

Лекция 12. СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ АТМОСФЕРЫ

(по книгам Акасофу - Чепмена и Криволицкого – Куницына)

В 12-ой лекции обсуждаются такие вопросы, как структура атмосферы, её температура, циркуляция, атмосферные волны и т.п.

Атмосфера нашей планеты служит средой обитания для различных форм жизни на её поверхности и является переходной зоной между космическим пространством и Землей. Человека с давних пор занимали такие явления, как изменения погоды, яркие закаты, радуга, полярные сияния и т.д.

Нижняя часть атмосферы постоянно изучается в рамках метеорологических программ, координируемых Всемирной метеорологической организацией (ВМО). С появлением ракет и спутников стало возможным изучение верхней атмосферы, что послужило началом нового этапа в изучении атмосферы Земли.

Область, расположенная между поверхностью Земли и приблизительно уровнем 10 км (на экваторе 15-17 км) называется тропосферой и характеризуется убыванием температуры с высотой. Область, находящаяся выше (до 100 км) км, называется средней атмосферой. Эта область гораздо более чувствительна к воздействию внешних факторов, таких как изменение солнечной активности либо выброс каких-либо веществ на некоторой высоте или на поверхности Земли. Выше 100 км начинается диффузионное разделение газовых составляющих атмосферы.

Одним из наиболее важных элементов средней атмосферы является озон – единственная компонента, способная эффективно поглощать солнечное ультрафиолетовое излучение в области 250-300 нм, предохраняя растения и животный мир от опасной радиации. Благодаря этому вопрос о стабильности озонового слоя (с максимумом, расположенным примерно на высоте 20-25 км) является одним из центральных в понимании физики средней атмосферы.

С течением времени земная атмосфера к настоящему времени существенно изменилась. Детали этого процесса, однако, еще недостаточно хорошо установлены и по некоторым вопросам существуют различные точки зрения. Имеются указания на то, что атмосфера Земли имеет вторичное происхождение (т. е. образовалась за счет постепенного выхода газов из внутренних частей планеты), а не первичное (связанное с образованием атмосферы непосредственно в период образования Земли). Частично это предположение подтверждается фактом пониженного содержания на Земле инертных газов, таких как He, Ne, Ar, и Kr, по сравнению с их распространенностью в Солнечной системе. Процессы, которые могли бы удалить эти пассивные в химическом отношении компоненты из атмосферы пока неизвестны, поскольку, по-видимому, содержание их в атмосфере Земли всегда существенно меньше, чем всюду в Солнечной системе.

Состав газов, выделяющихся из твердой земли, особенно степень их окисления, зависит от количества свободного железа в коре и верхней мантии. Поскольку верхняя мантия не содержит свободного железа, вулканические газы в основном окислены и содержат гораздо больше водяного пара, чем водорода и углеводородов, а также больше двуокиси углерода, чем окиси углерода. Однако атмосфера могла образоваться так давно, что состав мантии, возможно, отличался от того, который мы имеем сегодня. Действительно, геологические представления – рост земной коры и океанов, расположение осадочных пород – указывают на то, что дегазация происходила главным образом на ранней стадии истории нашей планеты. Исследования ядра (особенно высокое содержание никеля) позволили предположить, что мантия никогда не содержала большого количества железа, и, следовательно, можно считать, что степень окисления выбрасываемых газов близка к той, которая наблюдается при вулканических выбросах сегодня.

Считается, что современные вулканы выбрасывают большое количество CO_2 , SO_2 , Cl , F , H_2O и N_2 и небольшое количество других соединений. Судьба всех этих соединений после выброса частично зависит от термических условий на поверхности планеты, которые, по крайней мере, в первом приближении легко оценить следующим образом. Скорость излучения энергии поверхностью может быть приравнена к приходящему общему потоку солнечной энергии, который равен:

$$\pi a^2 S_c (1-A),$$

где a – радиус Земли, A – альbedo (отношение отраженного излучения к приходящему), S_c – поток приходящей солнечной радиации. Таким образом,

$$\pi a^2 S_c (1-A) = 4 \pi a^2 \sigma T^4, \quad (1)$$

где σ – постоянная Стефана-Больцмана, а T – средняя температура поверхности. Предполагая, что альbedo Земли до образования атмосферы равнялось современному альbedo Марса, и, полагая, что S_c было равно его значению сегодня, мы можем принять первичную температуру поверхности примерно 260°K . В таких условиях водяной пар, выброшенный вулканами, будет оставаться в газообразном состоянии. Земля при этом будет нагреваться из-за поглощения инфракрасного излучения («парниковый эффект») до тех пор, пока давление водяного пара не достигнет примерно 10 гПа, после чего возникает пересыщение, приводящее к конденсации и образованию океанов. Тогда CO_2 начнет растворяться в океанах, пока не установится равновесие с атмосферой.

Этот сценарий, однако, предполагает, что поток S_c не менялся. Более вероятно, что поток солнечного излучения со времени образования Земли возрос. Было показано, что при более правдоподобном значении S_c соответствующая температура поверхности получается более низкой – примерно 238 К. В таких условиях выделяющийся водяной пар должен был замерзнуть, что не согласуется с геологическими данными. Отсюда следует сделать вывод, что на ранних стадиях земной эволюции существовал дополнительный источник «парникового эффекта», за счет которого планета нагрелась до температуры, при которой вода оставалась в жидкой и газовой фазах. При этом было сделано предположение, что первичный парниковый эффект был обусловлен NH_3 . В других исследованиях предполагалось, что дополнительное нагревание было обусловлено CO_2 . Газообразная вода, присутствующая в атмосфере, должна фотодиссоциировать, что в свою очередь могло привести к образованию молекулярного кислорода. Этот источник молекулярного кислорода недостаточен для объяснения его высокого относительного содержания в современной атмосфере. Во всяком случае, развитие жизни требует присутствия жидкой воды и температуры первичной атмосферы, близкой к 260 К.

Эволюция содержания в атмосфере кислорода была, вероятно, тесно связана с эволюцией жизни. Некоторые из первых живых организмов существовали за счет ферментации. За ними последовали химические соединения, которые черпали энергию в химических реакциях, и в конце концов – фотосинтетические организмы начали производить кислород в значительно больших количествах, постепенно увеличивая его содержание до современного уровня.

Современная фотосинтетическая жизнь, однако, защищена от губительного действия солнечного излучения кислородом и озоном. Таким образом, возникает вопрос, как первичные формы выжили и развились до современного состояния, и как возник необходимый им и их потомкам защитный экран. Возможно, что первоначально жизнь возникла в воде в виде морских водорослей, защищенных от солнечных лучей слоем воды.

Проблема изменений химического состава атмосферы, тесно связанная с возможными изменениями климата, представляет чрезвычайный интерес, в том числе и для России, как члена международного сообщества. Достаточно напомнить о подписании

Россией двух международных конвенций: о защите озонового слоя (*Монреальский протокол*, 1986 г.), и об ограничении промышленных выбросов CO_2 (*Киотский протокол*).

