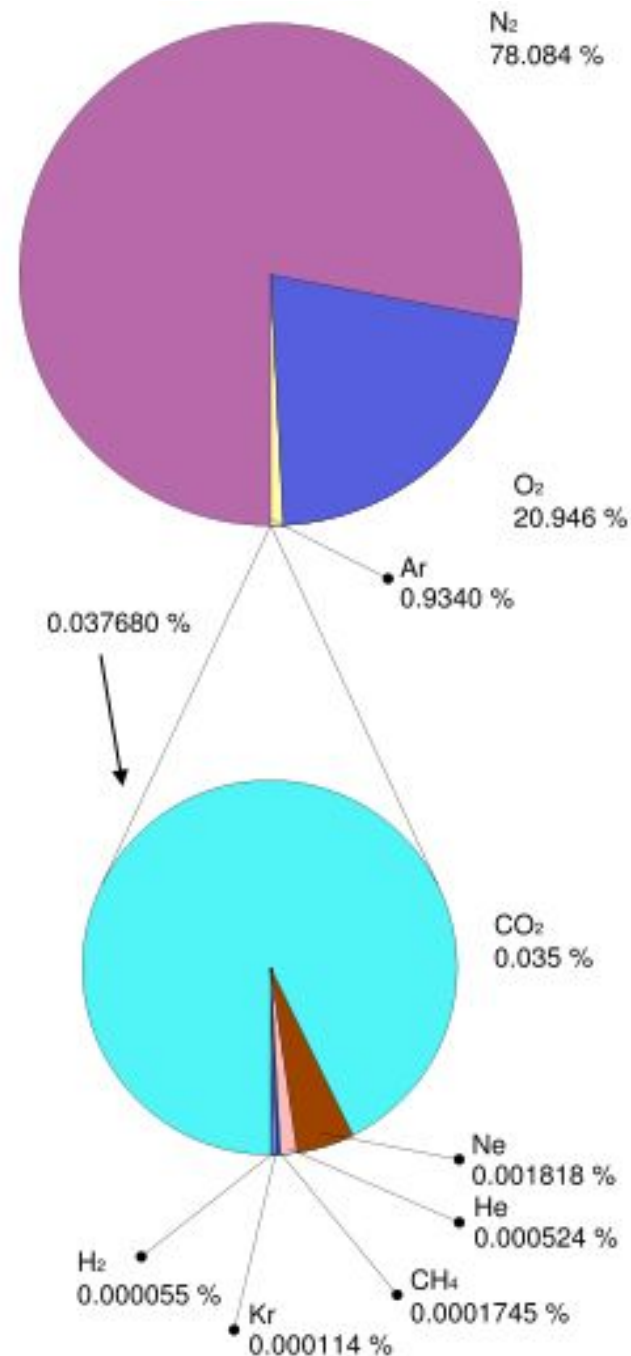


Тема 1

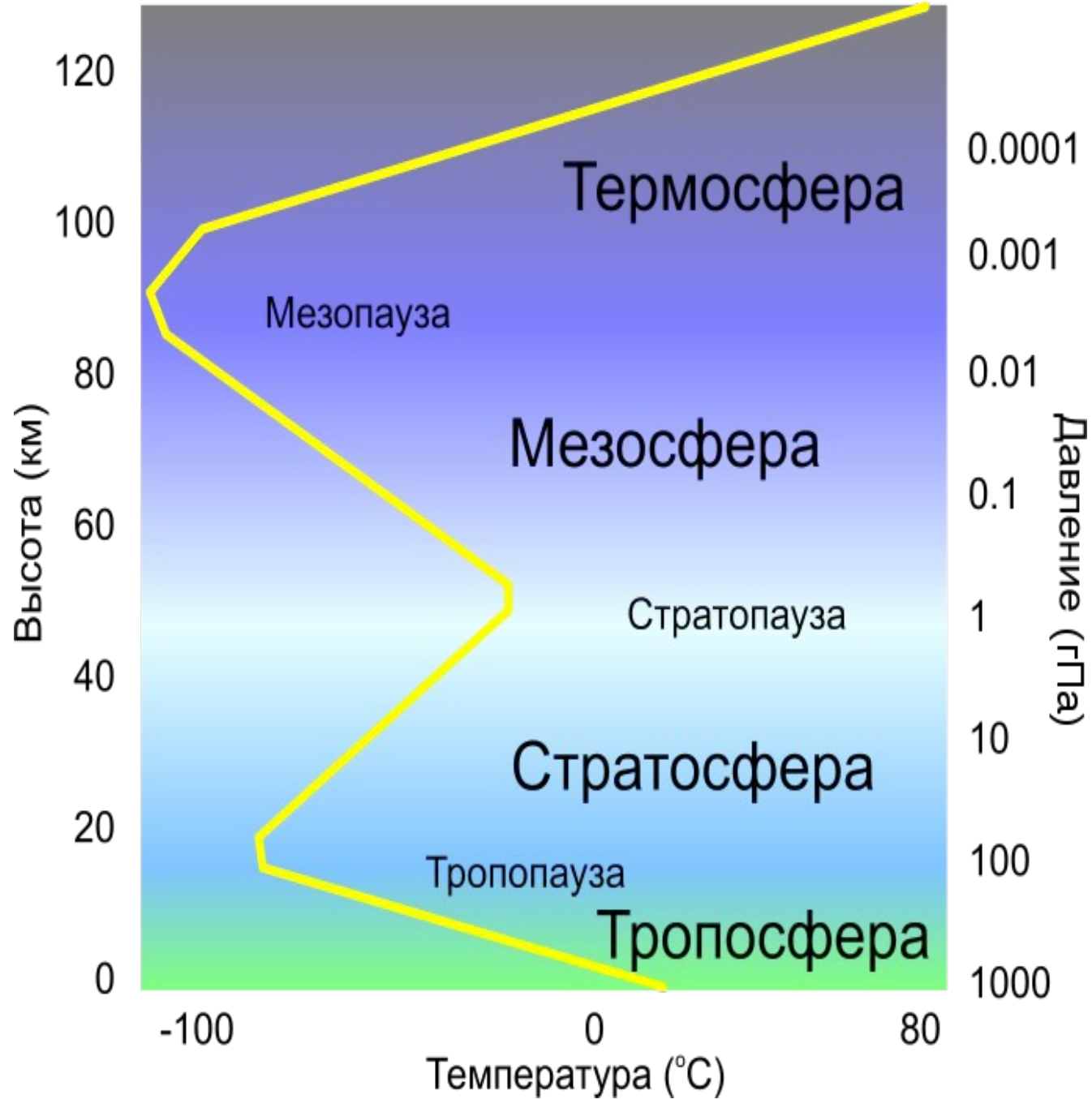
Воздух и атмосфера

СОСТАВ АТМОСФЕРНОГО ВОЗДУХА

Высота, км	1500	Ускользание H, He	H ⁺ H He O	Прото сфера
	500	O > N ₂ > O ₂		Экзо сфера
			p(O) = p(N ₂)	Метасфера
	200	Диффузия	N + O ₂ → NO + O N + NO → N ₂ + O	Термо сфера
	100	N ₂ > O ₂ > O	O _{max} O + O → O ₂	Мезопауза
	85		H	
	50	Гомосфера	OH CH ₄ + h ^v → CH ₃ + H NO CH ₄ + O → CH ₃ + OH	Мезос фера
		O > O ₃	Стратопауза	
		O ₃ = O NO ₂ → NO + O O ₃ > O N ₂ O → N ₂ + O	Стра тосфе ра	
15	Основной состав	Малые составляющие	Тропопауза	
	N ₂ 78,084%	CO ₂ O ₃	Тропос фера	
	O ₂ 20,946%	CH ₄ NO ₂		
	Ar 0,934%	N ₂ O H ₂ CO H ₂ O		



