

МЕТЕОРОЛОГИЯ НИЖНИХ СЛОЁВ СТРАТОСФЕРЫ

Г. М. Б. Добсон, А. В. Брюер и Б. М. Квайлонг *)

I. ВВЕДЕНИЕ

Стратосфера, со времени своего открытия в конце прошлого столетия, всегда вызывала большой интерес не только среди метеорологов, но и среди учёных других специальностей. Если первое время причины её возникновения казались настолько таинственными, что многие даже сомневались в реальности её существования, то теперь обычно соглашались, что переход от тропосферы к стратосфере соответствует переходу от конвекции к радиации как главному фактору, регулирующему температуру воздуха. Целью настоящей лекции является попытка представить картину условий в этих высоких слоях атмосферы, как они известны сегодня.

Температура любой части атмосферы, конечно, целиком зависит от энергии, излучаемой солнцем, но этот процесс часто является косвенным и сложным. Солнечное излучение, будучи значительным в видимой части спектра и в ближней инфракрасной области, испытывает лишь небольшое поглощение главными составными частями атмосферы на его пути вниз, к земле, где оно производит нагревание почвы. Воздух, за исключением самых высоких его слоёв, незначительно нагревается непосредственно солнечными лучами. В противоположность солнечному свету, обратное излучение, идущее от поверхности земли, будучи интенсивным в далёкой инфракрасной области спектра, испытывает сильное поглощение атмосферой. Три второстепенные составные части атмосферы несут главную ответственность за поглощение, а именно пары воды, углекислый газ и озон; каждая из них обладает одной или несколькими сильными полосами поглощения в далёкой инфракрасной части спектра. Если нет действия других процессов в атмосфере, то температура воздуха определяется поглощением и излучением этой длинноволновой радиации. В нижней части атмосферы температура должна быстро уменьшаться с увеличением высоты относительно земли, но на очень большой высоте, где поглощающие газы слишком разрежены, чтобы вызвать сильное поглощение радиации, температура воздуха будет низкой и с возрастанием высоты будет

*) Bakerian Lecture: «Meteorology of the lower stratosphere». By G. M. B. Dobson, F. R. S. with A. W. Brewer and B. M. Cwilong. Proc. Roy. Soc. A, 185, 144—175, 1946. Перевод с английского проф. И. А. Хвостикова.

лишь медленно падать. Однако быстрое падение температуры вблизи земли соответствует неустойчивому состоянию; возникает весьма сильная конвекция, которая приводит величину температурного градиента к устойчивому значению. Вряд ли могут быть серьезные сомнения в правильности этой общей картины регулирования температуры в атмосфере, а именно, что в нижней части, в тропосфере, контролирующим процессом является конвекция (при определённой температуре почвы, задаваемой солнечной радиацией), а в верхней части (стратосфера и тёплый слой над ней) контролирует радиация.

Как известно, лорд Червел был первым, кто предположил, что поглощение обратного инфракрасного излучения, идущего от земли и нижних слоёв атмосферы, углекислым газом и озоном должно принимать участие в установлении лучистого равновесия в стратосфере в добавление к влиянию поглощения парами воды (Lindemann, 1919). Однако до последнего времени обычно считалось, что преобладающее значение имеет поглощение парами воды, распространяющееся на широкую область инфракрасного спектра. В 3-й части мы рассмотрим вопрос о том, насколько полно подтверждается эта гипотеза результатами, полученными за последние годы.

Из трёх главных поглощающих газов в атмосфере углекислый газ имеет очень сильную полосу поглощения с центром около $14,7 \mu$ и несколько слабых полос. Пары воды имеют очень сложный спектр поглощения со слабыми полосами в ближней инфракрасной части, сильную полосу около $6,5 \mu$ и весьма обширную область в наиболее длинноволновой части спектра, где поглощение сильное. Озон, кроме слабых полос поглощения, обладает сильной, но крайне узкой полосой около $9,7 \mu$. Следует отметить, что эта полоса приходится на ту часть спектра, где и пары воды и углекислый газ почти прозрачны и где интенсивность обратного излучения велика, поскольку оно приходит от поверхности земли, почти не испытав поглощения другими газами.

Обратное излучение, проходящее сквозь нижние слои стратосферы на своём пути вверх, не всё возникает на одном и том же уровне. Излучение тех длин волн, для которых водяной пар и углекислый газ весьма прозрачны, т. е. область около 10μ , приходит преимущественно с поверхности земли, которая имеет среднюю температуру примерно 280° абс. Но те длины волн, которые соответствуют сильному поглощению паров воды или углекислого газа, возникают в верхней части тропосферы на таких уровнях, где паров воды и углекислоты уже недостаточно для сильного поглощения; средняя температура этих слоёв составляет, вероятно, около 233° абс. Другие длины волн, которые соответствуют частичному поглощению водяного пара или углекислого газа, возникают в нижних слоях тропосферы, где температура составляет, скажем, 260° абс. Этот вопрос был подробно рассмотрен Симпсоном (1928) в его работе «Дальнейшее исследование земного излучения». Он привёл там кривую, дающую спектральный состав излучения, достигающего верхней части стратосферы. Эта диаграмма,

если её исправить, изменив температуру 218° абс., использованную Симпсоном, на 233° абс., даёт разумную оценку радиации различных длин волн, достигающей основания стратосферы (рис. 17). Этим способом можно подсчитать равновесную температуру какого-либо газа, которой он должен достигнуть, если присутствует только этот газ и только он поглощает радиацию данной длины волны. Результаты таких вычислений приведены в табл. 1, причём предполагалось, что поглощение и реэмиссия излучения в высоких слоях настолько малы, что ими можно пренебрегать.

Таблица 1.

Газ	Длина волны	Источник излучения	Температура источника абс.	Равновесная температура абс.
CO ₂	14,7	Верхние слои тропосферы	233	201
H ₂ O	6,5	» » »	233	218
H ₂ O	20	» » »	233	190
H ₂ O	30	» » »	233	175
H ₂ O	40	» » »	233	161
O ₃	9,7	Земная поверхность	280	250

Трудно оценить истинную лучистую равновесную температуру водяного пара в стратосфере из-за его весьма сложного спектра поглощения, но величина 190° абс. не кажется неправдоподобной. Таким образом, мы можем принять равновесную температуру углекислого газа равной примерно 200° абс., для водяного пара около 190° абс., но для озона получается около 250° абс. Можно ожидать, что увеличение относительного содержания озона в стратосфере сопровождается повышением температуры, в то время как увеличение относительной доли водяного пара должно уменьшать температуру.

Для того чтобы попытаться вычислить действительную температуру, ожидаемую в стратосфере, мы должны знать относительное количество этих трёх важных газов. Этот вопрос будет рассмотрен в следующей части настоящей работы.

II. ВОДЯНОЙ ПАР, ОЗОН И УГЛЕКИСЛЫЙ ГАЗ В ВЕРХНИХ СЛОЯХ АТМОСФЕРЫ

а) Водяной пар

1) Описание гигрометра

До совсем недавнего времени не было надёжных сведений о количестве водяного пара в высоких слоях атмосферы, хотя обычно предполагалось, что эти слои воздуха близки к насыщению. В отношении

влажности воздуха в стратосфере наше неведение было весьма полным и приводило к сильно различающимся взглядам. Большие трудности измерения влажности воздуха на этих высотах определяются тем, что крайне малые количества водяного пара нужно измерять при низкой температуре. Так, если воздух насыщен при 220° абс. (средняя температура стратосферы на умеренных широтах), то в кубическом метре воздуха содержится только 26 мг водяного пара, а при 190° абс. (средняя температура стратосферы над экватором) — только $0,3 \text{ мг/м}^3$. По этой причине большая часть обычных методов измерения влажности становится неприменимой. Так, например, разница в показаниях термометров с сухим и влажным шариками становится исчезающе малой, даже если воздух очень сухой; материалы, чувствительные к сырости, как например, волос, настолько долго забирают из воздуха необходимое количество влаги (или отдают её в воздух), что отставание становится недопустимым; непосредственное определение путём забора с высоты проб воздуха в сосудах делается очень неточно из-за адсорбции большей части воды на стенках сосуда. Можно было бы измерять поглощение солнечного инфракрасного излучения в области сильной полосы водяного пара у $6,5 \mu$, но, помимо необходимости иметь довольно сложную аппаратуру, потребовались бы длительные и трудные лабораторные измерения коэффициента поглощения водяного пара при низкой температуре и низких давлениях, поскольку сейчас он известен для этих условий неточно. Только метод точки росы или точки льда свободен от главных трудностей, и этот метод был нами развит для применения в указанных специальных условиях. Поскольку не было разработано прибора, годного для использования на небольших свободных шарах-зондах, все измерения выполнялись на самолётах.

Как указывалось выше, насыщенный воздух при температуре 190° абс. содержит только $0,3 \text{ мг/м}^3$ водяного пара, и только малая часть этого количества оседает в напёрстке прибора, если измерения проводятся тщательно. Поэтому, если мы хотим, чтобы метод действовал удовлетворительно, мы должны уметь обнаруживать чрезвычайно малые отложения льда и определять, увеличивается это малое отложение или же лёд испаряется. Был найден способ измерять отложения много меньшие, чем тысячная доля миллиграмма льда. Было осуществлено два типа приборов, в одном из которых отложение видимо наблюдателю, а в другом количество отложения измеряется фотоэлектрически по количеству рассеянного света. В приборе с визуальным отсчётом такая чувствительность достигается применением струи воздуха около миллиметра в диаметре, направляемой поперёк плоской поверхности холодного напёрстка гигрометра. Таким образом, водяной пар отлагается в виде заметной полоски поперёк напёрстка, и контраст с окружающей чистой частью поверхности весьма помогает сделать тонкий слой отложения видимым на глаз. Тщательно осуществляется также освещение напёрстка. Напёрсток делается из

алюминия и его верхняя плоская поверхность чернится, в то время как равномерное освещение со всех сторон под малыми углами достигается с помощью отражателя, окружающего напёрсток; эллиптический отражатель сделан из стекла или из прозрачной синтетической

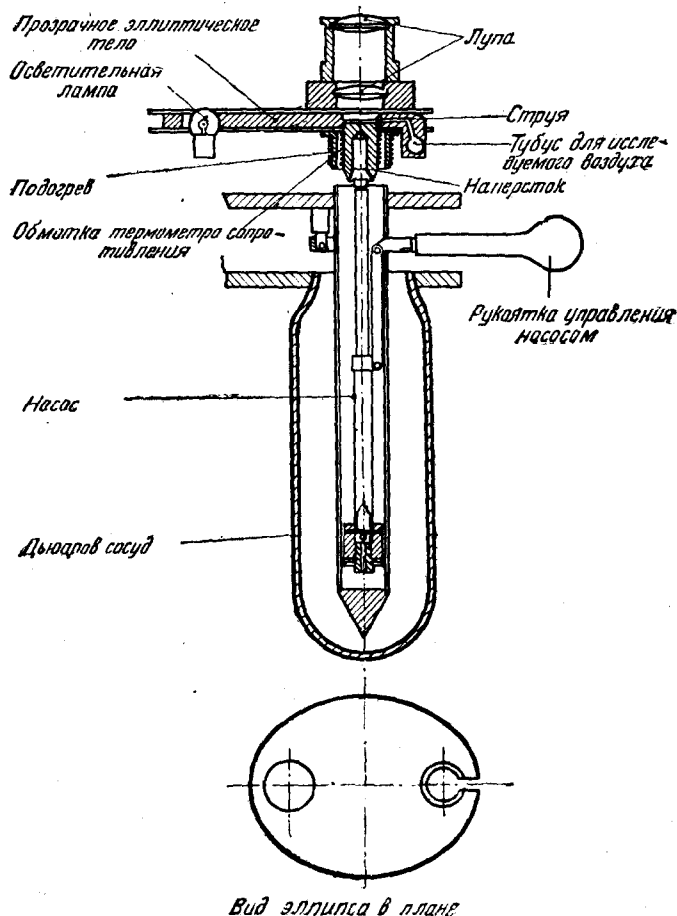


Рис. 1. Диаграмма, поясняющая принцип устройства гигрометра, позволяющего определять точку льда путём визуальных наблюдений.

