

ставляет давление, которое при переходе через фронтальную поверхность не терпит разрыва.

Линия пересечения фронтальной поверхности с какой-либо другой поверхностью (в частности, с поверхностью уровня моря) носит название *атмосферного фронта*. В реальных условиях фронт, как показывает рис. 2.3, всегда представляет собой зону конечной ширины. Из рис. 2.3 следует, что ширина фронта $AC = AB/\operatorname{tg} \alpha$. Полагая $AB = 0,5$ км, $\operatorname{tg} \alpha = 1/100$, найдем $AC = 50$ км. Таким образом, фронт имеет ширину в несколько десятков километров. Однако по сравнению с размерами воздушных масс ширина фронта мала. По этой причине на синоптических картах фронт изображают в виде линии (кривой).

Вместе с воздушными массами перемещаются фронтальные поверхности и фронты. В зависимости от направления движения различают теплые и холодные фронты. *Теплым фронтом (ТФ)* называют такой фронт, который смещается в сторону ХМ (на рис. 2.3 слева направо). При прохождении теплого фронта через пункт наблюдения происходит потепление: на смену ХМ приходит ТМ. *Холодные фронты (ХФ)*, согласно определению перемещаются в сторону ТМ (на рис. 2.3 справа налево).

5 Атмосферный озон

Трехатомный кислород O_3 , называемый озоном, несмотря на ничтожно малое количество его, играет важную роль в физических процессах, происходящих в верхних слоях (стратосфере и мезосфере). Озон наблюдается в слое от земной поверхности до высоты около 70 км, но его основное количество сосредоточено в слое 20—55 км. Общее содержание озона X в вертикальном столбе воздуха, если его привести к нормальному давлению (1013,2 гПа) при температуре 0°C колеблется от 1 до 6 мм. Величину X называют *приведенной толщиной слоя озона* или *общим количеством озона*.

Кроме этой характеристики содержания озона используются и другие. *Плотность озона* ρ_3 обычно выражают в мкг/м^3 ($1 \text{ мкг/м}^3 = 10^{-6} \text{ г/м}^3$). Парциальное давление озона p_3 чаще всего оценивают в миллипаскалях ($1 \text{ мПа} = 10^{-3} \text{ Па} = 10^{-5} \text{ гПа}$). Если ρ_3 выражено в мкг/м^3 , а p_3 — в миллипаскалях, то, согласно уравнению состояния,

$$p_3 = 1,7322 \cdot 10^{-4} \rho_3 T.$$

Поскольку температура воздуха в слое озона изменяется относительно мало, то p_3 практически прямо пропорционально ρ_3 . Отно-

шение смеси $r_3 = \rho_3/p$ — отношение плотности озона к плотности воздуха — равно

$$r_3 = 1,6571 p_3/p,$$

где p — давление воздуха. Давление p_3 и плотность ρ_3 достигают максимума на высоте 20—26 км. Вследствие убывания p максимум r_3 расположен выше максимума p_3 , нередко выше 30 км. Средняя плотность озона в слое 0—70 км равна 90 мкг/м³, максимальная плотность 600 мкг/м³. Общая масса озона в атмосфере составляет около $3,2 \cdot 10^9$ т. Из всего потока солнечной радиации, падающей на Землю, озон поглощает около 1 %.

Озон сильно поглощает ультрафиолетовую радиацию с длинами волн 0,22—0,29 мкм (с максимумом поглощения при $\lambda = 0,255$ мкм). Коэффициенты поглощения озона в этом участке спектра настолько велики, что энергия солнечных лучей полностью поглощается уже в самой верхней части слоя озона, на высотах до 50—45 км. Благодаря этому на указанных высотах температура воздуха возрастает до значений, близких к нулю.

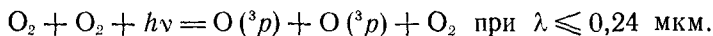
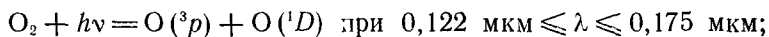
Ультрафиолетовые лучи обладают высокой биологической активностью: они убивают бактерии многих видов, вызывают загар и даже ожоги человеческой кожи, содействуют образованию в организме витамина *D*, способствующего росту и предупреждающего рахит. Однако полезными оказываются лишь небольшие дозы ультрафиолетовой радиации. Известны вредные последствия умеренного загара. И это при условии, что до земной поверхности доходит лишь ничтожная доля биологически активных лучей (с длиной волны λ от 0,29 до 0,32 мкм). Если бы не было озона, то биологически активные ультрафиолетовые лучи совершенно изменили бы все биологические процессы, а может быть, и в целом органическую жизнь на Земле.

