температура очень мало изменилась бы, если бы земля стала получать, например, так же много энергии, как получает Венера, или же так же мало, как получает Марс.

В заключение параграфа о тропосфере и стратосфере мы не можем не упомянуть о термодинамической трактовке вертикальной устойчивости атмосферы, развиваемой теоретической метеорологией. Представим себе некоторую массу воздуха, находящуюся на высоте h_1 , и предположим, что эта масса воздуха поднялась на некоторую большую высоту h_2 . Результатом этого будет увеличение объема, занимаемого данной массой воздуха, благодаря уменьшению давления с высотой. В результате расширения газ охладится. Если обмен теплотой с окружающим пространством отсутствует, т. е. процесс расширения происходит адиабатически, то можно подсчитать, что увеличение высоты на каждые 100 м будет сопровождаться охлаждением на 1° . Предположим, что фактический градиент температуры по высоте больше, чем 1° на 100 м. В этом случае наша поднимающаяся масса воздуха в результате адиабатического расширения будет более теплой, чем окружающий воздух, следовательно, ее плотность будет меньше плотности окружающего пространства, и она будет стремиться подниматься все выше и выше. В этом случае атмосфера будет находиться в неустойчивом состоянии. Наоборот, если фактический градиент температуры меньше, чем 1° на 100 м, то поднимающаяся масса окажется более холодной, а следовательно, и более тяжелой, чем окружающее пространство, и подъем осуществляться не может. В этом случае атмосфера будет находиться в состоянии устойчивого равновесия. Наконец, при градиенте в 1° на 100 м равновесие будет безразличным.

Так как стратосфера отличается постоянством температуры по вертикали и даже слабым ее повышением, то мы можем сказать, что стратосфера характеризуется резким возрастанием вертикальной устойчивости.

Эти чрезвычайно ясные рассуждения делают, однако, еще более непонятным вопрос о составе верхних слоев атмосферы. Действительно, состояние вертикальной устойчивости, характерное для стратосферы, исключает, казалось бы, возможность существования вертикальных течений, но мы знаем, что фактически наблюдаемый состав верхних частей атмосферы заставляет предполагать наличие

мощного вертикального перемешивания. В результате положение дела в этом отношении оказывается настолько непонятным, что, собственно говоря, даже не делается сколько-нибудь серьезных попыток разобраться в этом явлении. Вопрос о вертикальном перемешивании — неразрешенная проблема физики стратосферы.

II. ТЕМПЕРАТУРА ВЕРХНИХ СЛОЕВ СТРАТОСФЕРЫ

Непосредственное измерение температуры с помощью шаровозондов удается производить вплоть до высоты 30 км, а в редких случаях даже несколько выше. Более высокие слои прямыми методами недоступны. Но ни в одном вопросе физики стратосферы не находят себе столь обширного применения всевозможные косвенные методы. Можно насчитать почти целый десяток независимых косвенных методов, позволяющих делать те или иные заключения о температуре слоев вплоть до высоты в несколько сот километров. Здесь можно встретить и использование наблюдений за распространением акустических волн, и применение фотометрических методов исследования сумерек, и анализ распределения северных сияний по высоте, и расшифровку данных о сгорании метеоров на их пути сквозь атмосферу, и теоретическую трактовку вопроса с точки зрения лучевого равновесия стратосферы и еще другие способы. Применение всех этих методов является великолепной иллюстрацией возможностей, которыми обладает современная физика для исследований даже совсем, казалось бы, недоступных объектов. И тот факт, что результаты применения разных методов приводят иногда к трудно согласуемым результатам, не только не снижает ценности всей этой работы, но, наоборот, увеличивает интерес подобных исследований, так как столкновение противоречивых результатов, заставляя углубляться в предмет, приводит к неуклонному усовершенствованию существующей картины физического состояния атмосферы. Поэтому сопоставлению и обзору всех косвенных методов определения температур мы сочли возможным посвятить отдельную главу.

Лучевое равновесие стратосферы. Принципиально говоря, температура стратосферы на любой высоте может быть вычислена чисто теоретически. Для этого нужно подсчитать количество поглощаемой энергии и, зная ее, подсчитать, какую температуру должен иметь газ, чтобы расход энергии на температурное излучение в окружающее пространство равнялся бы величине поглощаемой энергии. Конечно, возможность произвести такой расчет предполагает применимость к излучению атмосферных газов законов абсолютно черного тела, что заведомо является лишь приблизительно верным, и поэтому здесь кроется возможная причина больших погрешностей. Но тем не менее представляется весьма интересным произвести такой термодинамический анализ.

Рассмотрим некоторый элемент объема воздуха. Пусть K_λ есть мера поглощения лучистой энергии этим объемом (отношение погло-

щенной энергии к падающей) для длины волны λ ; S_λ , E_λ и A_λ есть соответственно излучение от солнца, от земли и от окружающих частей атмосферы, достигающее до рассматриваемого объема. Наконец, B_λ, T_0 есть энергия излучения черного тела при температуре T_0 для длины волны λ . В случае лучевого равновесия должно выполняться равенство

$$\int_0^\infty K_\lambda B_{\lambda, T_0} d\lambda = \int_0^\infty K_\lambda (S_\lambda + E_\lambda + A_\lambda) d\lambda. \quad (2)$$

Поглощение K_λ есть весьма неправильная функция длины волны, и поэтому интегрирование может быть выполнено только численно. Кроме того, величина A_λ зависит от температуры всех остальных частей атмосферы, и приходится искать распределение температуры с высотой путем последовательных приближений. Пренебречь величиной A_λ нельзя, так как она недостаточно мала для этого. Приняв некоторое распределение температуры за исходное, нужно вычислить правую часть уравнения (2) для некоторой высоты; она должна быть равна излучению, стоящему в левой части равенства. Получаемая таким образом температура T_0 обычно не совпадает с первоначально принятой. Изменяя последовательными приближениями задаваемую температурную кривую, можно в конце концов добиться достаточно хорошего совпадения исходных и вычисленных температур на всех высотах. Подобного рода расчеты были произведены, главным образом, Гоуеном¹⁾.