пластмассы, причём лампа помещается в отверстие, высверленном в одном из фокусов эллипса, а напёрсток находится в отверстии в другом фокусе. Таким путём достигается эффект, подобный освещению по методу тёмного поля, позволяющий ясно видеть очень слабые следы инея. В помощь глазу предусмотрена увеличивающая линза, закрывающая сверху эту маленькую ячейку.

Нижняя часть является полостью, и напёрсток охлаждается до желательной температуры нагнетанием струи холодного бензина в эту полость. Для охлаждения бензина насос окружается смесью твёрдой углекислоты и бензина. При желании можно нагнетать в напёрсток жидкий воздух, если нужно достигнуть очень низких температур. С помощью такого устройства не составляет труда охладить напёрсток до желаемой температуры и поддерживать её постоянной в пределах долей градуса. Конструкция прибора показана на схематическом рисунке 1.

Порядок проведения измерений состоит в следующем: во-первых, напёрсток охлаждается до получения осадка. Чтобы удостовериться, что это лёд, а не переохлаждённая вода*), напёрсток охлаждается ещё больше, после чего он нагревается до такой степени, что осадок почти, но не совсем весь испаряется; тогда он снова охлаждается до температуры, близкой к предполагаемой точке заморозания. Выдержав напёрсток при такой температуре в течение 30—60 сек., снова исследуют осадок, чтобы выяснить, увеличивается он или испаряется. Действуя подобным образом, находят два значения температуры, при которых осадок как раз начинает усиливаться или ослабляться. Среднее из этих температур будет очень близко к истинной точке льда. Важно подчеркнуть тот факт, что можно поддерживать температуру напёрстка на один или два градуса ниже истинной точки льда воздуха вообще без образования осадка и что при этой низкой температуре упругость паров льда настолько мала, что налёт очень быстро испаряется; если температуры определяются по первому появлению осадка при охлаждении и в момент, когда осадок как раз начинает разрушаться от нагревания, то среднее из этих двух температур может и не быть истинной точкой льда воздуха.

Вместо визуальных наблюдений осадка льда или росы на поверхности напёрстка можно определять количество осадка фотоэлектрически. Общие принципы прибора поясняются рис. 2. В этом случае

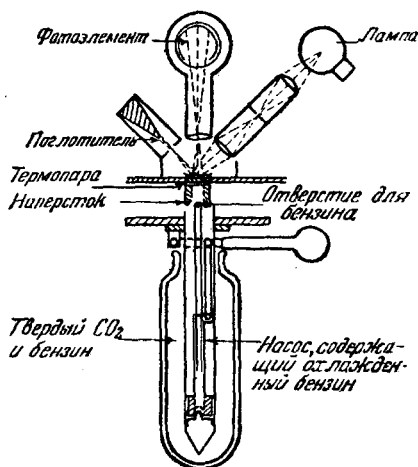


Рис. 2. Диаграмма, поясняющая принцип устройства гигрометра, позволяющего определять точку льда с фотоэлектрическим индикатором осадка.

*) Переохлаждённая вода легко может быть осаждена на напёрстке и оставаться жидкой длительное время при охлаждении вплоть до температуры 240° абс.

верх напёрстка покрывается полированным листком золота и не чернится, а прибор осуществляется так, что в отсутствие осадка на фотоэлемент попадает очень небольшое количество света, которое сильно возрастает при появлении небольшого осадка льда вследствие рассеяния света. Ток фотоэлемента усиливается и отсчитывается по микроамперметру, который включён так, чтобы отсчёт был близок к нулю при чистой поверхности напёрстка. Отсчёт по микроамперметру является, таким образом, грубой мерой количества осадка на напёрстке. Хотя прибор содержит больше деталей и требует большего внимания для поддержания его в порядке, чем прибор визуального типа, всё же он проще в работе, поскольку всё, что требуется (после получения небольшого осадка и проверки того, что это лёд, а не вода), — это приведение температуры напёрстка к величине, при которой показание микроамперметра остаётся неизменным, что указывает на неизменность количества осадка. Время, затрачиваемое на измерение, очень мало, поскольку действительное количество осадка совершенно несущественно; необходимым условием является только неизменность этого количества. Вследствие этого можно делать два независимых измерения за одну минуту. Как и у большинства приборов, усложнение влечёт за собой и недостатки и преимущества, и во всяком случае нельзя иметь уверенности, что в измерениях не вкралась ошибка, которая была бы сразу замечена при измерениях, выполняемых хорошим наблюдателем на приборе с визуальным отсчётом.

В принципе остаётся один шаг для того, чтобы сделать прибор полностью автоматическим: ток фотоэлемента может контролировать охлаждение напёрстка, так что небольшое постоянное количество осадка будет непрерывно присутствовать и напёрсток будет продолжительное время находиться при температуре точки льда воздуха. Предпринято усовершенствование прибора в этом направлении.

Были проделаны очень осторожные критические эксперименты для проверки того, что отсчёты по этим приборам дают действительную точку льда воздуха даже при очень низких температурах. Для этой цели приготавливался воздух, имеющий точку льда 194° абс: из насоса воздух проходил сначала сквозь сухой силикагель, благодаря чему он терял большую часть водяного пара, затем сквозь очищенную медную спираль, погружённую в ванну с твёрдой углекислотой и ацетоном, и, наконец, сквозь вату, помещённую в металлический цилиндр — также охлаждаемый в смеси твёрдой углекислоты и ацетона, — чтобы задержать отдельные частички льда, которые могли бы пройти сквозь спираль. Предполагалось, что воздух, поступающий из этой системы, должен иметь точку льда, равную температуре охлаждающей ванны, и разность температур напёрстка и ванны измерялась термопарой. Два несколько различавшихся между собой прибора визуального типа служили для наблюдений, проводившихся тремя

наблюдателями, и было ясно показано, что приборы указывают истинную точку льда и что вероятная ошибка измерения в лабораторных условиях составляет примерно $\pm 1^\circ\text{C}$. В случае работы на самолёте на больших высотах будет сказываться отсутствие удобств и нехватка кислорода, вследствие чего вероятная ошибка, повидимому, возрастет. Но если воздух имеет более высокую точку льда, то работа с прибором облегчается благодаря большому количеству водяного пара, содержащегося в воздухе; в этом случае точность измерений должна значительно улучшиться.

Подобная критическая проверка приборов фотоэлектрического типа показала, что отдельное определение для воздуха с точкой льда около 194° абс. легко может быть сделано примерно за полминуты, как показывает сравнение с измерениями в течение 5 минут с помощью визуальных приборов при такой же низкой температуре; точность измерений оказывается гораздо более высокой. Поскольку приборы фотоэлектрического типа предъявляют меньшие требования к тренировке наблюдателя, представляется, что в условиях самолётных измерений на больших высотах приборы этого типа должны обеспечить более высокую точность, нежели визуальные.

Испытания подобного рода показали, что вплоть до точки льда 194° абс. описанный гигрометр даёт совершенно надёжные результаты. Однако при более низких температурах был обнаружен эффект, создающий, как сейчас нам представляется, определённый нижний предел температур, при которых может применяться этот гигрометр. Первоначально эффект был замечен при охлаждении напёрстка гигрометра примерно до 160° абс., в то время как применявшийся воздух имел точку льда около 194° абс. Напёрсток был охлаждён до этой низкой температуры, для того чтобы быстро получить осадок льда, но, вопреки ожиданиям, вовсе не образовалось никакого видимого осадка, хотя напёрсток находился при этой низкой температуре в течение 15 минут. Однако, когда напёрсток был нагрет до температуры всего лишь на 1° ниже точки льда употреблявшегося воздуха, то появился обычный осадок инея. Дальнейшие исследования показали, что эффект начинает сказываться при ещё более высоких температурах. С помощью прибора фотоэлектрического типа измерялась скорость роста осадка при различной температуре напёрстка и при различной влажности воздуха. Оказалось, что величина осадка сильно меняется от одного опыта к другому, но общий характер явления можно видеть из кривых на рис. 3. (Поскольку повторные измерения не давали точно одинаковых значений, нет уверенности в том, что кривые всегда будут пересекать одна другую.) Из этих кривых можно видеть, что существует естественный предел сухости воздуха, который ещё может измеряться нашим гигрометром; можно ожидать, что если, тем не менее, будет использован более сухой воздух, то получится кривая вида *ABCD*, когда существует лишь весьма узкий интервал температур между *A* и *C*, при которых может возникнуть поддающийся

измерению осадок. При ещё более сухом воздухе не будет получено никакого видимого осадка ни при какой температуре. Следует заметить, что эффект не вызывается недостатком подходящих ядер, на которых могут сублимироваться водяные пары, так как если напёрсток покрыт тонкой корочкой инея ещё перед охлаждением до низких температур, то образование осадка останавливается при той же низкой температуре.

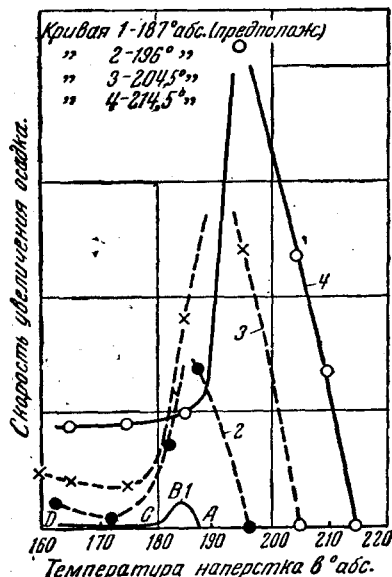


Рис. 3. Наблюдённая скорость осаждения льда в гигрометре при различной температуре напёрстка и при различном содержании влаги в воздухе.