Общее количество озона в вертикальном столбе воздуха определяется путем спектроскопических измерений интенсивности лучей данной длины волны (от 0,29 до 0,36 мкм), дошедших до земной поверхности. Если произведены измерения при двух высотах Солнца, то на основе законов ослабления солнечной радиации в атмосфере (см. главу 7) можно рассчитать приведенную толщину слоя озона.

Распределение озона по высоте (до 30 км) было изучено с помощью спектрографов, поднимаемых на шарах-зондах. В последние десятилетия измерения с помощью спектрографов произведены на ракетах. Ракетные данные позволили изучить спектр солнечной радиации в ультрафиолетовом участке и распределение плотности озона по высоте.

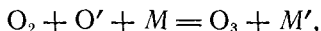
Физические и химические процессы, под влиянием которых образуется озон в атмосфере, имеют сложную природу. В атмосфере одновременно происходят процессы образования и разрушения озона.

Простейшая схема образования молекулы озона O_3 может быть представлена в следующем виде. Под влиянием поглощения ультрафиолетовой радиации происходит распад молекулы кислорода на два атома:

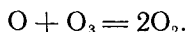
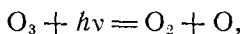


Здесь $h\nu$ — квант (порция) солнечной энергии с частотой ν , 3p , 1D — знаки уровней энергии вновь образующихся атомов.

Атомы кислорода, образовавшиеся под влиянием поглощения солнечной энергии, оказываются возбужденными (обладают большим запасом энергии по сравнению с нормальным состоянием), поэтому молекула озона может образоваться лишь при тройном соударении:



где M — молекула азота или какого-либо другого газа, воспринимающая на себя избыток энергии, выделяющейся при образовании молекулы озона. Разрушается озон вследствие реакций



Скорость разрушения озона существенно зависит от температуры: она возрастает с увеличением температуры. Установившееся распределение плотности озона будет наблюдаться тогда, когда наступит равновесие между процессами образования и разрушения озона. Равновесная концентрация озона зависит от температуры: чем ниже температура, тем выше равновесная концентрация озона, и наоборот.

Вертикальное распределение озона. Озон образуется, согласно теории, в основном выше 25 км. В более низкие слои озон поступает вследствие турбулентного перемешивания и вертикальных движений.

Плотность озона, как показывают наблюдения, мала вблизи земной поверхности и в тропосфере. С увеличением высоты она возрастает и достигает максимума в среднем на высотах 20—26 км. Выше этого уровня плотность озона убывает и практически обращается в нуль на высоте около 70 км. Типичные кривые вертикального распределения плотности озона по данным измерений с помощью озонзондов приведены на рис. 2.4. Максимум плотности озона наблюдается, согласно рис. 2.4, на высотах 23,5, 18,5 и 26 км соответственно 10 октября, 2 апреля и 14 июня.

По результатам измерения плотности озона с помощью спектрографа, подъем которого на ракете был осуществлен 1 октября 1958 г. в средних широтах Европейской территории СССР, полу-

чено следующее распределение приведенной толщины озона в слое атмосферы 1 км (X_1) и ее среднего квадратического отклонения (σ):

Z км	0—5	5—10	10—13	13—16	16—18	18—20	20—21	21—23	23—24
X_1 мм/км . . .	0,019	0,041	0,058	0,076	0,111	0,156	0,168	0,175	0,108
$10^2\sigma$ мм/км . .	0,2	0,5	0,3	0,6	0,5	0,7	0,6	0,6	0,7

Согласно приведенным данным, максимум плотности озона наблюдается на высотах 21—23 км. Общее содержание озона в слое 0—24 км по этим измерениям равно 1,87 мм.

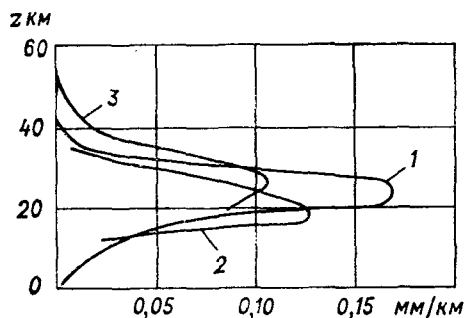


Рис. 2.4. Вертикальное распределение приведенной толщины озона (мм/км). Уайт-Сэндс.