Прежде всего, следует кратко остановиться на результатах хозяйственной деятельности, чтобы понять в какой степени изменение человеком растительного покрова может повлиять на состав атмосферы. Например, в тропиках (Бразилия, Центральная Африка, Юго-Западная Азия) зоны, занятые лесами и саванной, были выжжены из-за нужд сельского хозяйства. По некоторым оценкам, таким образом ежегодно уничтожается 160000 км^2 лесной территории (в настоящее время это можно регистрировать со спутников). При этом образуется целый ряд химических соединений (CO_2 , CO , H_2O , NO , COS , CH_3CL), которые затем попадают в атмосферу, влияя на баланс некоторых малых составляющих, в том числе озона. Введение новых сельскохозяйственных методов, например, интенсивное использование азотных удобрений, также существенно изменило естественный цикл азота, увеличив вероятность его присутствия в таких веществах, как аммиак, аминокислоты, нитраты.

Наблюдаемое в последние десятилетия увеличение содержания CO_2 (Доклад ГРИНПИС, 1993), возможно, связано с интенсификацией промышленной деятельности. Эта проблема является первостепенной, хотя многочисленные обратные связи здесь еще до конца не изучены.

Например, океан является огромным резервуаром для CO_2 . Увеличение CO_2 сказывается на тепловом балансе атмосферы, что ведет, с одной стороны, к нагреванию нижних слоев атмосферы за счет возросшего поглощения инфракрасного излучения, испускаемого как поверхностью Земли, так и атмосферными газами, а с другой, к охлаждению верхних слоев, связанному с усилением потока инфракрасного излучения, уходящего в космическое пространство. Глобальные климатические модели показывают, что удвоение содержания CO_2 увеличит температуру воздуха у поверхности Земли на 1,5-4,5 К, что может оказать существенное влияние на все климатические характеристики, включая содержание водяного пара, альбедо, облачность. Анализ наблюдений показывает, что в последние десятилетия температура земной поверхности непрерывно увеличивается.

Дополнительные окислы азота, образующиеся при сгорании топлива в двигателях современных самолетов, а также при мощных ядерных взрывах (многочисленных в 50-60 годы XX века), оказывают воздействие на озоновый слой Земли, вследствие интенсификации химических каталитических циклов. Большой интерес привлекла проблема выбросов хлоросодержащих веществ (фреонов), вследствие возможного разрушения озона в хлорных каталитических циклах. Такая опасность привела к решению международного сообщества о запрете использования фреонов и переходе на альтернативные вещества.

Солнечная активность является еще одним фактором воздействия на атмосферу Земли. Последние десятилетия существенным образом повлияли на уровень наших знаний в этой области, благодаря бурному накоплению информации со спутников. В настоящее время можно использовать долговременные (длительностью более трех циклов солнечной активности) внеатмосферные измерения потоков солнечной электромагнитной радиации в различных участках спектра, включая измерения солнечной постоянной, что позволило снять вопрос о влиянии атмосферы на результаты измерения солнечной постоянной и ее вариаций. Установлено, что вариации солнечной постоянной в 11-летнем цикле активности Солнца составляют величину порядка 0.1 %. Изменения в интенсивности ультрафиолетовой радиации, ответственной за образование и разрушение озона в атмосфере, составляют в цикле активности десятки процентов в области 140-155 nm и уменьшаются с ростом длины волны. Впервые четко выявлены 27-дневные колебания УФ радиации, обусловленные вращением Солнца вокруг оси. Накоплен также массив данных о корпускулярных потоках, попадающих затем в атмосферу в моменты солнечных вспышек и возмущений магнитосферы.

Еще один результат эпохи спутниковых наблюдений – огромный массив глобальной информации о параметрах атмосферы, включая ее химический состав, полученный с помощью методов дистанционного зондирования. Например, данные приборов американского спутника UARS (Upper Atmosphere Research Satellite), запущенного в сентябре 1991 года и продолжающего измерения некоторыми приборами, позволили изучать глобальные распределения озона и других малых газовых составляющих, как в течение целого солнечного цикла, так и в периоды солнечных вспышек. Было обнаружено, что озон был сильно (на 80%) разрушен в мезосфере после протонной вспышки на Солнце 14 июля 2000 года. Следует отметить, новые явления, обнаруженные по наблюдениям, а также прогресс, связанный с быстрым развитием возможностей современных компьютеров, привели к более глубокому пониманию физических процессов в атмосфере, в том числе и в области исследования механизмов солнечно-атмосферных связей.

Таким образом, человечество вступило в новый период, когда наши знания об атмосфере и о факторах воздействия на нее непрерывно и интенсивно пополняются. В тоже время быстрое накопление новых знаний ставит перед исследователями новые и задачи. Среди первоочередных задач – понимание механизмов и прогноз глобальных изменений природной среды и климата Земли. Представляется, что библиография, приведенная в этом разделе, будет полезна для более детального изучения вопросов, представленных здесь лишь в кратком изложении.

Структура атмосферы

Гидродинамическое описание

Теоретическое описание циркуляции и термического режима атмосферы базируется на трех основных принципах, сформулированных в законах движения Ньютона и законах сохранения энергии и массы. Уравнение движения в векторной форме в системе координат, связанной с вращающейся Землей, записывается в виде

$$\frac{dV}{dt} + \frac{1}{\rho} \nabla p + 2\Omega \cdot V = g + F \quad , \quad (2)$$

где V - вектор скорости объема воздуха, P – давление, ρ – масса единичного объема воздуха, Ω - угловая скорость вращения Земли (определяет вместе со скоростью силу Кориолиса), g – ускорение свободного падения, F – сила трения, обусловленная вязкостью, t – время.

Уравнение сохранения энергии (первый закон термодинамики) имеет вид

$$c_p \frac{dT}{dt} - \frac{1}{\rho} \frac{dp}{dt} = Q \quad , \quad (3)$$

где T - температура, C_p - теплоемкость воздуха при постоянном давлении, Q – суммарная скорость нагрева единицы массы воздуха (за счет радиационных эффектов или теплоты фазовых переходов). В стратосфере и мезосфере Q определяется в основном разницей между нагревом за счет поглощения ультрафиолетового излучения Солнца озоном и охлаждения за счет инфракрасного излучения озона, углекислого газа и водяного пара (таким образом, зависит от распределения этих малых газовых составляющих).

Третьим основным уравнением является уравнение сохранения массы (неразрывности)

$$\frac{d\rho}{dt} + \rho\Delta V = 0 \quad (4)$$

В соотношениях (2-4) полная производная по времени может быть записана в виде

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + V \cdot \nabla \quad (5)$$

Полная производная по времени представляет собой, как известно, общую скорость изменения во времени характеристик жидкости или газа в фиксированной точке пространства. Первый член в правой части выражает локальную скорость изменения, а второй изменения за счет адвекции. Такая форма является следствием того, что уравнения записываются в эйлеровой системе координат. К записанным выше уравнениям следует добавить уравнение состояния, чтобы замкнуть систему уравнений

$$p = \rho RT \quad (6)$$

Для теоретического описания глобальных атмосферных процессов естественным является использование сферической системы координат, связанной с вращающейся Землей. Уравнения движения в этой системе (с небольшими упрощениями) имеют вид

$$\frac{du}{dt} - \frac{uvtg\varphi}{a} + \frac{uw}{a} = -\frac{1}{\rho a \cos\varphi} \frac{\partial p}{\partial \lambda} + 2\Omega v \sin\varphi - 2\Omega w \cos\varphi + F_\lambda \quad (7)$$

$$\frac{dv}{dt} + \frac{u^2 tg\varphi}{a} + \frac{vw}{a} = -\frac{1}{\rho a} \frac{\partial p}{\partial \varphi} + 2\Omega u \sin\varphi + F_\varphi \quad (8)$$

$$\frac{dw}{dt} - \frac{u^2 + v^2}{a} = -\frac{1}{\rho a} \frac{\partial p}{\partial z} - g + 2\Omega u \cos\varphi + F_z \quad (9)$$

Уравнение (9) существенно упрощается, если в нем сохранить только преобладающие члены (гидростатическое приближение)

$$0 = -\frac{1}{\rho a} \frac{\partial p}{\partial z} - g \quad (10)$$

Используя (10) и уравнение состояния можно получить

$$\frac{dp}{p} = -\frac{dz}{H} \quad , \quad (11)$$

где H – высота однородной атмосферы (порядка 7 км)

$$H = \frac{RT}{g} = \frac{kT}{mg} \quad , \quad (12)$$

где m – молекулярная масса воздуха, k - постоянная Больцмана.