Есть основания считать, что водяной пар продолжает осаждаться и при очень низких температурах, но скорее в стеклообразной форме, а не в виде кристалликов льда, поэтому осадок остаётся невидимым. Так, например, если напёрсток был охлаждён, скажем, до 150° абс. струей весьма сухого воздуха, затем в течение примерно минуты мы пускаем воздух с точки льда около 220° абс., а после этого снова пропускаем сквозь прибор струю весьма сухого воздуха, очень медленно подогревая в то же время напёрсток, то появляется значительный осадок, когда температура напёрстка достигнет примерно 200° абс., вопреки тому факту, что температура напёрстка много выше точки льда окружающего воздуха. Осадок снова испаряется за минуту или две. Простейшее истолкование этого явления состоит в том, что в то время, когда напёрсток

очень холодный, на нём осаждается невидимый, очень тонкий слой зеркального льда, который медленно превращается в кристаллический лёд по мере нагревания напёрстка.

Бёртон и Оливер (1936), применяя метод дифракции рентгеновых лучей для изучения сублимации водяного пара при низких температурах и низких давлениях, показали, что если водяной пар конденсируется на металлической поверхности при температуре ниже 163° абс., то образуется стекловидный лёд. Если эта поверхность имеет немного более высокую температуру, то образуется кристаллический или полукристаллический осадок. Если повышать температуру стекловидного льда, то он превращается в кристаллический лёд.

Другое явление, доставляющее немало хлопот при низких точках льда, состоит в том, что часто вообще оказывается крайне трудным получить осадок, если напёрсток охлаждается прямо от комнатной

температуры, особенно, если его поверхность свежe полирована. После охлаждения напёрстка через некоторое время начинает медленно формироваться осадок; он растёт тем быстрее, чем дольше напёрсток остаётся при низкой температуре, но по истечении примерно часа осадок образуется легко, даже при точке льда 190° абс. Представляется, что поверхность напёрстка каким-то образом «активируется». Эта «активация» не исчезает от нагревания напёрстка до полного испарения осадка, но часто она исчезает от нагревания напёрстка до комнатной температуры на такой же промежуток времени. Именно изменчивость этой «активации» поверхности напёрстка затрудняла получение повторяющихся значений для кривых на рис. 3.

2) Измерения влажности в высоких слоях атмосферы

Согласно наиболее общепринятой теории распределения водяных паров в стратосфере считалось, что в тропопаузе воздух насыщен или близок к насыщению и что в стратосфере происходит медленное перемешивание, которое смешивает воздух из верхних слоёв стратосферы с воздухом, находящимся непосредственно над тропопаузой, вследствие чего весовое отношение воды и воздуха постоянно для всех высот в стратосфере и равно их отношению в тропопаузе. Для проверки этой теории можно воспользоваться некоторыми наблюдениями, выполненными в высоких слоях воздуха.

Уже выполнено несколько подъёмов, во время которых с помощью приборов описанного выше типа производились измерения влажности; их результаты показали значение таких измерений для изучения динамики атмосферы как стратосферы, так и тропосферы. Главное внимание при этом концентрировалось на стратосфере, но рассмотрение некоторых результатов, полученных для средней и нижней тропосферы, поможет легче понять результаты, относящиеся к стратосфере.

Изучение подъёмов, происходивших сквозь устойчивые слои тропосферы, показало, что имеет место лишь медленное перемешивание.

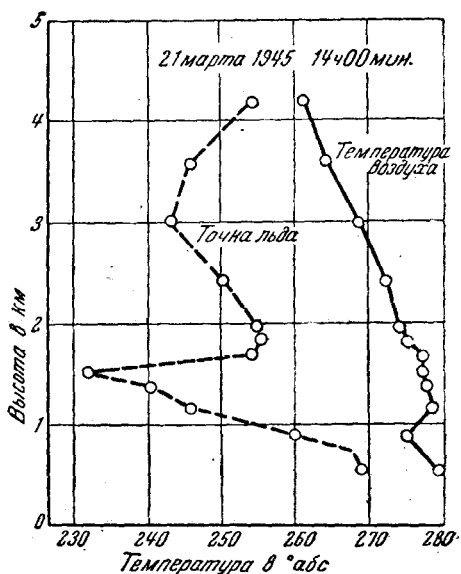


Рис. 4. Точка льда и температура воздуха по наблюдениям в антициклональной инверсии 21 марта 1945 г.

В ранние месяцы 1945 г. погода была такого типа, что весьма обычным явлением были опускающиеся инверсии, т. е. очень устойчивые слои, которые часто сохранялись по нескольку дней, а в случае разрушения снова вскоре появлялись. Было выполнено большое количество зондирований сквозь эти слои инверсии; типичный результат показан на рис. 4, где виден очень устойчивый слой между 914 и 1680 м. Особый интерес вызывает кривая точек льда. Около вершины устойчивого слоя величина точки льда (а значит также и количество водяного пара) проходит через минимум, и там существует обеднённый слой толщиной всего лишь 600 м, который содержит водяного пара меньше, чем слои, расположенные непосредственно над и под ним. На рис. 5 приведены данные этого же подъёма: указаны

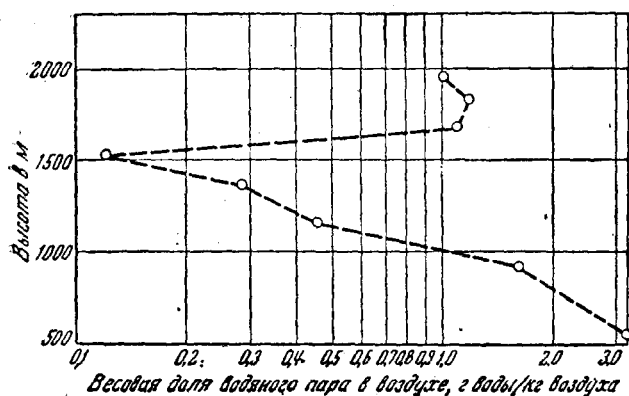


Рис. 5. Весовая доля водяного пара в воздухе 21 марта 1945 г.

логарифмы веса водяного пара на грамм воздуха в зависимости от высоты. Масштаб рисунка увеличен настолько, чтобы яснее показать детали слоя инверсии. Это отношение — весовая доля водяного пара в воздухе — очень быстро изменяется с высотой, что является самым замечательным: между 914 и 1530 м, в толще всего лишь 616 м, весовая доля паров в воздухе уменьшается в отношении 13:1, а затем между 1530 и 1680 м она снова увеличивается в отношении 9:1. Эти обеднённые сухие слои встречаются в большей части подъёмов, хотя в одних они менее заметны, чем в других; эти слои сохраняются по нескольку дней без ослабления, так что какое-либо перемешивание между различными слоями должно было быть весьма медленным.

Эти данные представляют большой интерес с общей метеорологической точки зрения, но для наших целей главное значение имеет то, что в устойчивом воздухе перемешивание между различными слоями должно быть крайне медленным и что любая теория, которая основывается на вертикальном обмене воздуха в стратосфере, не мо-

жет быть правильной. Тем самым становится весьма реальной потребность в действительных наблюдениях в стратосфере.

До сих пор мы произвели тринадцать подъёмов в стратосферу. Подъёмы 26 августа и 7 сентября 1943 г. происходили до начала стратосферы и обнаружили большое уменьшение влажности на наибольших достигнутых высотах, но впервые хорошие наблюдения в стратосфере были выполнены при подъёме 22 декабря 1943 г., результаты которого представлены на рис. 6; мы полагаем, что это есть вообще первые тщательные измерения влажности, выполненные в стратосфере. Подъём происходил в потоке полярного воздуха, который быстро опускался, как на это указывало распределение температуры и влажности в тропосфере. Нижняя граница опускания была менее 3 км, а верхняя граница была 8 км. Воздух тропопаузы не опускался.

Непосредственно при вступлении в стратосферу точка льда очень быстро падает и в верхней части подъёма точка льда не могла быть измерена, так как не удавалось достаточно охладить напёрсток, чтобы получить видимый осадок.

Подобное весьма быстрое падение точки льда непосредственно при вступлении в стратосферу является типичным для всех сделанных до сих пор подъёмов; оно имеет место и на других типичных подъёмах, показанных на рис. 7 и 7а. Эти подъёмы относятся к различным метеорологическим условиям, тем не менее для многих подъёмов остаётся необходимость выяснить, всегда ли имеет место падение точки льда над тропопаузой. Внезапное уменьшение относительной влажности согласуется с тем известным фактом, что туманный след, обычно оставляемый самолётом на больших высотах, становится много короче, когда аэроплан проникает в стратосферу, что указывает на очень сухой воздух, в котором след быстро испаряется.

Нелегко объяснить случаи, когда самолёт оставляет долго сохраняющийся след на высоте нескольких тысяч футов над указанной тропопаузой. Возможно, что высота, принимаемая для тропопаузы, является

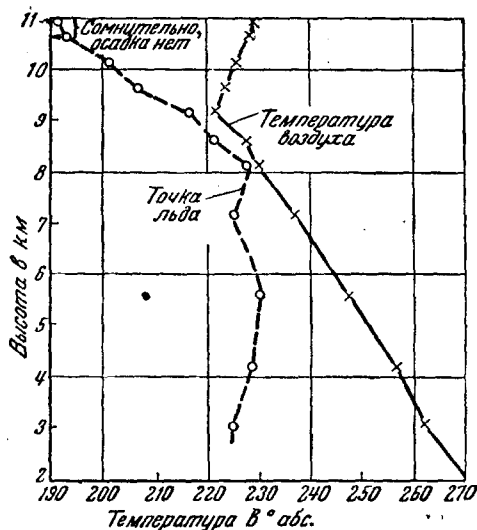


Рис. 6. Точка льда и температура воздуха по наблюдениям во время первого подъёма, сопровождавшегося измерениями в стратосфере. Boscombe Down, 22 декабря 1943.

неправильной, но остаётся и возможность того, что иногда воздух в нижних слоях стратосферы близок к насыщению.

Требуются ещё дальнейшие подтверждения тому, действительно ли точка льда продолжает падать на ещё больших высотах в стратосфере.