1) 10 октября 1946 г., 2) 2 апреля 1948 г.,
3) 14 июня 1948 г.
Подъемы 1 и 2 произведены при большой высоте Солнца, подъем 3 — во время его захода.

По данным подъемов озонзондов в 1966—1968 гг. (250 зондирований) над Гальвиллем (Швейцария), получено следующее среднее распределение парциального давления озона за март ($p_{3\text{III}}$) и сентябрь ($p_{3\text{IX}}$):

p гПа . . .	900	600	300	200	100	80	60	50	40	30	20	10	5
$p_{3\text{III}}$ мПа	2,26	2,14	2,14	6,62	10,8	13,3	16,8	17,7	17,3	15,9	12,0	6,41	3,53
$p_{3\text{IX}}$ мПа	2,58	2,29	1,59	2,88	7,44	10,1	10,8	12,1	13,0	12,9	11,0	6,80	—

В марте максимум p_3 наблюдался вблизи уровня 50 гПа (или на высоте около 20,6 км), в сентябре — вблизи уровня 35 гПа (или на высоте около 22,9 км).

Можно выделить примерно четыре типа вертикального распределения озона (по А. Х. Хргиану):

1) *тропический* — максимум плотности озона расположен достаточно высоко (на высоте $z_m = 24 \div 27$ км), приведенная толщина сравнительно невелика ($X \approx 2,6$ мм);

2) *умеренный* — высота $z_m = 19 \div 21$ км, $X \approx 3,4$ мм;

3) *полярный* — очень низкое положение максимума p_3 ($z_m = 13 \div 14$ км), большая приведенная толщина ($X \approx 4$ мм и более);

4) *комбинированный* — одновременно с максимумом p_3 на высоте 19—21 км наблюдается вторичный максимум на высоте 11—

14 км, иногда превышающий первый, при этом X велико, до 6,6 мм.

На рис. 2.5 приведено среднее вертикальное распределение p_3 в меридиональной плоскости северного полушария для периодов наибольшей (март—апрель) и наименьшей (сентябрь—октябрь) приведенной толщины слоя озона. Видно, что весной над высокими широтами располагается область больших значений p_3 (вблизи $z_m \approx 16$ км значение p_3 превышает 14 мПа). Вторая об-

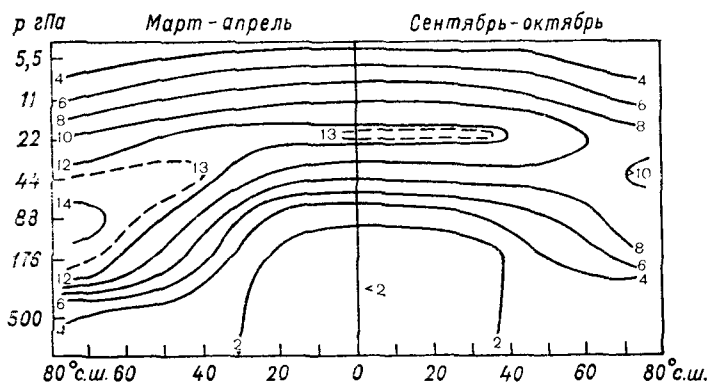


Рис. 2.5. Среднее распределение p_3 (мПа) по высоте в меридиональной плоскости северного полушария.

ласть больших значений p_3 (более 13 мПа) находится над тропическим поясом. Близкие к этим данным результаты получил болгарский ученый Р. Божков, который по наблюдениям за 1956—1966 гг. построил вертикальные разрезы поля p_3 над северным и южным полушариями как в среднем за год, так и за март—апрель и сентябрь—октябрь.

Годовой и широтный ход приведенной толщины слоя озона. Большой интерес представляет распределение озона по земному шару и его изменение во времени. Исследования последних десятилетий показали, что приведенная толщина слоя озона испытывает значительные пространственные и временные колебания. Наиболее полно изучен годовой ход и широтное распределение озона. На рис. 2.6 представлены средние месячные значения приведенной толщины слоя озона в девяти пунктах Советского Союза. Максимальные значения X на всех широтах наблюдаются весной, минимальные — осенью и зимой; с увеличением широты происходит сдвиг времени наступления максимума на более поздние месяцы.

Так, в Абастумани и Алма-Ате максимум наблюдается в феврале, в Воейково (Ленинград) — в марте, на о. Диксон — в мае.