Уравнение (11) позволяет получить в простом виде зависимость давления и концентрации молекул воздуха от высоты в случае, когда H слабо меняется с высотой

$$p(z) \approx p_0 \exp\left[-\frac{(z - z_0)}{H}\right] \quad (13)$$

$$n(z) \approx n_0 \exp\left[-\frac{(z - z_0)}{H}\right] \quad . \quad (14)$$

Следует отметить, что полная нелинейная система дифференциальных уравнений, описывающая атмосферные процессы, является, вероятно, одной из самых сложных систем, требующих вследствие ее существенной нелинейности и быстрого уменьшения плотности воздуха с высотой, специальных методов ее численного интегрирования. В различных модификациях данная система уравнений является основой для решения таких фундаментальных вопросов, как прогноз погоды, описание и прогноз климата и его изменений и других. Для некоторого класса задач используются упрощенные варианты исходных («примитивных») уравнений, получаемых на основе применения масштабного анализа.

Температура

Температурный режим атмосферы Земли исследован, как на основе наблюдений (наземных и спутниковых), так и теоретическими методами, с помощью решения системы уравнений гидротермодинамики. При этом должны быть заданы потоки солнечной радиации, распределения газов поглотителей и их поглощающих свойств. Накопленная информация о глобальном распределении температуры атмосферы позволяет представить ее, как последовательность слоев, отличающихся по их температурным характеристикам (рис. 1). В частности каждый слой представляет собой область, где изменение температуры с высотой имеет постоянный знак. Слои называются «сферами», а границы между соседними слоями – «паузами». Самый нижний слой – *тропосфера* – характеризуется общим уменьшением температуры с ростом высоты. Верхняя граница слоя, где температура достигает минимума, называется тропопаузой. Температура и положение тропопаузы зависят от широты и сезона. На экваторе ее средняя высота составляет около 18 км, соответствующая температура – примерно 190 К, тогда как в полярных областях высота тропопаузы составляет около 8 км. Выше тропопаузы, в *стратосфере*, температура увеличивается с высотой до максимума, равного примерно 270 К на уровне стратопаузы, расположенной на высоте 50 км. Еще выше температура вновь убывает вплоть до уровня 85 км, где наблюдается второй температурный минимум. Этот слой называется *мезосферой*, и его верхней границей является мезопауза. Во всех этих слоях основные компоненты – N_2 и O_2 – составляют примерно 80 и 20% общего числа частиц соответственно, поэтому средняя молекулярная масса воздуха почти не меняется с высотой. Вследствие этого три указанных слоя иногда называют *гомосферой*. Известна температурная структура гомосферы во время солнцестояния. Следует обратить внимание на то, что летняя полярная мезосфера теплее - зимней. По современным представлениям этот эффект обусловлен воздействием гравитационных волн, распространяющихся из нижних слоев, о чем будет сказано ниже.

Область, расположенная выше мезопаузы, называется термосферой. Температура здесь быстро растет с высотой и может достигать от 500 до 2000 К в зависимости от уровня солнечной активности. Состав воздуха на этих высотах сильно отличается от состава на более низких высотах из-за увеличения доли атомарного кислорода, концентрация которого выше 120 км становится сравнимой с концентрациями N_2 и O_2 , концентрации которых уменьшаются вследствие процессов фотодиссоциации. Таким образом, средняя молекулярная масса воздуха в этой области начинает меняться с высотой; по этой причине атмосферу выше 100 км называют *гетеросферой*. В Таблице 1 представлена *Модель атмосферы*, основанная на данных наблюдений.

Важной характеристикой атмосферы является скорость изменения температуры с высотой. Объединяя уравнение гидростатики с уравнением энергии в адиабатическом случае ($Q = 0$), можно оценить, так называемый, *сухоадиабатический градиент*, величина которого оказывается равной

$$\Gamma_a = dT/dz = -g/c_p = -10^\circ \text{ C/км.}$$

Реальный градиент температуры отличается от сухоадиабатического вследствие неадиабатических процессов, например поглощения солнечной радиации или конденсации. Разность $(\Gamma - \Gamma_a)$ между реальным и сухоадиабатическим градиентом характеризует тенденцию смещенной воздушной частицы к возвращению в исходное положение. Эта величина определяет параметр, который называется статической устойчивости (S). Если $\Gamma = \Gamma_a$, то объем воздуха, адиабатически перемещенный из одного положения в другое, останется в новом положении (безразличное равновесие), поскольку его температуры будет равно температуре окружающей среды. Если же $\Gamma < \Gamma_a$, то выведенный из равновесия объем будет стремиться вернуться в первоначальное положение (устойчивое равновесие). В среднем атмосфера устойчива, как это видно из рис. 1, однако, возможны ситуации, когда возникает неустойчивость ($\Gamma > \Gamma_a$).

Основными параметрами, определяющими строение земной атмосферы, являются давление p , плотность ρ , температура T , а также состав. Давление сначала круто уменьшается с высотой от значения 1013 мбар на уровне моря до высоты 150 км, а затем более плавно на больших высотах. Плотность (г/см^3) и концентрация (см^{-3}) также убывают с высотой. Изменение температуры носит более сложный характер: температура T имеет два минимума на высотах около 15 и 80 км. Выше 80 км T монотонно возрастает.

Структура верхней атмосферы определяется воздействием солнечного излучения. На рис. 2 показаны высоты в атмосфере, до которых проникает ослабленное в e раз падающее солнечное излучение для интервала длин волн от 0,1 до 1000 Å. Именно в этой области длин волн солнечное излучение активно воздействует на некоторые составляющие верхней атмосферы.

Фотодиссоциация расщепляет часть молекул кислорода на атомы; выше 200 км число атомов кислорода превышает число молекул; ниже 100 км заметная доля атомов кислорода соединяется с O_2 , образуя слой озона. Имеет место фотоионизация как основных молекулярных составляющих атмосферы O_2 и N_2 , так и атомов O , образующихся при фотодиссоциации. Нейтральные и ионизованные компоненты химически взаимодействуют между собой, и в итоге возникает много вторичных продуктов, как нейтральных, так и ионизованных. Энергичные фотоэлектроны, возникающие при фотоионизации, нагревают верхнюю атмосферу.