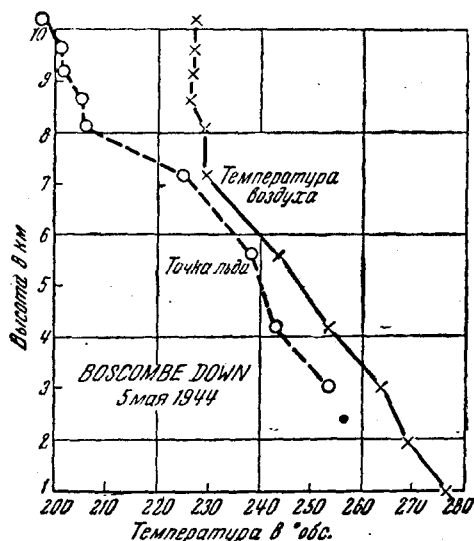


Рис. 7. Точка льда и температура воздуха по наблюдениям 5 мая 1944 г.

До сих пор подъёмы, достигавшие больших высот в глубь стратосферы, при которых гигрометр обеспечивал адекватное охлаждение, подтверждали, что точка льда остаётся, грубо говоря, постоянной, составляя от 190° до 205° абс.

Рассмотрим теперь, каким образом воздух в стратосфере может становиться таким крайне сухим. Представляется, что единственный способ, каким водяной пар может исчезать из стратосферного воздуха, — это охлаждение поднимающегося воздуха до низкой температуры, вызывающее сублимацию водяного пара. Образующиеся частицы льда, оседая, покидают воздух. Естественно

предполагать, что этот процесс реализуется вблизи экватора, где стратосфера является наиболее холодной и где восходящие токи в тропосфере весьма интенсивны. Средняя температура стратосферы здесь около 190° абс., хотя иногда она может уменьшаться до 182° абс. Изменения от дня ко дню здесь много меньше, чем в умеренных областях.

С первого взгляда может показаться, что на этих очень больших высотах, где температура очень низкая, а воздух весьма чист, должно требоваться значительное перенасыщение для возникновения сублимации, а если оно создаётся, то образующиеся облака должны состоять из мельчайших кристалликов, способных оседать лишь крайне медленно. В этой связи представляют интерес опыты при очень низких температурах, выполненные с камерой Вильсона: влажный воздух внезапно расширяется и вследствие этого становится перенасыщенным. Было обнаружено, что даже в очень чистом воздухе (из которого были удалены все ядра) легко образуется облако ледяных кристалликов, если только температура упала ниже 232° абс., и что сублимация возникает при перенасыщениях много меньших того порога, который необходим для образования водяных капелек на ионах

при температурах выше 232° абс. *). Далее, когда температура падает ниже 190° абс., образуются преимущественно большие зёрна льда, вроде мелких градин, а не облако мелких ледяных кристалликов. Эти большие зёрна тотчас же выпадают и тем самым забирают воду из холодного воздуха; они, вероятно, должны быть совершенно невидимы с земли, так что никаких облаков видно не будет. Если определённые причины приводят к образованию сухого воздуха, то в то же время должна иметь место поразительно медленная диффузия воздуха через тропопаузу, так как в те дни, когда была установлена особая сухость воздуха, не могло быть недавних потоков воздуха с малых высот. В том случае, к которому относится рис. 6, воздух стратосферы, вероятно, был за несколько дней до того над Гудзон Бэй. Если воздух переходит на другой уровень без конденсации или испарения воды, то точка льда изменяется незначительно, подъём на 1 км вызывает падение точки льда примерно на 1° . Следовательно, таким способом не может получиться значительных изменений точки льда.

К сожалению, до сих пор мы не имели возможности выполнить достаточно измерений влажности в стратосфере для выяснения её

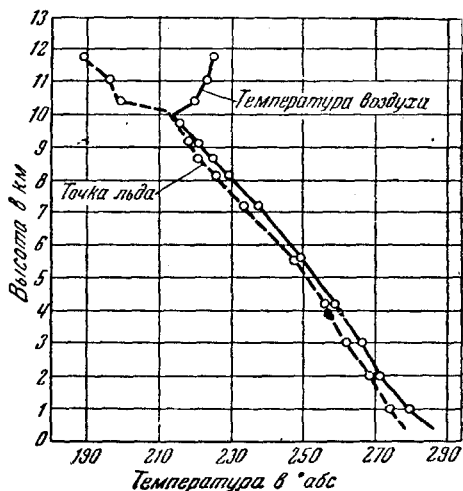


Рис. 7а. Точка льда и температура воздуха по наблюдениям в Boscombe Down, 30 мая 1945, 13 ч. 00 мин. Точка льда в верхней части кривой самая низкая из всех наблюденных.

*) Авторское примечание при корректуре. Наивысшие температуры в расширяющейся камере, как они получаются из отношения объемов до и после расширения, при которых появляются первые частички льда, фиксируются весьма отчетливо; считая расширение адиабатическим, было получено:

1) для очищенного от ядер воздуха $225,5^{\circ} \pm 0,1^{\circ}$ абс.,

2) на открытом воздухе $235,5^{\circ} \pm 0,5^{\circ}$ абс.,

3) для воздуха, загрязненного табачным дымом, $242^{\circ} \pm 0,5^{\circ}$ абс.

Однако недавно было получено экспериментальное доказательство того, что минимальное значение температур, достигаемых в результате расширения, в действительности выше того, что получается по формулам адиабатического процесса. Сейчас ведутся эксперименты для точного определения минимальных значений температуры. В качестве наиболее вероятных величин для указанных выше случаев в настоящее время могут быть указаны: 1) 232° абс., 2) 241° абс., 3) 246° абс.

изменений от полярного воздуха к экваториальному, не могли установить её среднюю величину над областями высокого и низкого давления. Кажется вероятным, что когда такие исследования станут возможными, то они приведут к очень важным открытиям.

б) Озон

Обратимся теперь к рассмотрению роли озона в высоких слоях атмосферы и сначала сделаем краткий обзор уже опубликованных работ по этому вопросу, после чего рассмотрим некоторые новые результаты, полученные в недавних наблюдениях. Большинство измерений позволяет определять полное количество озона в атмосфере над местом наблюдения, хотя возможно даже путём наблюдений, выполняемых с уровня земли, получать известное представление о распределении озона по различным уровням атмосферы.

Озон обладает очень сильной полосой поглощения в ультрафиолетовой области спектра между 3300 и 2200 Å, которая и используется в большинстве работ для измерения количества озона. С помощью подходящего монохроматора выделяют в солнечном излучении две длины волны и вычисляют по отношению их интенсивностей поглощение озоном, а отсюда и количество озона. Одна длина волны выбирается почти за пределом полосы поглощения озона, а другая — внутри полосы, но не слишком далеко внутри полосы, так как иначе входящее излучение будет чрезмерно ослаблено и невозможным станет точное измерение её интенсивности. Измерение относительной интенсивности двух выбранных длин волн может выполняться фотографически или фотоэлектрически; последний метод обладает большими преимуществами простоты наблюдений и быстроты, так что одно наблюдение и необходимые вычисления могут быть легко закончены в 10 минут.

Из измерений, подобных описанным выше, известно, что над каким-либо местом полное количество озона в атмосфере может временами снижаться до 1,5 *мм* *) и повышаться до 4,5 *мм*. Это количество является, конечно, очень малым, если его сравнить с таким газом, как углекислый газ, который имеет эквивалентную толщину 2,4 *м*; но если судить по сильному поглощению им радиации, то и это малое количество оказывается весьма важным. Измерения, выполненные в самых разных частях света, показывают, что вблизи экватора количество озона всегда мало и обычно весьма постоянно, среднее значение составляет 2,0 *мм*. С другой стороны, на больших широтах наблюдаются значительные годовые изменения: количество озона очень велико весной, но осенью оно, вероятно, превосходит не больше чем на 25% количество озона вблизи экватора. В умеренных областях,

*) Полное количество озона в атмосфере над каким-либо местом обычно дают в виде толщины эквивалентного слоя чистого газа при стандартных температуре и давлении.

где было выполнено большинство основных измерений, среднее количество также имеет наибольшую величину весной и наименьшую осенью в обоих полушариях. Количество озона значительно изменяется также от дня ко дню, в зависимости от метеорологических условий, будучи небольшим в тёплом секторе депрессии и в антициклоне; оно велико в холодной части депрессии. Представляется несомненным, что в большинстве случаев полярный воздух отличается высоким содержанием озона, а экваториальный — низким, но всё же в настоящее время нельзя с уверенностью судить о происхождении воздушных масс, основываясь только на изменениях содержания озона.

Оценка вертикального распределения озона по отдельным атмосферным слоям может быть получена из наблюдений за поглощением, которое обусловлено озоном для прямой солнечной радиации и одновременно для света, рассеиваемого воздухом и приходящего сквозь атмосферу из зенита при ясном голубом небе. Другие измерения были выполнены с помощью спектрографа, поднимаемого на шаре-зонде и измеряющего количество озона над уровнем наблюдений (Регенер, 1934). Нет никаких причин, мешающих поднимать соответствующий спектрограф на самолёте и фотографировать на различной высоте ультрафиолетовые спектры солнца, на основании которых можно было бы определять концентрацию озона на разных уровнях.

Определение средней высоты озона в атмосфере было сделано также Стронгом (1941). Он измерял полное количество озона по поглощению ультрафиолетовых лучей солнца, как это описано выше, и кроме того — поглощение в полосе $9,7 \mu$. Он показал, что при неизменном количестве озона поглощение этой полосой изменяется пропорционально корню четвёртой степени из полного давления, под которым находится озон. Из этих двух измерений он мог вычислить давление на средней высоте озонного слоя, а отсюда и его высоту. Метод, конечно, не даёт никаких сведений о вертикальном распределении озона, но его большое преимущество состоит в том, что он позволяет за один приём измерений, выполненных в определённый момент, оценить среднюю высоту, так что за изменениями высоты можно следить так же, как и за изменениями количества озона. Метод применим лишь в таких условиях, когда солнце открыто, и поэтому не может использоваться при облачном небе.

Число измерений вертикального распределения озона весьма немногочисленно по сравнению с числом измерений полного количества озона. Измерения показывают, что концентрация озона в атмосфере возрастает с высотой, достигает максимума около 25 км и, повидимому, падает до очень малой величины на высоте 50 км . Они показывают также, что колебания от дня ко дню встречаются преимущественно в нижней стратосфере, скажем, от 10 до 20 км — важный пункт, к которому мы ещё вернёмся в § III.