При практическом осуществлении расчетов, основанных на теории лучевого равновесия, приходится вводить много дополнительных предположений. Так например, поглощение атмосферы K_λ на разных высотах нам неизвестно, оно зависит от состава и плотности атмосферы, которые нам неизвестны и которые сами зависят от целого ряда условий, в том числе и от температуры, которую мы стремимся определить. Исходя из большой прозрачности атмосферных газов, Гоуен в своих вычислениях ограничился учетом поглощения энергии молекулами воды и озона, пренебрегая всеми остальными составными частями атмосферы. Поэтому окончательный результат вычислений будет определяться предполагаемым распределением озона и водяных паров по высоте.

Принципиальный источник больших ошибок связан еще с тем, что, даже ограничивая задачу озоном и водяными парами, мы должны для величины K_λ брать лабораторные данные. Правда, как раз для озона и водяных паров известно поглощение в ультрафиолетовой, видимой и близкой инфракрасной части спектра, но, помимо отсутствия данных для далеких инфракрасных лучей, известно, что величина поглощения зависит от давления и температуры. Используя для всех высот значения K_λ , определенные лабораторным путем, мы допускаем большую погрешность.

Но, несмотря на все эти большие трудности, обусловленные

¹⁾ Литература будет указана в конце статьи.

общим состоянием науки, метод лучевого равновесия дает нам некоторые общие указания, очень важные для выяснения картины физического состояния стратосферы и для выбора тех или иных частных предположений. Основной результат теории лучевого равновесия состоит в том, что на больших высотах должны господствовать температуры, гораздо более высокие, чем в начале стратосферы. Если предположить, что количество водяных паров на больших высотах такое же, как и на высоте 11 км (есть некоторые данные, позволяющие считать, что это именно так), а в отношении озона исходить из доказанного существования максимума концентрации озона на некоторой высоте (гл. III), то в случае „перемешанной“ атмосферы температура должна сильно возрастать с высотой. На высоте 90 км или во всяком случае где-то гораздо выше максимума озона температура должна достигать своего наибольшего значения порядка $+300^{\circ}$ С. Для еще больших высот получается уменьшение температуры.

Если исходить не из „перемешанной“ атмосферы, но считать, что средний молекулярный вес убывает с высотой в соответствии с барометрической формулой (1) (гл. I), то возрастание температуры должно происходить не столь быстро, хотя и в этом случае на высоте 80—100 км должен иметь место температурный максимум порядка $+100$ — 200° .

Для высот 40—80 км теория лучевого равновесия дает температуру не ниже минус 10 — 15° , т. е. тоже более высокую, чем в нижних частях стратосферы.

Акустический метод. Уже давно известно, что во время сильных взрывов, кроме основной зоны слышимости, непосредственно окружающей точку взрыва, существует еще вторичная зона аномальной слышимости, отделенная от основной зоны довольно широкой зоной молчания (ширина зоны молчания несколько десятков километров, а иногда и более 100 км). Для объяснения зоны аномальной слышимости приходится допускать, что звуковые волны, уходя вверх, по каким-то причинам искривляют свою траекторию в такой степени, что часть из них снова возвращается к земной поверхности на некотором расстоянии от исходной точки. Теоретический анализ возможных траекторий звукового луча показывает, что часто траектории в верхней своей части заходят довольно высоко в стратосферу — до 50 км. Так как скорость распространения звуковых волн зависит от температуры, то оказывается возможным на основании чисто акустических наблюдений в зоне аномальной слышимости заключать о температуре стратосферы вплоть до высоты в 50 км. Этот способ получил за последние годы весьма широкое распространение, а результаты, получаемые с его помощью, оказываются исключительно интересными.

Как известно, скорость звука в газе v выражается формулой Лапласа:

$$v = \sqrt{\frac{\gamma_0 R_0 T}{M}}, \quad (3)$$

где R_0 — газовая постоянная, T — температура, M — молекулярный вес, γ_0 — отношение теплоемкостей. Звуковые волны, поднимаясь вверх, проходят сквозь слои различной температуры; поэтому скорость распространения луча меняется. С точки зрения теории волновых процессов изменение скорости соответствует изменению показателя преломления, и мы имеем, таким образом, случай распространения звукового луча в среде с переменным показателем преломления. Поэтому звуковой луч должен испытывать рефракцию, аналогичную рефракции световых лучей в атмосфере. Для вычисления траектории звукового луча мы можем воспользоваться уравнением рефракции светового луча в атмосфере:

$$(R + H)n \sin \alpha = Rn_0 \sin \alpha_0, \quad (4)$$

где n — показатель преломления газа на высоте H над поверхностью земли, α — угол падения луча на поверхность раздела двух слоев с разным показателем преломления (эта поверхность концентрична с земной поверхностью), $R + H$ — расстояние точки траектории до центра земли, n_0 и α_0 — соответственные значения у поверхности земли. Если нам известна скорость звука в функции высоты, то из уравнения (4) можно определить зенитное расстояние луча α в зависимости от высоты и найти функцию $\Delta = f(H)$, где Δ есть расстояние от источника звука, отсчитываемое по поверхности земли. Из теории рефракции световых лучей в атмосфере известно, что величина Δ определяется выражением

$$\Delta = R \int_0^H \frac{\operatorname{tg} \alpha}{R + H} dH. \quad (5)$$

Для построения траектории звукового луча вблизи точек отправления и приема звука пользуются температурами T , определенными посредством шаров-зондов, или, в случае отсутствия таких данных, средними температурами на разных высотах. Получив два отрезка траектории — ее начало и конец — в промежуточных точках интерполируют траекторию таким образом, чтобы наблюдаемое время прохождения звука совпадало с вычисленным по формуле:

$$t = 2 \int_0^{H_0} \frac{dH}{v \cos \alpha}, \quad (6)$$

где H_0 — максимальная высота траектории. Обычно совпадение получается только после нескольких проб, сделанных для различных предположений о ходе температуры с высотой в стратосфере.

Результаты вычислений оказываются следующими. Из самого факта возврата звуковых волн следует, что звуковые лучи на своем пути вверх все более отклоняются от вертикального направления. На некоторой высоте траектория становится горизонтальной, а затем отклоняется обратно вниз. Удаление луча от верти-

кали, т. е. от перпендикуляра к границе раздела слоев с разными показателями преломления, показывает, что показатель преломления с высотой должен уменьшаться, а следовательно, скорость звука должна увеличиваться. Но по формуле Лапласа (формула 3) причиной увеличения скорости звука может быть либо увеличение температуры T , либо уменьшение молекулярного веса M , либо увеличение отношений теплоемкости γ_0 . Последнее предположение отбрасывается сразу; что же касается уменьшения молекулярного веса M , то с точки зрения закона убывания плотности по барометрической формуле (1) оно может иметь место. Однако более точные вычисления по формуле (6) показали, что, исходя из предположения об уменьшении молекулярного веса, нельзя, даже приблизительно, получить кривую времен пробега, согласующуюся с наблюдениями. Оказалось, что нужная степень уменьшения молекулярного веса такова, что для получения сколько-нибудь удовлетворительного совпадения содержание водорода уже на высоте 40 км должно составлять более 25%. Известные факты о составе атмосферы исключают такую возможность; поэтому было решено, что изменение молекулярного веса не может служить причиной больших скоростей звука в стратосфере. Таким образом оставалась только возможность объяснения с помощью предположения о возрастании температуры.

Точные расчеты дают следующие значения для скорости звука на разных высотах (табл. 2).

ТАБЛИЦА 2

Высота в км	0	10—25	30	40	50
Скорость в м/сек . .	335	295	300	340	370

По формуле Лапласа, в предположении, что меняется только T , отношение скоростей пропорционально отношению корней квадратных из абсолютных температур. На основании этого получаются следующие значения температуры в зависимости от высоты (табл. 3).

ТАБЛИЦА 3

Высота в км	0	10—25	30	40	50
Температура в °С . .	—	—55	—50	+15	+65

Таким образом получается, что температура, которая на основании непосредственных измерений остается равной — 55—50° вплоть до высоты 30 км, после 30 км начинает быстро возрастать. Должна иметь место резко выраженная температурная инверсия.

Было сделано много попыток объяснить это возрастание температуры на высоте 30—50 км. В период времени 1927—1932 гг.

был получен ряд данных о распределении озона по высоте, позволявших предполагать причину повышения температуры в поглощении солнечных лучей озоном. Действительно, озон сильно поглощается как в ультрафиолетовой и видимой частях спектра, так и в инфракрасной части. В то же время, на основании чисто спектроскопических наблюдений, считалось установленным, что озон сосредоточен в слое на высоте как раз 40—60 км. Поэтому пришли к выводу, что повышение температуры имеет правдоподобное объяснение в действиях озона и тем самым температурная инверсия может считаться основной причиной, определяющей особенности распространения звуковых волн в атмосфере.

Гипотеза повышения температуры в верхних слоях атмосферы согласуется и с общими выводами теории лучевого равновесия, изложенной в предыдущем параграфе.

Однако последние 3 года (1934—1937 гг.) принесли нам существенное изменение взглядов на распределение озона с высотой. Довольно неожиданным для всех оказалось получение данных, безусловно доказывавших, что слой озона лежит в действительности на 20 км ниже, чем предполагалось прежде. Что касается самого вопроса об атмосферном озоне, то ему будет специально посвящена следующая глава. Но сейчас нас особенно интересуют те изменения, которые должны произойти из-за этого во взглядах на температурное истолкование акустических опытов.

Озон имеет максимум концентрации на высоте около 25 км, т. е. ниже того места, где начинается предполагаемая температурная инверсия. На высоте 50 км, где должно продолжаться повышение температуры, концентрация озона уже очень мала. Это ставит под сомнение гипотезу об озонном происхождении высокой температуры. В этой связи заслуживают особого внимания опыты, поставленные во время 2-го международного полярного года в Америке в 1932—1933 г.