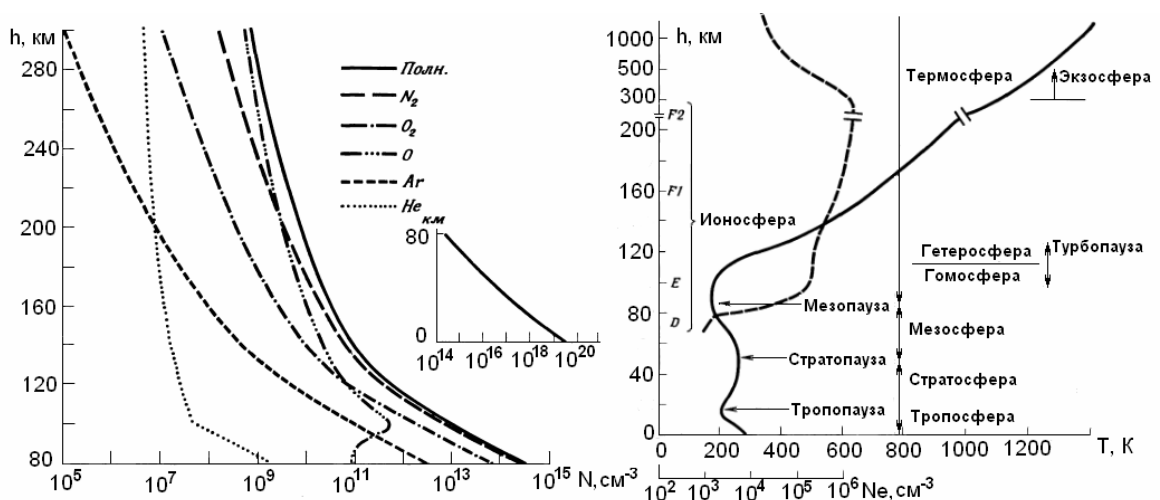


Рис. 1. Изменение с высотой концентрации различных составляющих атмосферы (слева) и (справа) - изменение с высотой температуры (сплошная кривая), электронной концентрации пунктир) а также обозначения различных областей атмосферы.

На основе распределения температуры с высотой земную атмосферу подразделяют на четыре области: тропосферу, стратосферу, мезосферу и термосферу; их верхние границы именуются соответственно тропопаузой, стратопаузой, мезопаузой и термопаузой (рис. 1). Тропосфера — область между поверхностью Земли и

тропопаузой, в которой температура убывает с высотой. Для неё характерны интенсивная конвекция и образование облаков. Высота тропопаузы на земном шаре неодинакова: она больше над экватором, чем над полюсами, а в средних широтах, где существует система сильных западных ветров (струйных течений), меняется довольно скачкообразно.

Высота, км	Геопотенциальная высота, Ф, го, км	Температура T, К	Давление p, мбар	Концентрация N, см ⁻³	Средняя молекулярная масса μ	Шкала высот H, км	Ускорение силы тяжести g, см/с ²
0	0	288	1,013 (3)	2,547 (19)	28,96	8,434	980,7
5	4,996	256	5,405 (2)	1,531 (19)	28,96	7,496	979,1
10	9,98	223	2,650 (2)	8,598 (18)	28,96	6,555	977,6
15	14,97	217	1,211 (2)	4,049 (18)	28,96	6,372	976,1
20	19,94	217	5,529 (1)	1,849 (18)	28,96	6,382	974,5
25	24,90	222	2,549 (1)	8,334 (17)	28,96	6,536	973,0
30	29,86	227	1,197 (1)	3,828 (17)	28,96	6,693	971,5
35	34,81	237	5,746 (0)	1,760 (17)	28,96	7,000	970,0
40	39,75	250	2,871 (0)	8,308 (16)	28,96	7,421	968,4
45	44,68	264	1,491 (0)	4,088 (16)	28,96	7,842	966,9
50	49,61	271	7,978 (-1)	2,135 (16)	28,96	8,047	965,4
55	54,53	261	4,253 (-1)	1,181 (16)	28,96	7,766	963,9
60	59,44	247	2,196 (-1)	6,439 (15)	28,96	7,368	962,4
65	63,34	233	1,093 (-1)	3,393 (15)	28,96	6,969	960,9
70	69,24	220	5,221 (-2)	1,722 (15)	28,96	6,570	959,4
75	74,13	208	2,388 (-2)	8,300 (14)	28,96	6,245	957,9
80	79,00	198	1,052 (-2)	3,838 (14)	28,96	5,962	956,4
85	83,89	189	4,457 (-3)	1,709 (14)	28,96	5,678	955,0
86	84,85	187	3,734 (-3)	1,447 (14)	28,95	5,621	954,7
90	88,74	187	1,836 (-3)	7,12 (13)	28,91	5,64	953
95	93,60	189	7,597 (-4)	2,92 (13)	28,73	5,73	952
100	98,45	195	3,201 (-4)	1,19 (13)	28,40	6,01	951
110	108,13	240	7,104 (-5)	2,14 (12)	27,27	7,72	948
120	117,78	360	2,538 (-5)	5,11 (11)	26,20	12,09	945
130	127,40	469	1,250 (-5)	1,93 (11)	25,44	16,29	942
140	136,98	560	5,403 (-6)	9,32 (10)	24,75	20,03	939
150	146,54	634	4,542 (-6)	5,19 (10)	24,10	23,38	936
160	156,07	696	3,040 (-6)	3,16 (10)	23,49	26,41	933
180	175,04	790	1,527 (-6)	1,40 (10)	22,34	31,70	927

Выше тропопаузы, в стратосфере, температура растет вплоть до стратопаузы, на высоте ~50 км. В этой области сосредоточена большая часть атмосферного озона с максимумом плотности на высоте ~ 25-30 км. Поглощение солнечного излучения озоном является главной причиной положительного градиента температуры. Эта область с растущей с высотой температурой была впервые выделена в 1920-х годах по оценкам плотности атмосферы на высотах появления и исчезновения метеоров, а также по наблюдениям аномального распространения звука. Позже прямые ракетные измерения подтвердили ее существование.

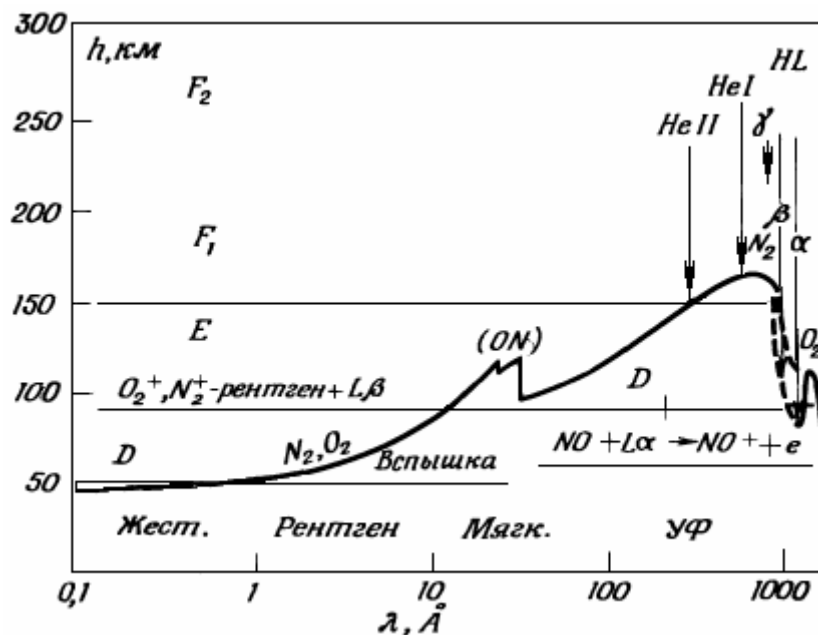


Рис. 2. Глубина, на которую проникает 1/е доля падающего в атмосферу солнечного излучения с длинами волн от 0,1 до 1000 Å.