Методы измерения полного количества озона, применявшиеся в прежних наблюдениях, требовали прямых солнечных лучей, так что

наблюдения становились невозможными при облачной погоде. Поскольку прохождение фронтов, разделяющих разные воздушные массы, обычно сопровождается обильной облачностью, для этих случаев можно было иметь лишь ограниченную информацию о деталях изменений количества озона. Недавние измерения позволяют теперь заполнить этот пробел. Прохождение тёплого фронта, когда холодный воздух сменяется тёплым, сопровождается уменьшением количества озона; поскольку тёплый фронт надвигается наклонно, под углом, грубо говоря, $1/150$, уменьшение озона имеет место до прихода фронта к уровню земли, подобно тому как появление высоких облаков указывает на прибли-

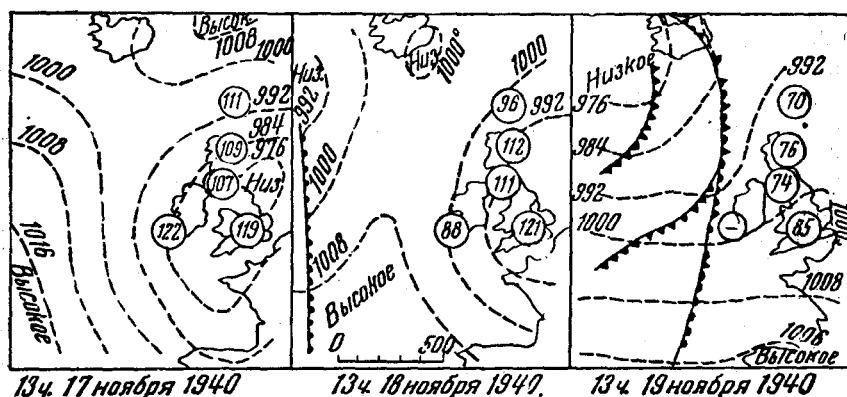


Рис. 8. Синоптические карты, показывающие прохождение тёплого фронта и измеренные количества озона, выраженные в процентах от среднего сезонного значения.

жение тёплого фронта за некоторое время до прихода фронта к поверхности. На рис. 8, 9 и 10 представлен хорошо обозначенный случай тёплого фронта, количество озона дано в процентах его нормального значения для данного времени года. На рис. 8 показано распределение давления и положение фронтальной поверхности в течение трёх дней. В первый день, когда область низкого давления покрывала Британские острова, количество озона на всех станциях превышало нормальное сезонное значение. На второй день в западной Ирландии содержание озона упало до 88% нормы к 13 час. и до 76% к 15 час. В Лервике озон также уменьшился до 96% , но на других станциях содержание озона оставалось ещё столь же или даже более высоким, чем в предыдущий день. В это время тёплый фронт приближался западнее Ирландии, но он находился ещё в 600 милях от побережья. На третий день содержание озона над всеми британскими станциями снизилось до совсем малых значений, хотя фронт ещё оставался западнее Ирландии. К сожалению, на британских станциях снижение содержания озона нельзя было проследить детальнее путём ночных наблю-

дений, но два таких наблюдения в западной Ирландии показывают, насколько стремительным было это снижение. На четвёртый день фронт (теперь уже окклюдированный) прошёл через британские острова, но другой тёплый фронт, приближавшийся к Ирландии, удержал малое содержание озона в Валентии.

Интересно отметить, что на Шотландских островах, оставшихся к северу от поверхности тёплого сектора, имели место ещё меньшие количества озона — обстоятельство, часто повторявшееся в других подобных случаях.

На рис. 9 фронт нанесён так, как это соответствует сроку 13 час. на второй день; величины содержания озона отмечены в точках, соответствующих положению станций, производивших наблюдения. Сюда включены также более ранние и поздние измерения; они помещены в точках, соответствующих примерно положению станций

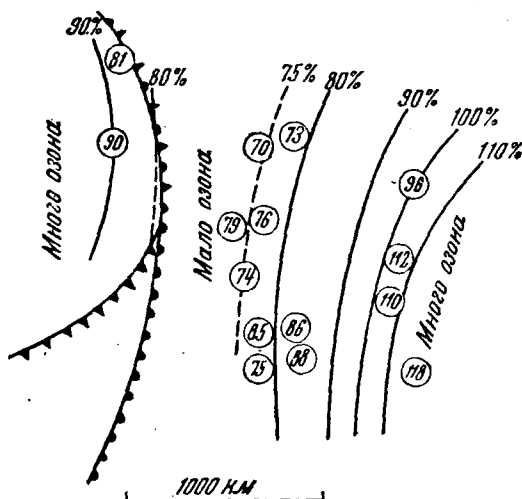


Рис. 9. Составная карта, показывающая распределение озона относительно тёплого фронта, указанного на рис. 8.

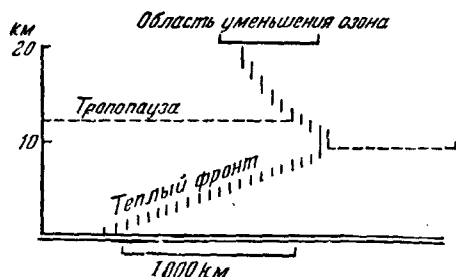


Рис. 10. Поперечный разрез атмосферы через тёплый фронт (см. рис. 8), показывающий область уменьшения количества озона.

количества озона. Можно видеть, что быстрое уменьшение озона происходит в той области, где фронт проходит в тропосфере на высоте порядка 8 км, но мы думаем, что с уменьшением озона скорее имеет

относительно фронта в момент измерения. Изоплеты количества озона показывают общее распределение озона относительно фронта. Рис. 10 представляет попытку дать разрез атмосферы под прямым углом к направлению фронта. Измерений высоты тропопавзы не производилось, так что о ней пришлось заключать по аналогии с другими подобными случаями. Линия в верхней части диаграммы указывает область относительно положения фронта, в которой имеет место наиболее быстрое уменьшение

непосредственную связь продолжение фронта в стратосферу. Нет никаких сведений о наклоне фронта в стратосфере, но вероятным является наклон назад, над тёплым воздухом. Также нет никаких сведений о толщине переходной области, занятой фронтом.

Этот случай был выбран с целью показать большие изменения количества озона при прохождении тёплого фронта, а также, что,

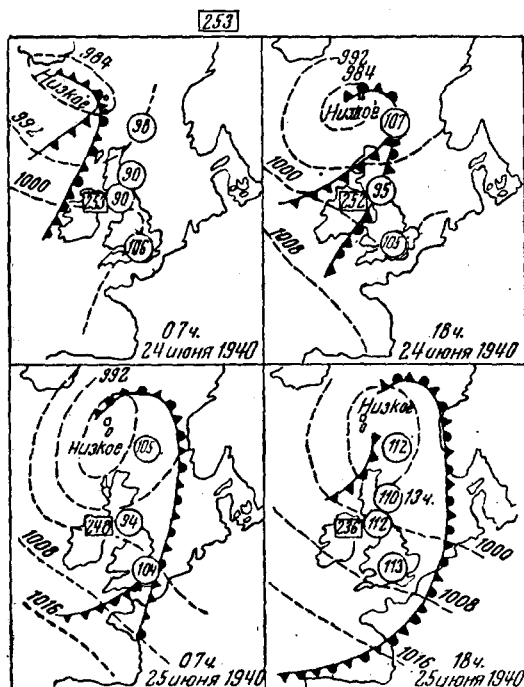


Рис. 11. Синоптические карты, показывающие прохождение холодного фронта и увеличение количества озона за фронтом. Количество озона указаны в процентах от среднего сезонного значения.

ный фронт обычно наклонён назад, но под большим углом, чем тёплый фронт, изменение количества озона наблюдается вскоре после прохождения холодного фронта на поверхности. Как и в случае тёплого фронта, не все холодные фронты показывают изменения содержания озона; эти случаи опять-таки объясняются предположением, что холодный фронт не распространяется вверх, в стратосферу.

На рис. 11 и 12 показан типичный случай прохождения холодного фронта*). В этом случае увеличение озонного содержания

*) Заметим, что этот фронт показан как окклюзия. Это вызвано тем, что он исторически был связан с тёплым фронтом, но он обладает всеми

как правило, первым сигналом о приближении тёплого фронта, который можно получить из наземных наблюдений, является уменьшение содержания озона, которое наблюдается до начала уменьшения давления и часто до появления каких бы то ни было фронтальных облаков. Однако бывают редкие случаи отмеченных тёплых фронтов, которые не обнаруживают этих изменений озона; можно предполагать, что такие фронты не распространяются вверх, в стратосферу.

В случае холодных фронтов изменения озона, как и следовало ожидать, имеют, вообще говоря, обратный характер по отношению к изменениям при тёплом фронте; обычно при прохождении холодного фронта содержание озона увеличивается.

Далее, поскольку холод-

было отчётливо отмечено и в Оксфорде и в Эскдалемюре, и все наблюдения были сделаны с хорошей точностью. Следует отметить, что увеличение в Эскдалемюре было исключительно быстрым. Рис. 12 представляет попытку изобразить разрез атмосферы под прямым углом к холодному фронту, хотя не было надёжных данных, которые позволили бы фиксировать с большой точностью положение холодного фронта в высоких слоях воздуха. Также и высоту тропопаузы пришлось определять предположительно из наблюдений, сделанных на некотором расстоянии от фронта. Положение фронта в тропосфере, как и на рис. 10, фиксировано на основании таких метеорологических данных, которые заслуживают доверия, но положение фронта выше тропопаузы определялось единственно на основании рассмотрения изменений количества озона. Возможно, что фронтальная область является в высоких слоях атмосферы более размытой, чем вблизи поверхности земли.



Рис. 12. Поперечный разрез атмосферы через холодный фронт (см. рис. 11), показывающий область увеличения количества озона.

В некоторых случаях увеличение содержания озона начиналось, явно опережая предполагаемое положение холодного фронта на поверхности земли, но во многих из этих случаев температура высоких слоёв атмосферы также начинала падать до холодного фронта, что указывает на то, что действительно уже имела место смена воздушных масс. Особенно интересен один случай, когда при совершенно безоблачном небе было наблюдеено увеличение озона и лишь несколько часов спустя пришёл холодный фронт. Высокий холодный фронт прошёл на восток—северо-восток над Британскими островами, сопровождаемый на дистанции около 100 миль холодным фронтом у поверхности земли, причём второй холодный фронт постепенно догонял первый. Верхний холодный фронт достиг Оксфорда около 19—00 час. Там появилось много alto-cumulus castellatus и некоторое количество башенкообразных кучевых облаков с весьма высоко расположенными основаниями. Второй фронт прошёл около 21 час. Результаты измерений содержания озона и сведения об изменениях погоды указаны в таблице 2 и на рис. 13.

Не приходится сомневаться в том, что увеличение содержания озона в 15—06 было связано с верхним холодным фронтом, который

характеристиками действительно холодного фронта. Смотри температуры в северо-западной Ирландии.

Таблица 2

Время	Озон в процентах сезонной средней нормы	Погода	
06—07	90	Безоблачно	Безветренно
07—27	91	»	»
08—51	90	»	»
10—43	89	»	»
12—26	91	»	Ветер западный 1 балла
15—06	100	»	» южный 2 балла
16—37	98	Следы разорванно-кучевых	» » 2 балла
18—18	94	2/10 высоко-кучевые	
19—00	—	Много alto-cumulus castellatus с башенкообразными кучевыми, имеющими весьма высокие основания	
20—00	—		
21—00 приблизительно			Начался сильный северный ветер

4 часами позже прошёл над станцией. В этом случае не было никаких указаний на уменьшение температуры высоких слоёв воздуха, которое упреждало бы предполагаемое положение фронта у поверхности земли, но это могло просто ускользнуть от внимания.