Если температурная инверсия в верхних слоях создается благодаря поглощению солнечных лучей, то во время полярной ночи этой инверсии не должно быть. В этом случае не должно было бы наблюдаться и аномальных зон слышимости. Однако специальная экспедиция, проводившая наблюдения в четырех различных пунктах Арктики, обнаружила, что зона аномальной слышимости существует и во время полярной ночи.

Новейшие данные теоретического рассмотрения проблемы озона позволяют дать совсем иную трактовку происхождения зон аномальной слышимости. За самое последнее время появились теории, трактующие вопрос об образовании озонного слоя и приходящие к выводу, что выше озонного слоя кислород должен находиться в состоянии полной диссоциации. С этой точки зрения озонный слой как бы делит кислородную атмосферу на две части: на атомную (верхние слои) и молекулярную (нижние слои). В промежуточном слое, на границе атомной и молекулярной атмосфер (на высоте 20—30 км) происходят реакции образования озона

$O + O_2 \rightarrow O_3$. В слоях, лежащих выше 35 км, весь кислород должен быть уже атомным. Диссоциирующим агентом является ультрафиолетовое излучение солнца.

Появление атомного кислорода резко изменяет молекулярный вес воздуха с 29 до 24 (при полной диссоциации кислорода). Такое уменьшение молекулярного веса дает, согласно формуле Лапласа, увеличение скорости звука в $\sqrt{\frac{29}{24}}$ раз, т. е. на 10%. Цифры, приведенные в табл. 2, показывают, что такое увеличение скорости является совершенно достаточным для разрешения всей проблемы звуковых зон аномальной слышимости.

Возможно, что именно это толкование ближе всего соответствует действительности, но так как указанная теория расслоения кислородной атмосферы на две части не получила еще сколько-нибудь широкого признания и даже не подвергалась общему обсуждению (она высказана совсем недавно), приходится пока воздерживаться от каких-либо окончательных выводов.

Наблюдение метеоров. Разработанная методика метеорных наблюдений позволяет определять целый ряд величин, характеризующих метеор: скорость и направление его полета, температуру поверхности, высоту появления и исчезновения, длину видимого пути, размеры и плотность метеора и др. С другой стороны, поскольку само явление сгорания метеоров обусловлено его разогреванием от трения о воздух и зависит от плотности воздуха на тех высотах, возможно, принципиально говоря, теоретически вывести связь между наблюдаемыми величинами и плотностью атмосферы. Но плотность воздуха зависит от температуры, и тем самым в наших руках оказывается еще один косвенный метод, позволяющий судить о температуре верхних слоев атмосферы. Целый ряд исследователей разрабатывали эту проблему (Линдеман и Добсон², Спэрроу³ и др.) и нашел ее разрешение, которое, хотя и встречается неизбежно с рядом трудностей, тем не менее может служить основой дальнейшего усовершенствования этого интересного метода.

Обозначим через Δh разность высот появления и исчезновения метеора, L — длину видимого пути, d — плотность метеора, S — его теплоемкость, l — скрытую теплоту испарения метеора, v — скорость метеора, φ — угол пути метеора с вертикалью, r и r_0 — радиус метеора при его появлении и исчезновении, T_2 — температуру поверхности метеора, k — эффективный множитель нагревания метеора (доля энергии, идущей на нагревание). Это все величины, характеризующие самый метеор. Кроме того, приходится еще учитывать шапку сжатого воздуха, образующегося впереди метеора благодаря его быстрому движению (скорость метеоров в среднем составляет 40 км/сек); наличие этой шапки влияет на характер явления. Оказалось нужным ввести в рассмотрение скорость молекул газа, образующих шапку и имеющих составляющую движения навстречу метеору; обозначим эту скорость через V_1 , а скорость

молекул газа, имеющих составляющую движения от метеора, — через V_2 . Наконец, нужно еще учесть свойства газа на этой высоте. Обозначим через T_0 температуру, а через M_0 — молекулярный вес воздуха. Тогда, согласно вычислениям Линдемана и Добсона², для плотности воздуха ρ_a и ρ_b на высоте появления и исчезновения метеора получаются следующие формулы:

$$\rho_a = \frac{16}{3} \frac{T_0 r d S \cos \varphi}{k v^2} \frac{g M_0}{R T_0}, \quad (7)$$

$$\rho_b = \frac{24 r_0}{V_1 - V_2} \frac{l \Delta h}{v L} \frac{d g M_0}{R T_0}. \quad (8)$$

Здесь g — ускорение силы тяжести, R — газовая постоянная, значение остальных букв объяснено выше.

Формулы получаются громоздкими, но это определяется сложностью самого явления. В основе вывода этих формул лежат некоторые предположения, едва ли точно выполнимые. Предполагается, что нагревание воздуха метеором происходит адиабатически, что свечение метеора появляется только в момент начала его бурного испарения и т. д. Но выводы, которые получаются из этих формул, очень хорошо совпадают с результатами применения других методов. Исходя из гипотезы перемешанной атмосферы, авторы получают для слоев на высоте 60 км и более температуру порядка от $+25$ до $+75^\circ$. При проведении расчета несколько иным путем для температуры получаются еще большие значения — порядка $+250^\circ$.

Чисто теоретическое рассмотрение температурной проблемы с точки зрения лучевого равновесия приводит, как мы видели выше, тоже к высоким температурам: максимум температуры, приходящейся на высоту около 90 км, может достигать $+300^\circ$. Таким образом получается если не точное количественное совпадение, о котором вообще едва ли следует говорить в исследованиях подобного рода, то во всяком случае полное согласие выводов, говорящих в пользу высоких температур стратосферы.