Амплитуда годового хода X тем больше, чем севернее расположен пункт наблюдения. Чисто качественное объяснение такого хода сводится к следующему. В высоких широтах содержание озона осенью и зимой мало вследствие отсутствия притока солнечной радиации, под влиянием которой озон образуется. Полностью озон в полярной области зимой не исчезает, так как имеет место макрообмен (турбулентный и в виде воздушных течений) между низкими и высокими широтами. Весной, как только начи-

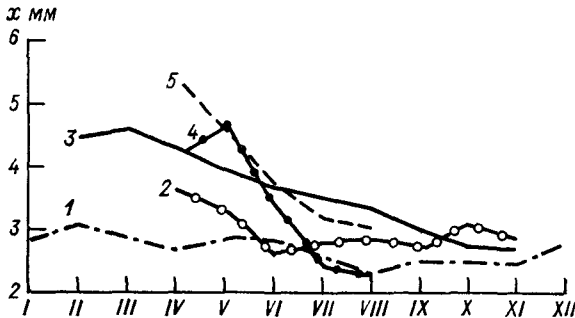


Рис. 2.6. Средние месячные значения приведенной толщины слоя озона в 1958 г.

1 — Алма-Ата, 2 — Владивосток, 3 — Ленинград, 4 — о. Диксон, 5 — «Северный полюс-6».

нает поступать в полярную область солнечная радиация, количество озона при наблюдающихся в это время очень низких температурах, замедляющих процесс озоноразрушения, быстро возрастает (процесс образования озона преобладает над разрушением). Но затем по мере увеличения температуры содержание озона начинает убывать.

Из анализа данных рис. 2.5 уже видно, что значения X зависят от широты. За приведенной толщиной слоя озона проведены наблюдения в июне 1957—1964 гг. на ряде наземных пунктов, а 17 и 18 июня 1966 г. с ИСЗ «Космос-121» (за двое суток спутник совершил 32 оборота вокруг Земли). Полученные данные осреднены по интервалам широты 5° . В результате расчетов получены следующие значения приведенной толщины слоя озона по данным наземных (X_n) и спутниковых (X_c) наблюдений (по А. Х. Хргиану и др.):

φ°	20 ю.	15	10	5 ю.	0	5 с.	10	15	20
X_n мм	—	—	2,50	2,65	2,55	—	2,61	—	2,73
X_c мм	3,06	2,93	2,81	2,84	2,75	2,64	2,59	2,61	2,58

φ°	25	30	35	40	45	50	55	60 с.
X_n мм	2,75	2,87	3,25	3,32	3,45	3,62	3,70	3,50
X_c мм	2,62	2,68	2,85	3,14	3,47	3,56	3,66	3,90

Приведенные данные показывают, что между X_n и X_c наблюдается удовлетворительная согласованность. Общая закономерность сводится к тому, что с увеличением широты (в обоих полушариях) приведенная толщина слоя озона увеличивается. Наименьшие значения X_c , близкие к 2,60 мм, наблюдаются в области 7—23° с. ш. К северу и югу от этой области X_c растет, достигая 3,90 мм на 60° с. ш. и 3,06 мм на 20° ю. ш. При этом вблизи 35° с. ш. происходит наиболее резкое возрастание X_c . Анализ карт приведенной толщины слоя озона за 17 и 18 июня 1966 г. показал, что в умеренных широтах X_c распределено достаточно симметрично относительно полюса.

Из данных о приведенной толщине озона, обобщающих наблюдения по всему земному шару за 1957—1969 гг., следует, что X велико в высоких широтах северного полушария, особенно между 70 и 75° с. ш. В зоне 35° с. ш. — 35° ю. ш. приведенная толщина слоя озона сравнительно мала, к югу от этой зоны X вновь растет и достигает максимума в поясе 50—60° ю. ш.

Кроме зависимости от широты и времени года, установлена связь между количеством озона и различными метеорологическими величинами и атмосферными явлениями. Так, Добсон впервые обратил внимание на связь содержания озона с типами воздушных масс: для масс арктического происхождения характерны повышенные значения приведенной толщины слоя озона, для масс тропического происхождения — пониженные. Анализ материалов наблюдений последних лет привел к заключению, что в струйных течениях вообще и на их циклонической (более холодной, северной) периферии в особенности количество озона значительно больше, чем вне струйных течений¹.