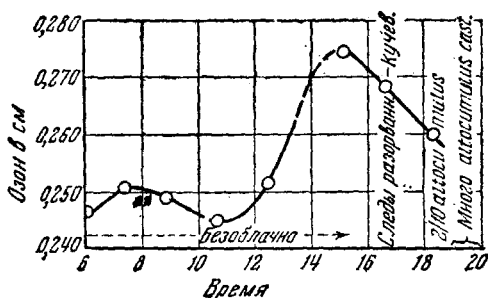


Рис. 13. Изменения количества озона в атмосфере при безоблачном небе, упреждающие верхний холодный фронт, 6 июня 1942 г.

Обратимся теперь к изменениям количества озона в воздухе при прохождении окклюзии над станцией наблюдения. Было установлено, что явления, которые обычно все называют окклюзиями, могут быть подразделены, соответственно их влиянию на содержание озона, на три группы:

1) Действительные окклюзии, представляющие верхнее

продолжение тёплого сектора депрессии, язык тёплого воздуха, простирающийся вверх, явно обгоняя конечность тёплого сектора на уровне земли. Такие окклюзии (как и следовало ожидать) показывают уменьшение содержания озона, часто распространяющееся на несколько сот миль впереди тёплого сектора у поверхности земли

2) Некоторые окклюзии не оказывают никакого влияния на содержание озона; предположительно, они не простираются до стратосферных высот.

3) Некоторые окклюзии показывают заметное возрастание количества озона во время прохождения окклюзии над станцией наблюдения. Увеличение может составлять 25% и более от начального количества озона и обычно сохраняется лишь в течение немногих часов, но если окклюзия является почти стационарной, то высокое содержание озона может удерживаться в течение целого дня. Окклюзии

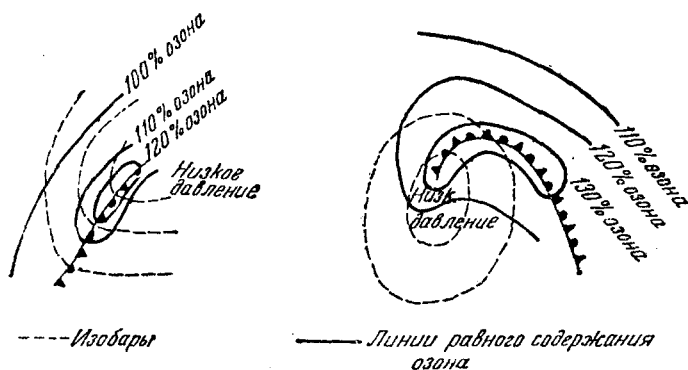


Рис. 14. Составная диаграмма распределения озона относительно некоторых типов окклюзии.

этого третьего рода либо могут быть связаны с тёплым сектором на некотором расстоянии от центра депрессии, либо они вообще не могут быть связаны ни с каким тёплым сектором. Во всех случаях воздух над окклюзией представляется скорее холодным, чем тёплым. Рис. 14 представляет обобщённую диаграмму, показывающую распределение озона вокруг окклюзии третьего типа.

Было обнаружено весьма большое увеличение озона (в этом случае следует считать, что оно имеет место в тропосфере) во время гроз и при кучевых и слоисто-кучевых облаках. Естественно было выяснить, не связаны ли с такими локально образующимися озон окклюзиями электрические возмущения? Однако многие окклюзии, показывающие типичное увеличение озона, сопровождаются лишь моросью или небольшим дождём и не оказывают никакого влияния на ход барометра, так что грозовые условия неправдоподобны.

Очень редко заметный рост количества озона, подобный тому, как при окклюзии, наблюдался в совершенно ясную погоду, когда не было никаких признаков фронта или грозового состояния, которые могли бы вызвать этот рост. Типичный пример дан в таблице 3, где все измерения, за исключением первых двух и последнего, были сделаны по прямой солнечной радиации. Наблюдения происходили

вблизи центра антициклона. После полудня образовались мощные кучевые облака, но безусловно уже после максимальных величин озона.

Таблица 3

Время	Озон в % от нормы	Облака	Время	Озон в % от нормы	Облака
06—03	94	Сз. 7/10 Ас.	13—35	109	4/10 мощные Си.
07—20	95	8/10 Ас.	14—23	105	5/10 мощные Си.
09—17	96	6/10 Ас.	15—12	104	4/10 мощные Си.
11—10	106	3/10 Си.	16—18	101	небольшие Си.
12—34	111	Tr. Cl. 3/10 Си.	18—22	97	5/10 Си. и Fc.
12—40	111	Tr. Cl. 3/10 Си.			

Наконец, было установлено, что может происходить весьма большое увеличение содержания озона во время гроз. На рис. 15 приведен пример, когда две грозы прошли друг за другом прямо над го-

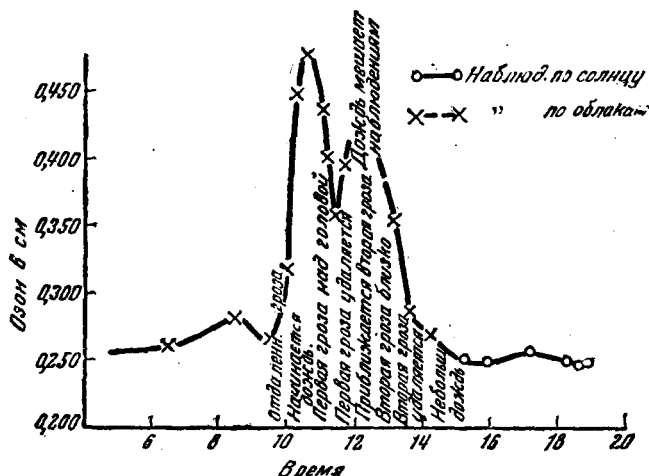


Рис. 15. Большое возрастание количества озона во время грозы 13 июля 1941 г.

ловой и вызвали очень большое возрастание содержания озона в атмосфере. Нужно помнить, что такие измерения приходится делать при облачном небе и их точность много меньше, чем по прямому солнечному свету. Однако влияние ошибки, вероятно, скорее уменьшает, чем увеличивает результат измерений. Большая часть образующегося при грозе озона, вероятно, находится в пределах грозовых облаков, но не в стратосфере. В этом случае он не должен играть

никакой роли в балансе радиации в пределах стратосферы. Далее, было найдено, что кучевые и частично слоисто-кучевые облака, хотя и не сопровождаются молниями, обычно вызывают высокое содержание озона; при рассмотрении изменений температуры стратосферы, вызываемых изменениями наблюдаемых количеств озона, наблюдения, подобным образом испытывавшие местные влияния электрических разрядов, должны исключаться.

В ранее опубликованной работе один из нас дал диаграмму, показывающую среднее распределение озона вокруг типичного циклона и антициклона. Дальнейшие наблюдения сделали возможным представить распределение озона отдельно для типичной депрессии, имеющей тёплый сектор, и для депрессии, полностью окклюзированной и имеющей только холодный воздух, связанный с ней. Рис. 16 показывает эти результаты. В случае окклюзированной депрессии нет участков, где количество озона было бы меньше сезонной нормы, причём максимум озона располагается впереди центра депрессии, а не позади её, как это имеет место в случае депрессии с тёплым сектором.

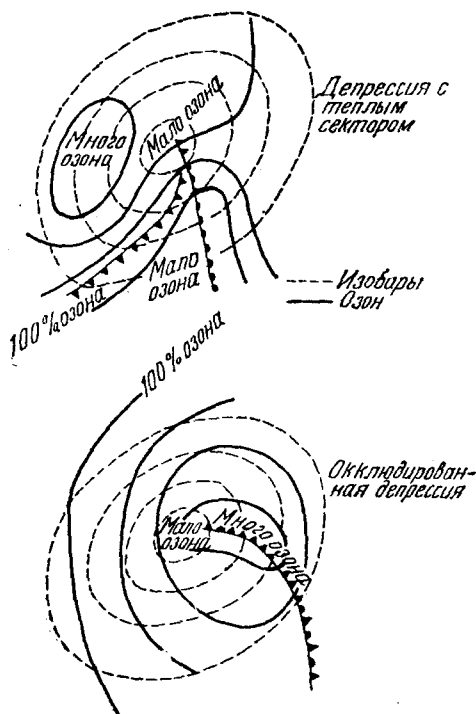


Рис. 16. Составная диаграмма, показывающая распределение озона вокруг типичного молодого циклона с хорошо выраженным тёплым сектором и вокруг старого окклюзированного циклона.

с) Углекислый газ

Концентрация углекислого газа в незагрязнённом воздухе во всех пунктах земного шара, где производились измерения, составляет около 0,03% по объёму (Панет, 1939; Каллендер, 1938). Есть все основания предполагать, что во всей толще тропосферы, где так сильна турбулентность, концентрация этого газа такая же. Анализ проб воздуха, взятых из стратосферы, выполненный Глюкауфом (1944), показал, что нет никаких различий в концентрации углекислого газа

в стратосфере и у земли. Измерения отношения концентраций гелия и кислорода в атмосфере выше 20 км показали, что на этих высотах происходит достаточно сильное перемешивание воздуха, чтобы предотвратить заметное разделение газов силою тяжести, так что единственное, что можно предположить об относительной концентрации углекислого газа, это то, что она остаётся неизменной и на этих больших высотах.

Гигрометр, основанный на точке льда и описанный в параграфе II, (а), может быть использован и для измерений концентрации углекислого газа в воздухе. Если быстро охладить напёрсток в сухом воздухе, в таком, какой находится в стратосфере, до очень низкой температуры, то количество льда, осаждающегося на нём, будет небольшим и не помешает ясно наблюдать точку осаждения твёрдой углекислоты. Концентрация углекислого газа в стратосфере много больше, чем концентрация водяного пара, и точка отложения может быть определена очень тщательно. До настоящего времени сделано лишь немного и притом довольно грубых измерений концентрации углекислого газа в стратосфере; эти измерения показывают, что концентрация составляет около 0,03% по объёму, как этого и следовало ожидать.

В III части всюду предполагается, что концентрация углекислого газа остаётся постоянной во всех частях атмосферы.

III. МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ РАССМОТРЕНИЕ ВОПРОСА

В предыдущих разделах были описаны те приборы, с помощью которых можно производить точные измерения количества трёх важных газов — водяного пара, углекислого газа и озона — на всех высотах атмосферы, какие могут быть достигнуты многоместными самолётами. Существуют достаточные научные кадры для дальнейшего ведения такой работы, и поэтому избранный путь представляется ясным: он приведёт к значительному увеличению наших знаний в обсуждаемой области. Несомненно, что он представляет большой научный интерес и, может быть, приобретёт практическое значение для метеорологии.