Выше стратосферы располагается мезосфера, простирающаяся до мезопаузы (~80 км). Существование низких температур в мезосфере подтверждено данными прямых измерений. Область выше мезопаузы называется термосферой. В ней температура монотонно растет с высотой. Сначала быстро примерно до 300 км, а затем более плавно, возможно до границы магнитосферы (т. е. полости вокруг Земли, образуемой горячим солнечным ветром). Увеличение температуры выше некоторой определенной высоты становится настолько незначительным, что область выше этого уровня может рассматриваться как изотермическая. Указанный уровень называется термопаузой.

Циркуляция

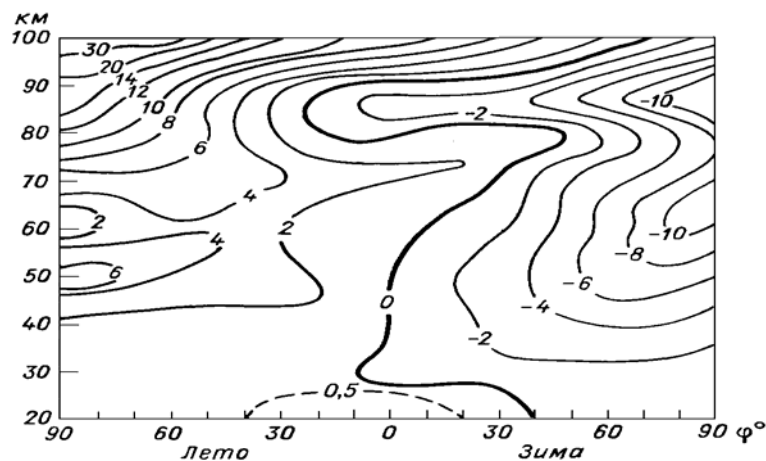


Рис. 3 Широтное распределение притока тепла (градус/сутки) для зимнего солнцестояния

Исходным движущим механизмом циркуляции в стратосфере и мезосфере относительно вращающейся Земли служит неравномерность нагрева вследствие поглощения озоном и атомарным кислородом ультрафиолетового излучения Солнца, а также инфракрасного излучения озона, углекислого газа и водяного пара в окружающее пространство, которое связано с колебательной релаксацией молекул CO_2 , H_2O и O_3 . Распределение суммарного радиационного притока тепла (рис. 3) характеризуется резко выраженным сезонным ходом с максимальными скоростями нагрева и охлаждения на

летнем и зимнем полюсах соответственно. Эта неравномерность нагрева порождает среднюю меридиональную циркуляцию, характеризующуюся восходящими движениями на летнем полюсе, меридиональным дрейфом на верхних уровнях по направлению к зимнему полушарию и нисходящими движениями вблизи зимнего полюса.

Сила Кориолиса, воздействуя на это меридиональное движение, порождает среднее зональное течение, направленное в летнем полушарии к западу и в зимнем полушарии к востоку. Скорости этих зональных течений приблизительно выражаются формулами термического ветра и сбалансированы со средним зональным температурным полем:

$$u = -\frac{1}{f} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial y} \right)_p \quad (15)$$

$$v = -\frac{1}{f} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial x} \right)_p \quad (16)$$

При этом:

$$\frac{\partial \Phi}{\partial p} = -\frac{RT}{p} \quad , \quad (17)$$

где $\Phi = \int_0^z g dz$ - геопотенциал, $f = 2\Omega \sin\theta$ – параметр Кориолиса.

Уравнения гидродинамики расслоенной жидкости или газа допускают, кроме квадратичной сохраняющейся величины (энергии) еще и линейный инвариант – потенциальный вихрь, который для нелинейных уравнений имеет вид:

$$q = [\text{grad } S (\text{rot } V + 2\omega)]/\rho \quad (18)$$

здесь S – энтропия.

На рис. 4 представлено схематическое широтно-высотное сечение среднего зонального поля ветра (м/с) во время солнцестояний. Поскольку направление ветра в летнем и зимнем полушарии в большей части стратосферы и мезосферы противоположны, ясно, что в экваториальной зоне обоих полушарий средние зональные ветра должны быть относительно слабыми. В экваториальной зоне присутствуют полугодовые и годовые колебания зонального ветра. Помимо последних, связанных с сезонным солнечным циклом, наблюдается очень сильное колебание среднего зонального ветра с не совсем регулярным периодом, составляющим в среднем около 26 месяцев. Этим, так называемым «квазидвухлетним колебаниям» посвящено большое количество работ.

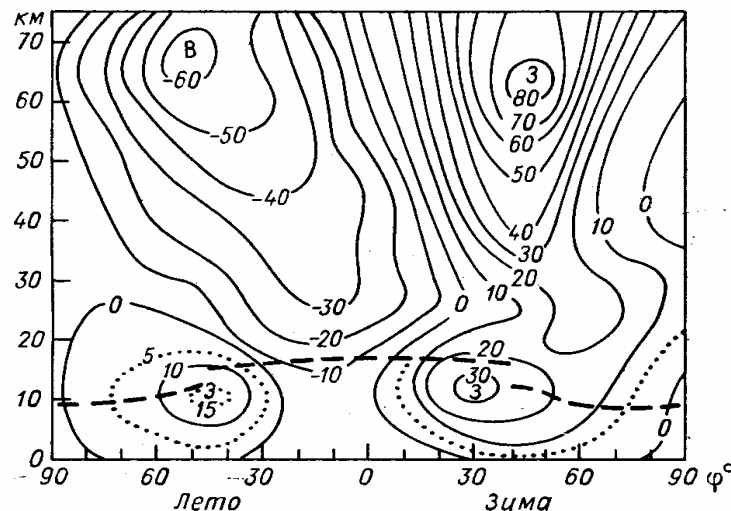


Рис. 4. Широтное распределение скорости зонального ветра для солнцестояния

Атмосферные волны

Атмосферу можно рассматривать как тонкую пленку на вращающейся сфере, обладающую упругими свойствами. В ней возникают волны, охватывающие подчас всю атмосферу. Если фазовая скорость волны намного превосходит скорость частиц в волне, то линейное приближение дает достаточно точный результат; в противном случае выявляются лишь наиболее общие черты атмосферной динамики.

Атмосфера, рассматриваемая как пленка, - сложная колебательная система. Ее упругость обусловлена многими причинами. Помимо того, что даже при очень идеализированных предположениях, эта среда не простой структуры, поскольку частицы воздуха испытывают действия сил различной природы. Во-первых, это силы обычной упругости, связанные со сжимаемостью воздуха. Во-вторых, это силы плавучести, обусловленные неоднородностью атмосферы по высоте (расслоением или стратификацией). Частица, отклонившаяся в вертикальном направлении, если ее состояние изменяется адиабатически, принимает другую плотность, чем окружающие ее частицы. Разность действующей на нее архимедовой силы и ее веса вынуждает ее либо продолжать отклоняться от первоначального положения, либо возвращаться в первоначальное состояние, из-за чего возникают колебания около положения равновесия. В первом случае, как мы говорили выше, стратификация является неустойчивой, во втором – устойчивой.