За последние годы метеорные наблюдения получили широкое развитие у нас в СССР, где много сделано и для дальнейшего улучшения теории.

Ширина зеленой линии. Зеленая линия с длиной волны $5577,3 \text{ \AA}$ всегда присутствует в спектрах северных сияний и свечения ночного неба. Еще в 1922 г. Бэбкоку удалось применить для изучения структуры этой линии интерференционный метод, с помощью которого он установил отсутствие у зеленой линии тонкого строения, определил точное значение длины волны и измерил ширину линии. Для длины волны он получил значение $5577,350 \pm 0,005 \text{ \AA}$, а для ширины $0,035 \text{ \AA}$. Зная ширину линии, Бэбкок попытался определить температуру верхних слоев страто-

сферы, исходя из предположения, что ширина обусловлена явлением Допплера—Физо. В том случае, если излучение принадлежит газу, находящемуся при температуре T и обладающему молекулярным весом M , доплерова ширина линии Δ , как впервые вычислили Фабри и Бюиссон, определяется следующим выражением:

$$\Delta = 0,82 \cdot 10^{-6} \lambda \sqrt{\frac{T}{M}}. \quad (9)$$

Собственно, в то время Бэбкока интересовал вопрос не о температуре, а о молекулярном весе. До 1925 г. оставалась неясной природа зеленой линии, неизвестно было какому газу она принадлежит. Пользуясь шириной линии, Бэбкок хотел определить молекулярный вес M , считая температуру приблизительно известной. В соответствии с широко распространенными в то время взглядами, Бэбкок предположил, что температура стратосферы и в самых верхних ее слоях примерно такая же, как в начале стратосферы, т. е. — 55° (стратосфера считалась изотермической). В этом случае формула (9) давала для носителя зеленой линии $M = 3,8$. Ближе всего это подходило к атомному весу гелия. Для водорода мы должны были бы получить ширину $0,07 \text{ \AA}$, что вдвое превосходит наблюдаемое значение. Наоборот, для более тяжелых газов должна была бы получиться ширина, меньше наблюдаемой. Правда, согласовать данные вполне было бы возможно, предположив более высокую температуру верхних слоев атмосферы, но тогда для такого предположения не было никаких оснований.

В 1925 г. Мак-Леннан⁵ опубликовал результаты своих блестящих опытов, решивших вопрос о прохождении зеленой линии. Условия возникновения зеленой линии оказались весьма необычными, что и объясняло тот факт, что прежде никогда не удавалось наблюдать излучение кислорода с такой длиной волны. Зеленая линия появляется в электрическом разряде в атмосфере кислорода, но ее интенсивность оказывается большой только в том случае, если имеется значительная примесь инертного газа. В смеси аргон $+ \frac{1}{10}$ часть по давлению кислорода яркость зеленой линии оказывается в 100 раз большей, чем в чистом кислороде.

Принадлежность зеленой линии атомному кислороду позволяет пересмотреть выводы о температуре стратосферы, сделанные на основании формулы (9) для доплеровой ширины. Полагая $M = 16$, для $\Delta = 0,35$ мы получаем температуру порядка $+600^\circ$ для тех очень высоких слоев, где возникают полярные сияния и свечение ночного неба. Таким образом мы опять приходим к тем же высоким температурам, которые получаются и по метеорному методу и по теории лучевого равновесия.

Конечно, явление Допплера может и не быть единственной причиной, обуславливающей ширину зеленой линии. Мак-Леннан измерил ширину линии, получаемой в лабораторных условиях: она оказалась равной $0,030 \text{ \AA}$. Следовательно, в стратосфере температура

все же выше, чем температура газового разряда в условиях Мак-Леннана. Принимая эту последнюю равной $+50^\circ$ (комнатная температура $+$ неизбежное разогревание трубки, так как экспозиции в опытах Мак-Леннана продолжались не менее 1 часа), мы получаем, что температура верхних слоев стратосферы должна быть не ниже $+200^\circ$.

Метод гелия. Гелий содержится в воздухе у поверхности земли в количестве $0,04\%$ по объему. Основным источником гелия считаются радиоактивные процессы, в результате которых из радиоактивных пород, находящихся в земной коре, выделяется гелий. Если считать атмосферу перемешанной и имеющей, следовательно, одинаковый состав по всей высоте, то можно подсчитать общее количество гелия, содержащегося в атмосфере. Джеффрей⁶ показал, что слой радиоактивных пород толщиной в 100 м мог бы выделить это количество гелия за 160 млн. лет. Но время существования земной коры на самом деле больше, а кроме того, и толщина радиоактивного слоя земной коры значительно превосходит 100 м, следовательно, запасы гелия в атмосфере должны были бы сильно превышать фактическое его количество. На этом основании можно заключить о непрерывно происходящей утечке газа из атмосферы в мировое пространство. Но для того чтобы преодолеть силу земного тяготения и оторваться от земной атмосферы, молекула должна иметь значительную скорость. Если мы обозначим вертикальную составляющую скорости газовой молекулы через v , ее массу — через m , ускорение силы тяжести — через g , то, чтобы залететь на высоту h над поверхностью земли, молекула должна иметь скорость не меньше некоторой величины, находимой из условия

$$\frac{1}{2} m V_h^2 = mgh.$$

При больших скоростях молекула может залететь на такое большое расстояние, что уже начинает сказываться уменьшение силы земного тяготения, которое необходимо учитывать. Вычисление показывает, что при скорости свыше 11 км/сек молекула может покинуть поле земного тяготения.