1. Относительная значимость различных газов в стратосфере

Поскольку поглощение, производимое данной массой газа, зависит от давления и температуры, представляются совершенно необходимыми измерения коэффициента поглощения для инфракрасной радиации именно при тех условиях, которые являются преобладающими в высоких слоях атмосферы. Обычно поглощение изменяется пропорционально корню квадратному из полного давления, но Стронг (1941) показал, что поглощение в пределах полосы 9,7 м озона изменяется пропорционально корню четвёртой степени из полного давления. Далее, когда радиация, соответствующая некоторой полосе поглощения, проходит через

среду, которая одинаково поглощает все длины волн этой полосы, то ослабление радиации, конечно, происходит по закону e^{-kx} (где k — коэффициент поглощения среды и x — масса, пересекаемая лучом). Однако, если в действительности полоса поглощения состоит из ряда отдельных линий, то ясно, что этот закон не выполняется. В тех случаях, когда поглощение настолько мало, что даже в центре линии оно не является полным, частичное поглощение может считаться пропорциональным x ; когда поглощение больше указанного, но линии, из которых состоит полоса, удалены друг от друга на расстояние, большее их ширины (обычно в тех случаях, когда поглощение составляет от 10 до 50%), частичное поглощение приблизительно пропор-

ционально $x^{\frac{1}{2}}$; в тех случаях, когда линии налегают друг на друга и поглощение велико, частичное поглощение изменяется медленнее, чем $x^{\frac{1}{2}}$ (Коулинг, 1943). Всё это показывает, что в настоящее время нет возможности дать точные количественные результаты и приходится ограничиваться указанием на общие качественные выводы.

При рассмотрении роли, какую играют в вопросах метеорологии стратосферы водяной пар, углекислый газ и озон, необходимо попытаться оценить величину энергии, поглощаемой каждым из этих газов. Симпсон (1928) дал оценку величины земного излучения, достигающего до верхней части стратосферы и её спектрального состава. По его совету мы изменили эти ре-

зультаты, получив оценку радиации, достигающей нижней поверхности стратосферы. Этот результат представлен кривой на рис. 17, проведённой толстой линией: она даёт энергию для различных длин волн, из которой нужно исходить при вычислении поглощения газами в стратосфере. Каждый газ будет рассмотрен по очереди.

Озон. Надёжно установлен наблюдениями факт поглощения озоном в области между 9,3 и 10,2 μ . Адель и Лампланд (1940), Адель (1942) и Стронг (1939) исследовали поглощение солнечных лучей в этой полосе и нашли, что в центре полосы поглощается

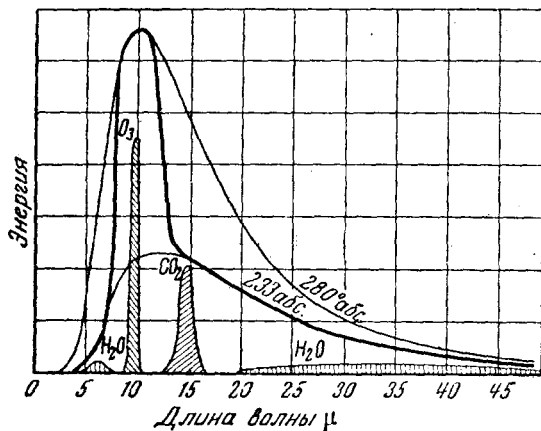


Рис. 17. Примерное распределение энергии в спектре излучения, идущего снизу сквозь нижние слои стратосферы.

50—60% приходящейся энергии. Поэтому для уходящей диффузной радиации, для которой эффективная длина пути должна быть примерно удвоена, поглощение будет составлять 70—80%. Заштрихованная площадь между 9 и 10 μ на рис. 17 представляет полное количество энергии, которая, как можно полагать, поглощается атмосферным озоном из потока уходящего земного излучения. Чтобы получить величину энергии, поглощаемой озоном на некотором уровне, необходимо учитывать как поглощательную способность озона на этом уровне, так и интенсивность радиации, проходящей через него. Для оценки этой последней следует принимать в расчёт поглощение и реэмиссию излучения озоном как в более высоких слоях, так и в более низких. В таблице 4 приведены значения поглощательной способности озона на разных уровнях, вычисленные в предположении, что она изменяется пропорционально корню квадратному из концентрации озона и корню четвёртой степени из величины полного давления. Эта таблица ясно показывает, что большая часть энергии длины волны от 9 и до 10 μ поглощается в нижних слоях стратосферы.

Таблица 4
Поглощательная способность озона на различных уровнях

Высота, км	Относительная поглощательная способность, %	Высота, км	Относительная поглощательная способность, %
5	17	25	13
10	19	30	10
15	17	35	7
20	15	40	2

Озон, находящийся в верхней тёплой области — скажем, около 50 км, — тоже излучает энергию в полосе 9,7 μ , и часть этой энергии поглощается озоном, расположенным внизу, но количество озона на этих больших высотах представляется настолько малым, что количество излучаемой энергии не имеет серьёзного значения. То же самое относится и к углекислому газу и водяному пару в верхней тёплой области; их концентрации так малы, что излучаемая ими энергия ещё менее существенна, чем в случае озона.

Углекислый газ. Симпсон (1928) дал оценку энергии, поглощаемой в полосе у 15 μ углекислым газом в стратосфере. Он показал, что для параллельно направленной радиации поглощение в центре полосы составляет около 90%, так что диффузное земное излучение этой длины волны почти целиком поглощается в стратосфере. Эльзассер (1942) также пришёл к выводу, что почти вся идущая от земли радиация в пределах полосы у 15 μ поглощается углекислым газом в стратосфере. На рис. 17 заштрихованная площадь у 15 μ примерно показывает величину энергии, поглощаемой углекислым газом в стратосфере. Поскольку и общее давление и количество углекислого газа уменьшаются с высотой, большая часть поглощённой энергии относится к нижним слоям стратосферы.

Из рис. 17 видно, что общее количество энергии, поглощаемое в стратосфере озоном и углекислым газом, представляется, грубо говоря, одинаковым.

Водяной пар. Он представляет много более трудную проблему. Много разных обстоятельств свидетельствует о том, что в действительности поглощение значительно меньше, чем это одно время представлялось, а именно:

1) Фактическая влажность, измеренная на аэропланах и описанная в параграфе II, показывает, что количество водяного пара много меньше, чем это ожидалось.

2) Адель (1942) показал, что в спектрах атмосферного поглощения имеется довольно прозрачная область уже начиная от длин волн, больших $16\ \mu$; он получил солнечный спектр на протяжении до $24\ \mu$.

3) Эффект низкого давления и низкой температуры в стратосфере уменьшает поглощение данным количеством водяного пара.

Эльзассер (1942) заключил, что на тех высотах (они относятся к области стратосферы), где углекислый газ излучает в пространство (поглощение вышележащим углекислым газом мало), радиационное действие углекислого газа равно или превосходит его величину для водяного пара.

Не лишённым основания является предположение, что энергия, поглощаемая водяным паром в стратосфере из уходящего земного излучения, приблизительно равна энергии, поглощаемой углекислым газом или озоном. На рис. 17 она указана широкими участками, заштрихованными толстыми вертикальными линиями, которые могут грубо представить поглощение водяным паром.

Хотя для этого требуются более точные данные, всё же не является необоснованным предположение, высказанное ещё лордом Чэрвеллом (Линдемани, 1919), что водяной пар, углекислый газ и озон являются примерно одинаково важными в балансе излучения в стратосфере и что фактическая равновесная температура зависит от относительной концентрации этих трёх газов.

Имеется одно обстоятельство, о котором никогда не следует забывать, а именно, что температура стратосферы может изменяться вследствие поглощения и излучения лишь очень медленно. Полная величина энергии, идущей от земли сквозь стратосферу, может быть принята осреднённо равной примерно $0,3\ \text{кал/см}^2\ \text{мин}$ и полная энергия, поглощённая как углекислым газом, так и озоном, составляет вряд ли больше 5% от этой величины (мы предполагаем, что энергия, поглощённая водяным паром, составляет тоже примерно такую же величину). Даже если предположить, что вся эта радиация поглощается в слое между 10 и 15 км и что не происходит никаких потерь энергии путём излучения, температура этого слоя будет повышаться только примерно на $0,6^\circ$ в сутки. Фактические изменения, обуславливаемые увеличением или уменьшением поглощения, должны быть ещё много меньшими, так что весьма малые термодинамические

изменения температуры, производимые восходящими или нисходящими потоками, могут дать сравнимый по величине эффект.

Ниже рассматривается, как наблюдаемые изменения в условиях, существующих в стратосфере, могут быть объяснены изменением в относительном количестве трёх поглощающих газов. Концентрация углекислого газа, вероятно, изменяется очень мало, и без особых опасений можно предположить, что она остаётся постоянной.

Поскольку слишком мало известно об изменениях количества водяного пара в различных условиях, приходится пренебречь им, хотя из-за этого могут возникнуть значительные ошибки. Во всяком случае, следующие явления согласуются с гипотезой, что увеличение концентрации озона вызывает увеличение температуры в стратосфере и *vice versa*. (Следует заметить, что процентные изменения концентрации озона в нижних слоях стратосферы представляются примерно вдвое большими, чем процентные изменения всего озона.)

2) Годовые изменения температуры стратосферы

На рис. 18 показаны годовые изменения температуры воздуха в стратосфере и в верхней и нижней тропосфере. Данные получены

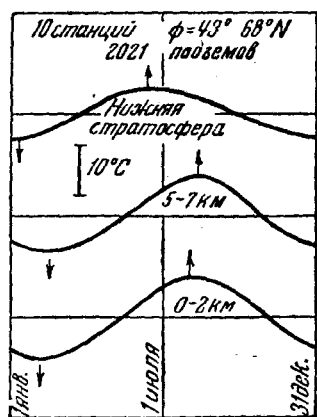


Рис. 18. Годовые изменения температуры в тропосфере и стратосфере.