Гироскопические силы не могут сказаться при движениях мелкого масштаба; при изучении таких движений можно считать, что атмосфера в среднем неподвижна и что Земля плоская. Здесь можно выделить волны с периодами 5-10 мин., связанные с влиянием гравитационных сил, т.е. сил плавучести. Для этих волн, которые называют короткими гравитационными волнами, упругость является фактором несущественным. Для движений самых крупных масштабов (таких, как циклонические вихри) силы плавучести не имеют существенного значения. Здесь определяющими являются гироскопические силы.

Акустические волны, или волны сжатия, в несжимаемой среде, очевидно, не возникают. Период колебаний этих продольных волн не превышает 300 с, а их скорость перемещения колеблется около 300 м/с. Амплитуды таких волн невелики и составляют в нижней атмосфере десятые доли мб. Исключение составляют ситуации, когда источник акустических волн связан со взрывом.

Таким образом, различная физическая природа перечисленных выше сил приводит к тому, что им соответствуют различные по структуре и масштабам движения. Последнее обстоятельство оказывается очень удобным, поскольку позволяет изучать каждый вид движения независимо, т.е. при изучении, например, звуковых волн пренебрегать и вращением Земли и силой тяжести, а при изучении коротких гравитационных волн – сжимаемостью. Это приводит каждый раз к незначительному искажению изучаемого типа волн и к сильному упрощению системы уравнений, связанному с понижением ее порядка по времени. При этом система линейных уравнений первоначально пятого порядка по времени, распадается на две системы второго порядка, описывающие соответственно акустические и гравитационные волны, и уравнение первого порядка для волн гироскопических (инерционных). Метеоролога интересуют самые крупные, инерционно-гироскопические волны, имеющие прямое отношение к прогнозу погоды, а также гравитационные волны при изучении локальных явлений. Самые крупные гравитационные волны играют основную роль при изучении атмосферных приливов.

Планетарные волны

Планетарные (*длинные*) или *гироскопические* волны представляют большой интерес в связи с задачей долгосрочного прогноза погоды. Физической основой возникновения этих крупномасштабных волновых движений является гироскопическая устойчивость вращающейся атмосферы. При этом любое возмущение, наложенное на это

вращение, приводит возникновению волновых движений этого типа. Данный тип волновых возмущений был впервые обнаружен на синоптических картах и изучен Россби, который предложил формулу для скорости движения отдельной волны:

$$c = U - \frac{\beta \lambda^2}{4\pi^2}, \quad (19)$$

где U – зональная скорость западного переноса, λ – длина волны, a – радиус Земли, $\beta = \partial(2\Omega_z)/\partial y = 2\Omega \cos \varphi / a$ – параметр Россби.

Длина волны неподвижных волн ($c = 0$), как это следует из формулы (19) составляет несколько тысяч километров. Эти волны определяют положение таких крупномасштабных стационарных возмущений параметров атмосферы («центров действия»), как Сибирский антициклон, Исландский минимум и др. Суперпозиция стационарных и движущихся волн Россби определяет в каждый момент времени топографию барического поля в атмосфере и в значительной степени погоду.

Уравнение сохранения потенциального вихря, записанное в квазигеострофическом приближении, позволяет исследовать в линейном приближении вертикальную структуру планетарных волн, распространяющихся из тропосферы в верхние слои атмосферы. Представив функцию тока для возмущений в виде:

$$\Phi' = \Phi(z) \exp [i(kx + ly - kct) + z/2H],$$

где k, l – пространственные волновые числа, а c – фазовая скорость волны, уравнение сохранения потенциального вихря в области, свободной от источников, можно записать в виде:

$$\frac{f^2}{N^2} \left(\frac{\partial^2}{\partial z^2} - \frac{1}{4H^2} \right) \phi + \left[\frac{1}{U-c} \frac{\partial q}{\partial y} - (k^2 + l^2) \right] \phi = 0 \quad (20)$$

где U – зональный ветер,

$$N^2 = \frac{R}{H} \left(\frac{\partial T_0}{\partial z} + \frac{R}{c_p} \frac{T_0}{H} \right)$$

- квадрат частоты плавучести (Брента-Вяйсала), $\frac{\partial q}{\partial y}$ – меридиональный градиент средне-зонального квазигеострофического потенциального вихря.

При $U = \text{const}$ уравнение (20) принимает вид:

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} + n^2 \phi = 0, \quad (21)$$

где

$$n^2 = \frac{N^2}{f^2} \left[\frac{\beta}{U-c} - (k^2 + l^2) \right] - \frac{1}{4H^2} \quad (22)$$

Величину n^2 можно рассматривать как квадрат показателя преломления, в зависимости от знака которого волновые возмущения будут распространяющимися по вертикали ($n^2 > 0$) или экспоненциально затухающими («запертыми», $n^2 < 0$). Для стационарных волн ($c=0$) условие распространения по вертикали выглядит следующим образом:

$$0 < U < \beta[(k^2 + l^2) + f^2/4N^2H^2] = Uc, \quad (23)$$

где U_c – критическая скорость волновых возмущений планетарного масштаба (волн Россби).

Из условия (21) в частности следует, что распространение стационарных волн может иметь место лишь при западных ветрах со скоростями, меньшими критических. В связи с этим условием в летнем полушарии (где зональный ветер имеет восточное направление в стратосфере и мезосфере, все планетарные волны оказываются запертыми в тропосфере. В зимнем полушарии, где наблюдаются сильные западные ветры, запертыми оказываются все волны, кроме наиболее крупномасштабных. Таким, образом, волны с более высокими номерами волновых чисел могут проникать из тропосферы в стратосферу и мезосферу лишь в короткие периоды осенью и весной, когда там имеют место слабые западные ветры.

Атмосферные приливы

Приливы представляют собой один из немногих примеров вынужденных колебаний, характеристики источников которых довольно хорошо известны. В случае гравитационных приливов, как пространственное распределение, так и частоты потенциала приливообразующих сил известны совершенно точно. Для солнечных тепловых приливов (преобладающих в земной атмосфере) частоты источников также точно известны, но поскольку распределение приливообразующих сил зависит от распределения озона и водяного пара в атмосфере, их пространственную структуру в моделях приходится задавать в какой-то мере приближенно. Приливные колебания с хорошей точностью описываются в рамках линейной теории, по крайней мере, до высоты 60 км, и поэтому оказываются идеальным объектом для сопоставления теории и наблюдений.