По данным наблюдений на 12 станциях Северной Америки за 1963—1965 гг. (846 подъемов озонозондов), на высотах 10—20 км в левой, северной части струйного течения наблюдаются положительные отклонения p_3 (1,0—1,5 мПа) от средних сезонных значений, а в правой, южной — отрицательные (до 2,5 мПа). На других высотах знак отклонения p_3 один и тот же (чаще положительный) в северной и южной частях струйного течения. Наиболее отчетливо влияние струи и на распределение p_3 выражено весной и осенью.

Коэффициенты корреляции также отражают наличие связи между содержанием озона и различными метеорологическими величинами. Так, коэффициент корреляции r между X и температурой на различных уровнях (3, 6 и 9 км) тропосферы достаточно высок по абсолютной величине: в марте—октябре (в Воейково) он соответственно равен —0,75, —0,74 и —0,75. Между X и температурой стратосферы существует прямая связь ($r > 0$), однако коэффици-

¹ Определение и характеристика струйных течений даны в п. 6 главы 20.

енты корреляции меньше по абсолютной величине, чем в тропосфере. Например, в Воейково в июле—октябре на высотах 12, 15 и 20 км они заключены между 0,3 и 0,6.

Достаточно хорошо выражена обратная связь ($r < 0$) между X и давлением (коэффициенты корреляции в апреле и мае на высотах 12, 15 и 20 км равны соответственно $-0,78$, $-0,84$ и $-0,79$), а также между X и высотой тропопаузы ($r = -0,79$), между X и толщиной слоя, заключенного между изобарическими поверхностями 500 и 300 гПа ($r = -0,77$ в марте—октябре).

Исследована связь X с так называемым индексом циркуляции α в широтной зоне $40-65^\circ$ с. ш. Последний характеризует скорость зонального (вдоль кругов широты) переноса воздушных масс. Из рассчитанных 105 коэффициентов корреляции между X и α в 37 случаях он оказался положительным, а в 68 — отрицательным. Наибольшие абсолютные значения r относятся, как правило, к высоким уровням (100 и 50 гПа для южных станций, 200 и 300 гПа для северных). В южной части широтной зоны $40-65^\circ$ с. ш. преобладает обратная связь между X и α ($r < 0$), в северной — прямая ($r > 0$). Объясняется это тем, что уменьшение индекса циркуляции отражает увеличение скорости переноса воздушных масс вдоль меридианов, что способствует выравниванию содержания озона между низкими и высокими широтами. Так как X в основном с широтой увеличивается, то выравнивание сопровождается ростом количества озона на юге и уменьшением его на севере (всюду имеется в виду северное полушарие).

Увеличение общего содержания озона в струйных течениях Г. П. Гущин объясняет вертикальным турбулентным обменом, который в них сильно развит. С усилением турбулентного обмена увеличивается поток озона из стратосферы в тропосферу. Поскольку в верхних слоях (выше 25—30 км) происходит непрерывное образование озона, восполняющее отток его вниз, рост интенсивности турбулентного обмена сопровождается увеличением содержания озона в тропосфере и во всем вертикальном столбе атмосферы.

Анализ материалов наблюдений за озоном указывает на то, что турбулентный обмен (как вертикальный, так и горизонтальный) и вертикальные движения играют важную роль в перераспределении количества озона между различными слоями и зонами атмосферы, а также в изменении его содержания во времени. Дальнейшее развитие теории (по пути построения которой сделаны лишь первые шаги), учитывающей турбулентный обмен и вертикальные движения, поможет дать более полное объяснение наблюдаемым особенностям распределения озона, а затем и предсказывать изменение содержания озона над всем земным шаром.

В последнее время выдвинута гипотеза аэрозольного происхождения озона. Сущность ее сводится к тому, что при испарении жидких аэрозольных частиц образуется свободный радикал ОН ,

последующее соединение которого с водяным паром и кислородом приводит к возникновению озона (одна из возможных схем такова: $\text{OH} + \text{H}_2\text{O} + \text{O}_2 + \text{M} \rightarrow \text{O}_3 + \text{H}_3\text{O} + \text{M}$; здесь M — нейтральная частица). На основе этой гипотезы удастся объяснить ряд известных из наблюдений фактов: увеличение количества озона при фёне, рассеивании тумана, дымки или низкой облачности; наличие вторичного максимума концентрации озона в области тропосферы и др. В подобных случаях наблюдается повышение температуры и испарение жидких аэрозолей, концентрация которых перед этим была повышенной.