Согласно Максвеллову закону распределения скоростей газовых молекул, при любой температуре некоторое количество молекул будет иметь скорость более 11 км/сек . Нужно только, чтобы это число было достаточно большим, чтобы создать наблюдаемую утечку гелия из атмосферы, т. е. нужно, чтобы гелиевая атмосфера имела достаточно высокую температуру. В связи с этим была высказана исключительно остроумная мысль, что, зная величину предполагаемой утечки гелия, мы можем вычислить температуру верхних слоев атмосферы.

Подробные вычисления показывают, что при температуре верхних слоев атмосферы, соответствующей средней скорости молекул в $2,3 \text{ км/сек}$, потребуется около 10^9 лет для полного исчезно-

вения атмосферы. Если же взять температуру, соответствующую средней скорости $2,6 \text{ км/сек}$, потребуется 10^6 лет, а при скорости $2,9 \text{ км/сек}$ — только 10^3 лет. Таким образом возможные числа оказываются заключенными в весьма узких пределах. Принимая за время исчезновения гелиевой атмосферы 10^6 лет, получаем среднюю скорость молекул $2,6 \text{ км/сек}$. Эта средняя скорость соответствует температуре $+700^\circ$. Таким образом и здесь получается высокая температура верхних частей атмосферы.

Конечно, основы этого метода заключают в себе гораздо больше предположительного, чем другие методы, но едва ли следует пренебрегать его выводами. Если проанализировать основные предположения, то, несмотря на свою недостоверность, большая часть из них едва ли может находиться в сколько-нибудь значительном несоответствии с фактами. В самом деле, что касается содержания гелия в атмосфере, то его полное количество можно считать нам известным с погрешностью, едва ли превышающей 10%. Гипотеза перемешанной атмосферы экспериментально доказана до высоты 20 км (пробы воздуха, взятые при полетах стратостатов), а в этом слое заключено свыше 90% всего атмосферного газа. Могло бы случиться, что в верхних слоях содержание гелия сильно возрастает, но это опровергается всеми известными фактами (спектры северных сияний и свечения ночного неба). Так как абсолютное количество газа в разреженных верхних слоях ничтожно, то их влияние на полное количество газа мало. Если бы даже относительное содержание гелия в слоях выше 20 км возросло бы в 10 раз, то все равно порядок величины для полного количества гелия остался бы тем же самым.

С другой стороны, зависимость времени исчезновения гелиевой атмосферы от средней скорости молекул, а значит и от температуры, оказывается, как мы видели выше, исключительно резкой. Изменение скорости на 12% (от $2,3$ до $2,6 \text{ км/сек}$) дает изменение сроков исчезновения гелия в 1000 раз; изменение средней скорости на 12% соответствует изменению температуры на 25%. Но мы можем считать, что геологические сроки существования земной коры известны нам с такой точностью, что 1000-кратная ошибка в оценке этих сроков заведомо исключается. Следовательно, и оценка температур этим способом может заключать в себе погрешность, обусловленную неточностью геологических сроков, заведомо меньшую, чем 25%. Содержание же в земной коре радиоактивных пород и количество гелия, производимого при радиоактивном распаде, может считаться нам достаточно хорошо известным.

Таким образом совпадение выводов гелиевой теории с выводами других методов о наличии в верхних частях земной атмосферы больших температур едва ли следует считать случайным.

Северные сияния, освещенные солнцем. Вечером 8 сентября 1926 г. Штермер⁷ наблюдал исключительно северное сияние необыкновенно большой интенсивности. Штермеру и его сотрудникам удалось получить ряд хороших снимков сияния одно-

временно с двух станций, что позволило произвести вычисление высоты и положения отдельных лучей сияния. Оказалось, что многие лучи лежат на необычайной высоте — от 300 до 500 км. Когда Штермер обработал все данные, то оказалось, что большая часть лучей лежит в области, еще освещаемой солнечными лучами. Результаты Штермера представлены графически на рис. 1, где дан разрез через центр земли по направлению к солнцу; касательная определяет границу между освещенной и неосвещенной частью атмосферы. Пунктирными линиями отмечены уровни высоты, отсчитываемой от поверхности земли. Вдоль нижней линии, соответствующей поверхности земли, указано расстояние от точки, в которой солнечные лучи касаются земной поверхности. Положение каждой вычисленной точки луча северного сияния по отношению к земной тени отмечено маленьким черным кружком. На каждом луче вычислено две точки, определяющие его направление. Общий вид этого северного сияния таков, как будто лучи взвешены в освещенной части атмосферы. Ниже тени лежат только 2 луча.

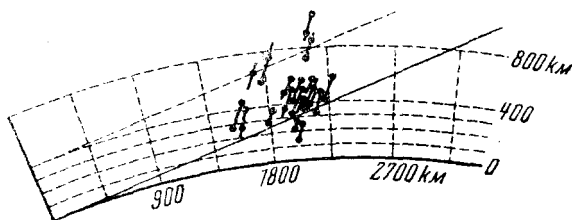


Рис. 1.