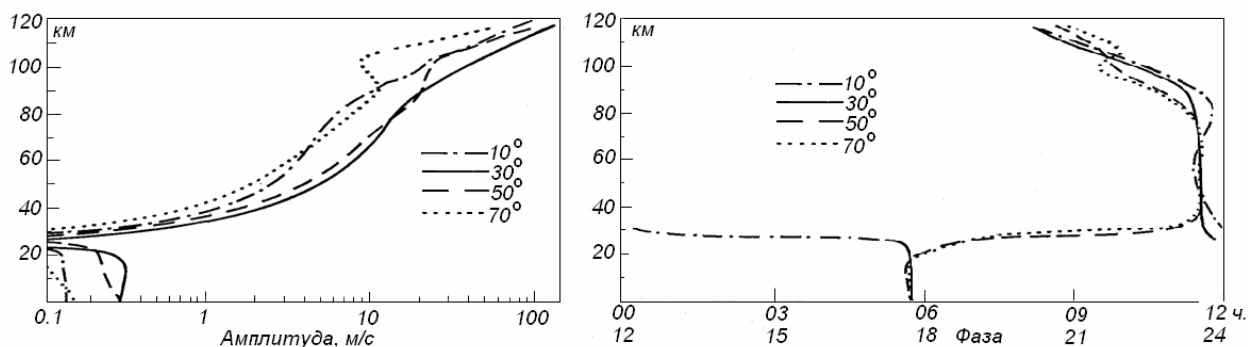


Рис. 5 Амплитуда и (слева) и фаза (справа) солнечного полусуточного прилива в меридиональной компоненте скорости ветра (расчет)

Солнечные тепловые приливы возбуждаются радиационным нагревом за счет поглощения солнечной ультрафиолетовой радиации озоном в стратосфере и мезосфере и водяным паром в нижней атмосфере. В атмосфере наблюдается помимо суточного прилива также полусуточный прилив, амплитуда которого на некоторых высотах превышает амплитуду суточного прилива. Причиной существования полусуточных колебаний является тот факт, что термическое возбуждение при суточном движении Солнца не описывается единичной суточной гармоникой, а содержит и более высокие гармоники. Среди них имеется и полусуточная гармоника, обусловленная поглощением солнечной радиации в слое озона, амплитуда которой составляет 1/3 от соответствующей суточной компоненты возбуждения. Полусуточный прилив возбуждается в первую очередь озоновым нагревом в стратосфере и мезосфере. Суточный же прилив вызывается, прежде всего, тропосферным нагревом за счет поглощения радиации водяным паром. Полусуточная мода характеризуется очень большой вертикальной длиной волны и поэтому оказывается в фазе возбуждением, приходящимся на очень глубокий слой. Таким

образом, нагрев в озоновом слое способен эффективно возбуждать полусуточный прилив. В противоположность этому, суточный прилив характеризуется модами с малой вертикальной длиной волны, что приводит к быстрому смещению фазы волны по высоте и к самоподавлению возбуждаемых в слое озона мод вследствие их интерференции. На рис. 5 изображены рассчитанные амплитуда и фаза солнечного полусуточного прилива в меридиональной компоненте скорости ветра на различных широтах.

Гравитационные волны

Исследования, связанные с механизмами генерации, теорией и наблюдением внутренних гравитационных волн имеют достаточно длительную историю (некоторые авторы используют термин *волны плавучести*, чтобы отличить их от гравитационных волн общей теории относительности). Имея небольшие амплитуды в нижней атмосфере, эти волны быстро растут с высотой, вследствие уменьшения плотности воздуха, и оказывают заметное нелинейное воздействие на параметры атмосферы. Аппарат линейной теории приливов позволяет выявить существование волноводов, которые обусловлены особенностями температурной стратификации и в которых энергия ВГВ может быть «захвачена». В тоже время рост амплитуды волны с высотой приводит, как уже было сказано, к существенно нелинейной картине их воздействия на атмосферу. При этом существующая сеть радарных наблюдений позволяет использовать измерения высокого пространственного и временного разрешения для регистрации ВГВ и сопоставления теории с наблюдениями. Следующие процессы в атмосфере могут являться источниками генерации ВГВ:

- орография, которая является источником генерации подветренных волн при устойчивой стратификации атмосферы;
- фронтальные погодные системы (хотя физический механизм зарождения волн на фронтах является чрезвычайно трудной задачей);
- турбулентность (этот механизм, возможно, также важен при объяснении высоких температур в солнечной короне);
- геострофическое приспособление (в процессе стремления атмосферных движений к геострофическому равновесию могут излучаться ВГВ);
- неустойчивость;
- нелинейное взаимодействие отдельных мод ВГВ.

Поскольку, как уже было сказано выше, экспоненциальное уменьшение плотности воздуха с высотой приводит к росту амплитуд ВГВ, на некоторой высоте вследствие роста, обусловленного волной возмущения температуры, вертикальный градиент может превысить адиабатический и волна станет неустойчивой, т.е. начнется ее разрушение. Была разработана параметризация этого нелинейного процесса в предположении, что выше уровня разрушения волна должна вызывать достаточно сильную турбулентную диффузию, которая предотвращает дальнейший рост амплитуды с высотой. Это предположение ведет к выражению для турбулентной диффузии и для волнового торможения, которые сильно зависят от разности $(U - c)$:

$$K_{\text{турб}} = \frac{k(U - c)^4}{2HN^3} \quad (24)$$

$$\nabla F = -\frac{k(U - c)^3}{2HN} \quad (25)$$

Выражение (25) может привести как к положительному, так и отрицательному ускорению зонального ветра в зависимости от знака $U - c$. Необходимо также отметить, что выражения (24 и 25) дают возможность учесть сезонную изменчивость волнового сопротивления и

диффузии поскольку распространение гравитационных волн через атмосферу зависит от распределения зональных ветров, имеющих сильный сезонный ход. Можно также показать, что когда фазовая скорость волны равна скорости зонального ветра («критический уровень»), то волна поглощается. Таким образом, поскольку волновое сопротивление должно меняться со сменой сезона, то должна меняться и турбулентная диффузия, порожденная разрушением волны. Это явление будет также иметь последствия для переноса химических компонент в мезосфере.

Экваториальные колебания

Можно показать, что при использовании приближения экваториальной β -плоскости с помощью точных решений приливного уравнения Лапласа можно получить большинство результатов как для свободных так и для вынужденных мод. Уравнение для пространственной структуры меридиональной компоненты скорости в волне при этом при определенных граничных условиях совпадает с уравнением Шредингера для простого гармонического осциллятора и имеет решения лишь в случае, когда коэффициенты уравнения удовлетворяют условию:

$$\varepsilon^{-1.2} \left(\varepsilon \sigma^2 - \frac{\varepsilon}{\sigma} - s^2 \right) = 2n + 1, \quad (26)$$

где $\varepsilon = \frac{(2\Omega a)^2}{gh}$, а σ - частота волны.

Дисперсионное соотношение (26) содержит высокочастотную *инерционно-гироскопическую волну*, движущуюся к востоку и смешанную *Росби-гравитационную моду*, движущуюся к западу. Существует также дополнительное решение (если положить $V = 0$) – экваториальные волны Кельвина, дисперсионное соотношение для которых имеет вид:

$$\varepsilon = s^2 / \sigma^2 \quad (27)$$

Экваториальные моды являются «экваториально-запертыми» модами и распространяются в узкой зоне вблизи экватора. По наблюдениям были обнаружены экваториально распространяющиеся волны в тропической стратосфере с периодами 4-5 суток, движущиеся к западу, которые можно интерпретировать, как смешанные Росби-гравитационные волны. Был также обнаружен другой тип волновых возмущений с периодами 10-20 суток, которые соответствуют движущимся на восток волнам Кельвина.

Стратосферные потепления

Еще одно явление, обусловленное взаимодействием волн и среднего зонального движения на критическом уровне – стратосферные потепления. Это спорадическое явление, которое происходит поздней зимой и весной, представляет собой быстрое увеличение температуры стратосферы (которое сопровождается похолоданием мезосферы). В рамках численной модели планетарных волн и среднезональной циркуляции, было впервые воспроизведено стратосферное потепление. При этом на нижней границе была задана увеличивающаяся по амплитуде стационарная волна, которая распространялась в стратосферу. Ее взаимодействие со средним движением на критическом уровне привело в расчетах к повышению температуры (на 30 К) в стратосфере, а также обращение знака ветра, хорошо соответствует наблюдениям, что свидетельствует о реальности данного механизма. В тоже время следует заметить, что прогноз этого явления остается пока нерешенной задачей.