более чем из 2000 подъёмов, сделанных на десяти станциях на широтах между 43°N и 68°N . Если, далее, подразделить станции на три группы, соответственно их широте, то в каждой группе мы находим одинаковые характеристики. Это создаёт уверенность, что они действительно являются репрезентативными. Земная поверхность нагревается солнечной радиацией, и следует ожидать, что максимум и минимум температуры земной поверхности должны иметь место после солнцестояния. Нижняя тропосфера нагревается главным образом от поверхности земли путём конвекции и конденсации водяного пара, и максимум и минимум её температуры располагаются соответственно тепловому режиму земной поверхности, с некоторым отставанием. Под-

нимаясь ещё ступенькой выше, мы находим, что верхняя тропосфера нагревается нижней тропосферой, и опять налицо дальнейшее отставание в фазе. Однако, если мы сделаем следующий шаг вверх, в нижнюю стратосферу, то мы найдём большое отличие: максимум и минимум температуры сдвинуты обратно, ко времени солнцестояний. Кажется бы, есть все основания думать, что нижняя стратосфера

нагревается главным образом путём поглощения радиации, идущей из тропосферы и от земной поверхности, а эта радиация имеет максимум и минимум много позже солнцестояний. Если поглощательная способность воздуха в стратосфере остаётся постоянной, то следовало бы ожидать, что мы найдём максимум и минимум температуры сдвинутыми в сторону более поздних месяцев относительно максимума и минимума в тропосфере. Если же, однако, озон играет существенную роль в поглощении инфракрасной радиации в стратосфере, то следует ожидать как раз таких годовых изменений температуры, какие наблюдаются в действительности. Поскольку озон имеет максимум весной, а минимум осенью, количество озона, скажем, за месяц до летнего солнцестояния, должно быть больше, чем через месяц после него, а это поднимает температуру стратосферы до солнцестояния по сравнению с температурой после солнцестояния.

Этот вопрос можно трактовать различным способом. Температура тропосферы во время весеннего равноденствия примерно на 8°C ниже, чем во время осеннего равноденствия, так что можно ожидать, что равновесная температура стратосферы весной будет тоже на 8°C меньше, чем осенью (та часть уходящей в верхние слои атмосферы радиации, которая идёт от поверхности земли, весной также должна быть заметно меньше, чем осенью). В действительности же, однако, температура стратосферы весной и осенью почти точно одинакова. В умеренных широтах общее содержание озона в вертикальном столбе воздуха весной примерно на $0,08\text{ см}$ больше, чем осенью, так что, пренебрегая изменениями концентрации водяного пара, именно это обстоятельство представляется причиной повышения температуры нижних слоёв стратосферы примерно на 8°C ; другими словами, $0,010\text{ см}$ озона повышает температуру на 1°C (конечно, большая часть этого количества озона находится в более высоких слоях, чем нижняя стратосфера, и не принимает участия в её нагревании).

3) Годовые изменения высоты тропопаузы

Тропопауза имеет наименьшую высоту весной и наибольшую осенью. Это можно сразу же объяснить, если принять гипотезу, что тропопауза является переходным слоем между верхней областью, где температура определяется лучистым равновесием, и нижней областью, где температура определяется температурой поверхности земли и переносом тепла вверх путём турбулентности и т. п.

Если бы в стратосфере не было вовсе озона и её поглощательная способность оставалась бы неизменной в течение всего года, то годовые изменения температуры происходили бы с некоторым отставанием относительно годовых изменений температуры в верхней тропосфере, подобно тому как эти последние отстают от годовых изменений температуры в нижней тропосфере, и т. д. Это привело бы к таким годовым изменениям высоты тропопаузы, что максимум высоты имел

бы место летом, а минимум — зимой. Если же, однако, наличие озона приводит к максимуму и минимуму температуры стратосферы во время солнцестояний, то следует ожидать, что высота тропопаузы будет наименьшей весной и наибольшей осенью, как это и наблюдается в действительности.

4) Широтные изменения температуры стратосферы и высоты тропопаузы

Относительно большое содержание озона в атмосфере, имеющее место на больших широтах, должно создавать, с точки зрения развиваемой здесь гипотезы, наблюдаемое превышение температуры стратосферы в этой области сравнительно с температурой стратосферы вблизи экватора. В среднем за год полное количество озона на широте $60-70^{\circ}\text{N}$ на $0,130\text{ с.м}$ превышает количество озона над экватором, а температура стратосферы превышает на 30°C . Это указывает (если отвлечься от влияния различий в содержании влаги, которые остаются ещё неизвестными) на то, что увеличение количества озона на $0,004\text{ с.м}$ приводит к увеличению температуры на 1°C . Рассматривая годовые изменения температуры в умеренных широтах, мы пришли к заключению, что увеличение количества озона на $0,010\text{ с.м}$ должно создавать повышение на 1°C . Это совпадение можно считать хорошим, поскольку пренебрегалось влиянием многих других факторов. Увеличение температуры стратосферы должно также приводить к уменьшению высоты тропопаузы на больших широтах.

5) Изменение температуры с высотой в стратосфере

Интенсивность земного излучения, проходящего сквозь стратосферу, должна постепенно уменьшаться по мере увеличения высоты из-за обратного излучения вниз части поглощаемой энергии. Если бы состав стратосферы был бы одинаковым на всех высотах, то следовало бы ожидать постепенного уменьшения температуры с высотой. В действительности же, исключая лишь весьма высокие слои, температура остаётся постоянной на различных высотах или даже слегка увеличивается с высотой*), как это показано Дайнсом (1928) и Самуэлем (1929). Известно, что абсолютная концентрация углекислого газа и водяных паров должна уменьшаться с высотой, в то время как концентрация озона заметно возрастает. Это изменение относительного количества указанных поглощающих газов может вызвать увеличение температуры в высоких слоях, так что отсутствие уменьшения температуры с высотой не должно казаться удивительным. Возможно, что уже на вы-

*) Несомненно, что наблюдаемое повышение температуры с высотой не вызывается недостаточной вентиляцией термометров и нагреванием прямыми солнечными лучами на больших высотах. Увеличение температуры наблюдается не только днём, но и ночью, так что есть все основания считать этот эффект реальным.

соте порядка 20 км поглощение ультрафиолетовых солнечных лучей озоном также может создавать некоторое нагревание, хотя, конечно, в гораздо большей степени нагревание таким способом должно иметь место в слоях, лежащих на 15—20 км выше.

Часто высказывается предположение, что различие температуры стратосферы в низких и высоких широтах обусловлено процессами общей циркуляции между экватором и полюсами, которые вызывают медленное поднятие воздуха в стратосфере вблизи экватора и медленное снижение вблизи полюсов. Трудно представить себе общую циркуляцию такого рода, чтобы воздух на высоте нескольких километров над тропопаузой в низких широтах не испытывал бы много большего поднятия (а вследствие этого не охлаждался бы много больше), чем воздух, располагающийся непосредственно над тропопаузой. Тот факт, что падение температуры не продолжается на больших высотах в таких восходящих потоках, указывает, что преобладающим является какой-то другой эффект. Таким преобладающим эффектом может быть только радиационный, и если есть необходимость предполагать, что радиация не играет сколько-нибудь существенной роли, то нет оснований отказываться от предположения, что разница в наблюдаемом количестве озона между экватором и полюсами является причиной температурных различий без того, чтобы постулировать наличие восходящих и нисходящих потоков.

6) Изменения содержания озона и метеорологические условия

Наблюдаемые изменения количества озона в высоких слоях воздуха бывают порой большими и быстрыми. Часто наблюдаемая связь этих изменений с прохождением «фронтов» указывает на то, что изменения озона часто обусловлены сменой «воздушных масс». Представляется несомненным, что содержание озона в данной воздушной массе претерпевает лишь медленные изменения при перемещении воздушной массы с одной широты на другую, если только нет других местных и быстрых изменений. Тот факт, что температура стратосферы может испытывать благодаря поглощению и излучению радиации лишь медленные изменения, указывает на то, что часто наблюдаемые значительные изменения температуры стратосферы в действительности обусловлены сменой воздушных масс. Общая картина представляется такой, что изменения относительной концентрации озона и водяного пара определяют медленные, распространяющиеся на большие области изменения температуры, в то время как быстрые изменения как количества озона, так и температуры, наблюдаемые в каком-либо месте, обусловлены в основном сменой воздушных масс.

В заключение можно рассмотреть три фундаментальных вопроса, поставленных Симпсоном в конце его работы «Дальнейшее исследование земного излучения», а именно:

а) Почему температура стратосферы не уменьшается с высотой?

б) Почему температура стратосферы увеличивается при переходе от низких широт к высоким?

с) Почему начало стратосферы над экватором располагается выше, чем над полярными областями?

Мы можем попытаться так ответить на эти вопросы:

а) Согласно предположению, высказанному самим Симпсоном, потому, что отношение количества водяного пара и озона уменьшается с высотой в стратосфере, что компенсирует небольшое уменьшение потока длинноволновой радиации в высоких слоях.

б) Потому, что, по причинам ещё не вполне ясным, количество озона и, возможно, отношение количества озона к количеству водяного пара больше над полярными областями, чем над экватором.

с) Потому, что распределение температуры, обусловленное турбулентным перемешиванием воздуха, распространяется над экватором до больших высот, пока не будет достигнута та температура, при которой воздух находится в лучистом равновесии.

Измерения влажности в высоких слоях воздуха были выполнены как часть работы Meteorological Research Flight of the Meteorological Office, и мы выражаем нашу признательность директору Meteorological Office за разрешение опубликовать эту часть работы. Мы также весьма признательны Officer Commanding, Aeroplane and Armament Experimental Establishment за постоянную помощь и пилотам и наблюдателям Воздушных Сил, которыми выполнялись измерения.

Измерения озона в Лервике и Эскдалемюре производились на обсерваториях Meteorological Office, а измерения в Валентии — на обсерватории Meteorological Service в Эйре: мы приносим нашу благодарность персоналу этих обсерваторий за их помощь и сотрудничество.

Вся работа выполнялась в тесном контакте с Meteorological Office, и мы выражаем нашу особенную благодарность директору за его постоянную помощь и интерес.

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- Adel, *Astrophys. Journ.* (2), **94**, 451 (1942).
Adel and Lampland, *Astrophys. Journ.*, **91**, 1 (1940).
Burton and Oliver, *Proc. Roy. Soc. A*, **153**, 166 (1936).
Callender, *Quart. Journ. Roy. Met. Soc.*, **64**, 223 (1938).
Cowling, *Rep. Progr. Phys.*, 1942/43, 29 (1943).
Dines, *Mem. Roy. Met. Soc.* (18), 2, 137 (1928).
Elsasser, *Harv. Met. Stud.*, № 6 (1942).
Gluckauf, *Nature*, 20 мая, стр. 620 (1944).
Lindemann, *Phil. Mag.*, **38**, 669 (1919).
Paneth, *Quart. Journ. Roy. Met. Soc.*, **65**, 304 (1939).
Regener, *Phys. Zschr.*, **35**, 788 (1934).
Samuels, *Mon. Weath. Rev.*, сентябрь, стр. 382, Вашингтон (1929).
Simpson, *Mem. Roy. Met. Soc.*, **3**, 21 (1928).
Strong, *Journ. Opt. Soc. Amer.*, декабрь, **29**, 520 (1939).
Strong, *Journ. Franklin Inst.*, № 2, 1 (1941).