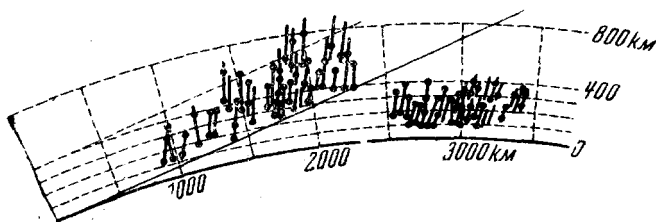


Рис. 2.

Аналогичное появление чрезвычайно высоко расположенного северного сияния, повышенная яркость которого связана с освещением этой части атмосферы прямыми солнечными лучами, впоследствии отмечалось Штермером несколько раз. Иногда явление протекало так, что, кроме лучей, расположенных в освещенной части атмосферы, имелось много лучей, лежащих в тени земли. Один из таких случаев представлен на рис. 2.

Здесь совершенно отчетливо лучи разделены на 2 группы, отделенных друг от друга темным пространством, имеющим в длину несколько сот километров. Совершенно ясно, что эти 2 группы лучей имеют существенно различное происхождение. Одна группа лучей северного сияния явно связана с действием солнечных лучей: нижняя граница этой группы поразительно точно и на громадном протяжении (свыше 1000 км) „срезается“ тенью земли. Другая группа лучей лежит гораздо дальше и, наоборот, вся полностью находится ниже тени.

Для вопроса о температуре стратосферы самым существенным является то обстоятельство, что эти 2 группы лучей лежат, в среднем, на совсем разной высоте, как это отчетливо видно из чертежа: большая часть освещенных лучей своими нижними концами лежит выше 200—300 км, а верхними доходит до 800, а иногда и до 1000 км; вторая же группа, как это обычно и наблюдается для нормальных северных сияний, берет начало, главным образом, на высоте 100 км и не выходит за пределы 400 км.

Несколько лет назад Ангенгейстер⁸ указал, что наблюдаемым различием высоты северных сияний в освещенной и затемненной частях атмосферы можно воспользоваться для определения температуры верхних слоев атмосферы. Метод Ангенгейстера, помимо своей новизны, заслуживает еще внимания в том отношении, что в нем заложена оригинальная идея пульсирующей в течение суток атмосферы, отвергающая применявшуюся до того модель атмосферы, находящейся в статическом равновесии.

Основное предположение Ангенгейстера состоит в том, что причиной изменения высот сияний является перераспределение воздушных масс под влиянием термического расширения. Ангенгейстер считает, что нижняя граница северных сияний, составляющая в среднем 80 км для неосвещенной части атмосферы и 200 км для освещенной, соответствует полному поглощению вызывающих сияние лучей вышележащими массами воздуха. Поэтому оптическая толщина слоя атмосферы, лежащего выше 80 км, „ночью“ такая же, как и оптическая толщина слоя, лежащего выше 200 км, „днем“. Другими словами, то давление, которое „ночью“ относится к высоте 80 км, „днем“ соответствует высоте 200 км.

Исходя из некоторых общепринятых предположений, Ангенгейстер вычисляет давление на высоте 80 км ночью. Считая атмосферу перемешанной, он задается некоторым определенным законом изменения температуры с высотой ночью. Тогда получается некоторая кривая, дающая ночное распределение плотности с высотой. На неизвестной кривой дневного распределения плотности мы имеем в результате одну точку, дающую величину давления на высоте 200 км. Предположение, что верхние границы „ночного“ и „дневного“ сияния (около 1000 км днем и 400 км ночью) тоже соответствуют одинаковому давлению, дает нам вторую точку на дневной кривой. Проводя через полученные 2 точки кривую в верхней ее части и совмещая дневную с ночной ниже

43 км, Ангенхейстер получает распределение температуры по высоте днем. Результаты вычислений Ангенхейстера приведены в табл. 4 и 5.

ТАБЛИЦА 4
Температура ночью (предположение)

Высота в км	0—10	10—35	35—43	43—400
Градиент температуры	$-6 \frac{\text{град}}{\text{км}}$	0	$+10 \frac{\text{град}}{\text{км}}$	0
Температура в °С	$T_0=10; T_{43}=-50$	-50	$T_{35}=-50; T_{43}=+30$	+30

ТАБЛИЦА 5
Температура днем (вывод)

Высота в км	0—43	43—113	113—200	200—700
Градиент температуры	Как ночью	$+10 \frac{\text{град}}{\text{км}}$	0	$-1,4 \frac{\text{град}}{\text{км}}$
Температура в °С	Как ночью	$T_{43}=+30; T_{117}=+725$	+725	$T_{700}=+25$

Таким образом дневные температуры верхних слоев тоже оказываются очень большими.

Из самого хода вычислений ясно, что способ Ангенхейстера опирается на результаты определения температуры другими методами, в частности, как это видно из табл. 4, Ангенхейстер принимает гипотезу о наличии температурной инверсии выше 35 км. Но выводы из данных акустического метода, на основании которых и было сделано заключение о температурной инверсии на высоте 30—50 км, сами требуют пересмотра в связи с новейшими теориями озонового слоя (см. параграф об акустическом методе). Следовательно, метод Ангенхейстера не является вполне независимым, он является как бы экстраполяцией других методов на большие высоты. Что касается непосредственно вычислений Ангенхейстера, то они, по существу дела, дают примерную верхнюю границу для дневных температур, так как предполагается, что пульсация атмосферы обусловлена только нагреванием. На самом деле могут быть и другие причины этой грандиозной пульсации, и в этом случае нагревание должно быть меньше предположенного.