Структура по составу

Между поверхностью Земли и высотой, несколько превышающей мезопаузу, происходит почти полное перемешивание составляющих атмосферы турбулентными движениями воздуха. Поэтому средняя молекулярная масса, определяемая соотношениями:

$$\begin{aligned} m &= (n_1 m_1 + n_2 m_2 + \dots)/n & (28) \\ n &= n_1 + n_2 + \dots & (29) \end{aligned}$$

постоянна и равна 29,6; здесь m и n обозначают массу и концентрацию i -й составляющей. Область, в которой m постоянно, именуется гомосферой, а ее верхняя граница называется гомопаузой. Лежащая выше область, в которой m медленно убывает, носит название *гетеросферы*.

В гомосфере уравнение гидростатического равновесия имеет простой вид:

$$dP/dh = -\rho g.$$

Отсюда:

$$dP/P = -mg/kT dh = -1/H dh, H = kT/mg \quad (30)$$

Здесь P - давление, h — высота, ρ — плотность атмосферы ($= nm$), g - ускорение силы тяжести, k - постоянная Больцмана, H - некоторая длина, называемая шкалой высот. При постоянном T величина H также будет постоянной, исключая небольшое изменение с высотой в связи с убыванием g (а в гетеросфере и с m).

Интегрирование (30) при $H = \text{const}$ дает:

$$P = P_0 \exp(-h/H), \quad \rho = \rho_0 \exp(-h/H).$$

Здесь P_0 и ρ_0 - соответственно давление и плотность на поверхности Земли.

Выше мезопаузы состав атмосферы изменяется в результате фотохимических реакций, так что m уменьшается; вследствие этого H растет с высотой; правда, здесь играет роль и повышение температуры. По-видимому, турбулентность довольно резко прекращается на высоте ~ 120 км, устраняя тем самым препятствие для диффузионного разделения составляющих атмосферы. Этот уровень называется турбопаузой; он является верхней границей гомосферы и нижней границей гетеросферы. В этих условиях каждая составляющая распределяется по высоте в соответствии с характерной для нее шкалой высот, которая определяется из соотношений:

$$H_1 = kT/m_1g, \quad H_2 = kT/m_2g, \quad H_3 = kT/m_3g, \dots$$

Шкала высот для молекулярного водорода поэтому в 16 раз больше, чем для молекулярного кислорода, и то же соотношение справедливо для шкал высот H и O . На высотах больше нескольких сотен километров становится существенным изменение g ; оно учитывается соотношением:

$$g = g_0 [(a + h_0)/(a + h)]^2,$$

где g_0 —величина g на высоте h_0 . Поэтому для каждой составляющей атмосферы, где можно пренебречь медленными вариациями T , справедливо соотношение:

$$\frac{dP_i}{P_i} = \frac{d\rho_i}{\rho_i} = -\frac{m_i g_0}{kT} \left(\frac{a + h_0}{a + h} \right)^2 dh \quad (31)$$

и

$$\begin{aligned} P_i &= P_0 \exp\left(\frac{m_i g_0 (h_0 - h)(a + h_0)}{kT (a + h)} \right), \\ \rho_i &= \rho_0 \exp\left(\frac{m_i g_0 (h_0 - h)(a + h_0)}{kT (a + h)} \right), \end{aligned}$$

причем P_0 и ρ_0 - значения P_i и ρ_i на высоте h_0 .

Легкие компоненты — атомарные водород, гелий и кислород - имеют большие шкалы высот, а потому простираются до больших высот (рис.6). В годы спокойного Солнца гелий оказывается основной составляющей атмосферы на высотах 500—700 км. В годы максимального числа солнечных пятен этот гелиевый слой начинается на больших высотах и имеет значительно большую протяженность; его толщина достигает двух земных радиусов. Этот гелиевый слой именуется гелиосферой. Выше гелиосферы лежит обширная водородная область. Здесь средняя длина свободного пробега атомов водорода становится сравнимой со шкалой высот или даже превосходит ее; в этих условиях понятие шкалы высот теряет смысл: ее значение настолько возрастает, что становятся заметными изменения ускорения силы тяжести g на протяжении интервала высот, равного H . Эта область атмосферы называется экзосферой. Можно показать, что почти полное отсутствие столкновений начинает иметь место на высотах между 500 и 1000 км. Здесь некоторые из направленных вверх частиц движутся по эллиптическим орбитам (с возвращением в атмосферу), а другие - по гиперболическим (и уже не возвращаются в атмосферу).

Первые имеют скорости меньше скорости ускользания (11 км/с); после достижения ими максимальной высоты они возвращаются в плотные слои атмосферы. Вторые имеют скорости, достаточные для ускользания из поля тяготения Земли в межпланетное пространство (хотя большинство их оказывается на орбитах вокруг Солнца). Некоторые частицы с эллиптическими орбитами начинают «обращаться» вокруг Земли после редких столкновений с другими частицами, которые изменяют характер их движения.

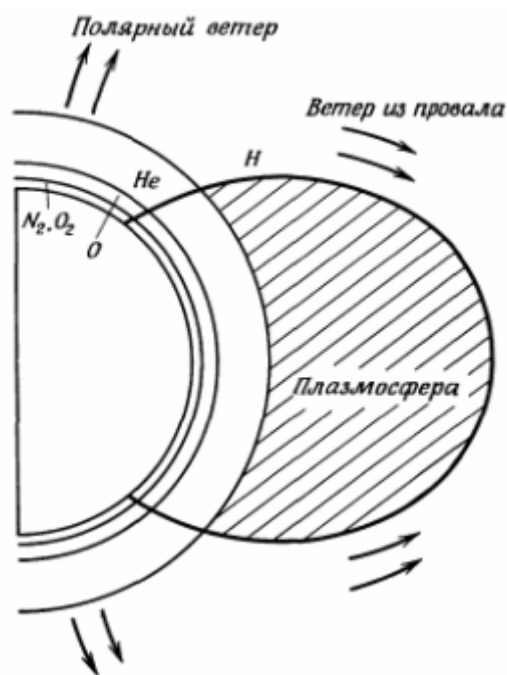


Рис. 6. Стратификация земной атмосферы по основным составляющим (включая плазмосферу).

Часть нейтральных атомов водорода поглощает и переизлучает солнечное $L\alpha$ -излучение; другие могут поглощать $L\beta$ -излучение и создавать флуоресцентное излучение $H\alpha$. Это водородное излучение называется геокороной. В верхней мезосфере и нижней термосфере составляющие атмосферы подвергаются слабой ионизации солнечным излучением; эта область именуется ионосферой. Ионосфера подразделяется на три области: D, E и F. В ионизированной экзосфере оказывается уже значительная доля атмосферных составляющих. Здесь движение образовавшихся ионов и электронов контролируется магнитным полем Земли; частицы движутся по спиральям вокруг

магнитных силовых линий. Ионизованные газы диффундируют вверх вдоль силовых линий магнитного поля и образуют пояс ионизованных газов с нормальной температурой, окружающей Землю. Этот пояс носит название плазмосферы (рис.6) Экзосфера включает также области, содержащие заряженные частицы высокой энергии; такие области получили наименование радиационных поясов. Высокоэнергичные частицы взаимодействуют в атмосфере с атомами водорода.