Сумеречный метод. В самом начале статьи мы уже упоминали о том, что момент окончания сумерек (наступление ночи) может служить для определения верхней границы атмосферы. Как

показали работы последних двух десятилетий, главным образом исследования акад. В. Г. Фесенкова, наблюдения в сумерках могут служить и для изучения структуры атмосферы на всем ее протяжении вплоть до высоты 200 км. Если производить фотометрирование яркости неба в сумерках и представлять результаты графически, откладывая по оси абсцисс глубину погружения солнца под горизонт в градусах, а по оси ординат — логарифм яркости неба, то получается кривая, которая носит название сумеречной кривой. Анализ этой сумеречной кривой позволяет вычислить распределение плотности в атмосфере в зависимости от высоты.

Представим себе, что в какой-то момент сумерек, когда граница солнечных лучей проходит на высоте h_1 , яркость неба оказалась равной I_1 , а для более позднего момента, соответствующего высоте h_2 , яркость равна I_2 . Яркость I_2 меньше I_1 , так как за это время выключился из освещения слой воздуха, заключенный в пределах высоты от h_1 до h_2 . Таким образом уменьшение яркости неба $I_1 - I_2$ является мерой интенсивности света, рассеиваемого слоем $h_2 - h_1$. Но интенсивность рассеяния зависит от плотности газа, и тем самым убыль яркости $I_1 - I_2$ может служить мерой плотности атмосферы в слое $h_2 - h_1$.

Рассеяние света атмосферой в основном соответствует молекулярному рассеянию, описываемому теорией Релея. Согласно этой теории, рассеивающая способность газа, при прочих равных условиях, пропорциональна фактору

$$\frac{(n^2 - 1)^2}{N},$$

где N — число молекул в единице объема, а n — показатель преломления газа. Но показатель преломления газа связан с его плотностью ρ известным соотношением $n^2 - 1 = A\rho$, где A — некоторая постоянная. Плотность газа пропорциональна произведению молекулярного веса M на число N , и следовательно, в конце концов, рассеивающая способность атмосферы определяется величиной M^2N или, что то же самое, $M\rho$. Имея все основания считать атмосферу перемешанной, мы получаем возможность, извлекая из сумеречной кривой данные об изменении отражательной способности атмосферы с высотой, строить непосредственно кривую распределения плотности. Зная плотность и пользуясь известной зависимостью плотности от температуры, мы можем вычислить температуру атмосферы на разной высоте.

Практическое осуществление этого способа вычислений встречается, впрочем, с большими математическими трудностями, так как явление сумерек в действительности является весьма сложным. Яркость сумерек, измеренная фотометром, складывается из яркости всех элементов атмосферы, освещенных солнцем, вдоль луча зрения. Но яркость каждого элемента зависит на самом деле не только от его рассеивательной способности, но и от яркости упавшего на него солнечного луча. Но эта последняя зависит от поглощения,

испытываемого лучом на пути сквозь атмосферу, причем величина поглощения зависит от высоты прохождения луча над поверхностью земли. Таким образом освещение различных элементов атмосферы оказывается отнюдь неодинаковым. Кроме того, сам рассеянный луч испытывает поглощение на пути к наблюдателю. Наконец, нужно учитывать, что каждый элемент атмосферы освещается не только прямыми лучами солнца, но и светом, рассеиваемым всей остальной атмосферой, причем это вторичное рассеяние достигает десятков процентов.

Полная теория этого сложного явления, разработанная акад. В. Г. Фесенковым⁹, позволяет доводить вычисления до конца и получить искомую кривую распределения плотности и температур с высотой^{10, 11}.

Результаты, полученные этим методом, состоят в следующем. Температурная инверсия на высотах 30—50 км, якобы обнаруживаемая акустическими опытами, не подтверждается: до высоты 55 км продолжается примерно изотермическая стратосфера с температурой минус 55—60°. Но для более высоких слоев получается увеличение температуры, достигающей своего максимума где-то на высоте порядка 70 км. Здесь температура равна примерно +60°, после чего начинается падение температуры. В этой части имеет место неплохое качественное совпадение с выводами теории лучевого равновесия.

Для слоев выше 100 км сумеречный метод дает результаты, которые можно согласовать с гипотезой высоких температур верхней части атмосферы. Однако здесь сумеречные данные являются уже довольно неопределенными. И хотя сумеречную кривую, вообще говоря, можно проследить до высоты 200 км, для определения температур ею можно с уверенностью пользоваться только до 100 км.

Распределение интенсивности в полосатом спектре азота. В спектрах северных сияний и свечения ночного неба наблюдается несколько систем полос молекулярного спектра азота. Полосатый спектр азота был хорошо изучен и в лабораторных условиях. Квантовая теория двуатомных молекул позволяет вычислять распределение энергии в полосатом спектре азота, причем выяснилось, что это распределение должно меняться при изменении температуры. Этот вывод теории был подтвержден экспериментально, и Вегард попытался определить таким способом температуру тех слоев воздуха, где возникают северные сияния. Для высоты 100—125 км он получил температуру порядка —30°. Эта величина, хотя и отличается от результатов других методов, которые дают обычно более высокие температуры, тем не менее тоже указывает, что по сравнению с нижними слоями стратосферы, где температура равна —50—60°, верхние слои отличаются более высокой температурой.

(Окончание следует)