СТРОЕНИЕ АТМОСФЕРЫ



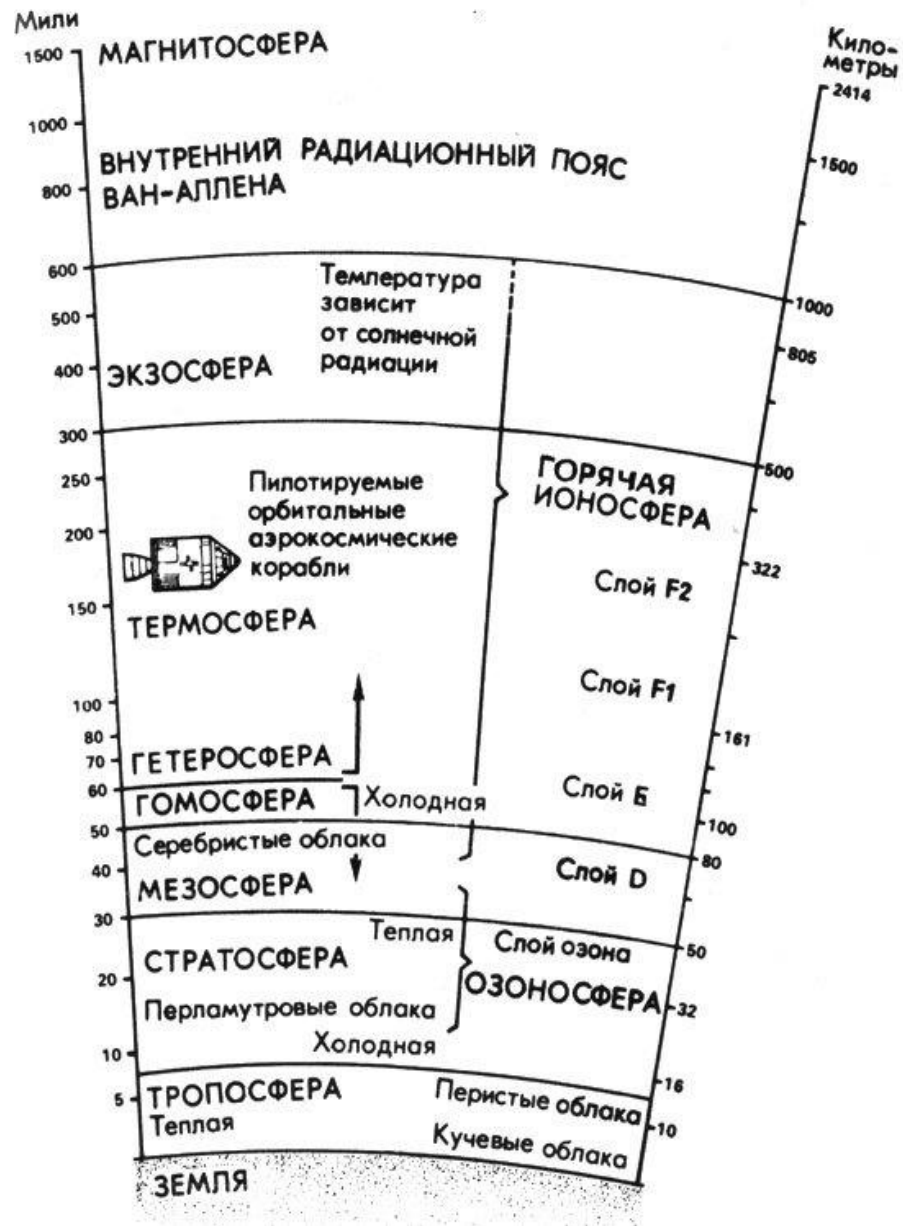
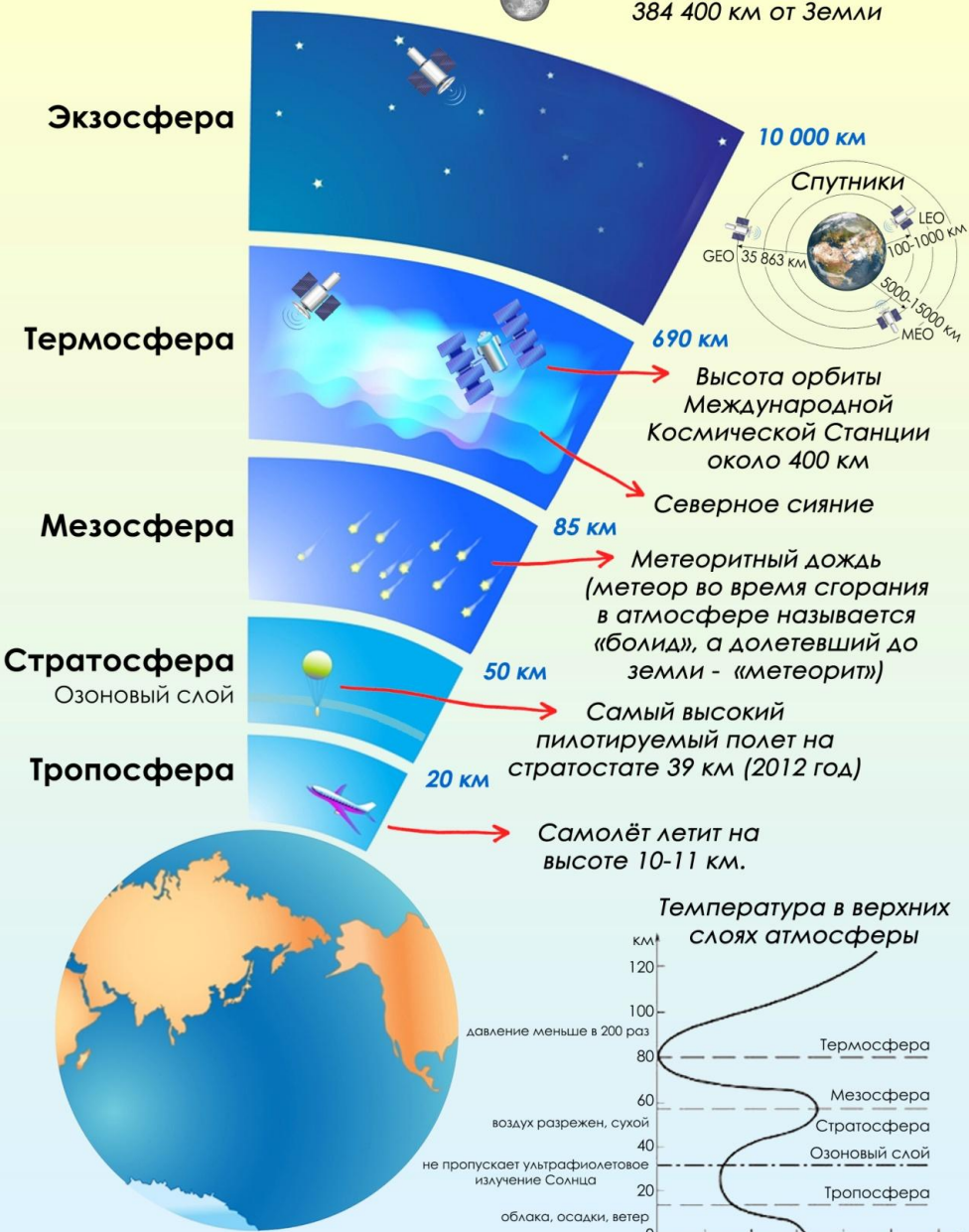
СЛОИ АТМОСФЕРЫ



Солнце находится на расстоянии 149 600 000 км от Земли



Луна находится на расстоянии 384 400 км от Земли



Влажность воздуха - содержание водяного пара в воздухе.

Упругость водяного пара e пропорциональна его плотности (содержанию в единице объема) и его абсолютной температуре.

Упругость насыщения E - упругость водяного пара в состоянии насыщения - максимальная упругость водяного пара, возможная при данной температуре.

Относительная влажность f - отношение фактической упругости e водяного пара, находящегося в воздухе, к упругости насыщения E при той же температуре, выраженное в процентах:

$$f = \frac{e}{E} 100\%$$

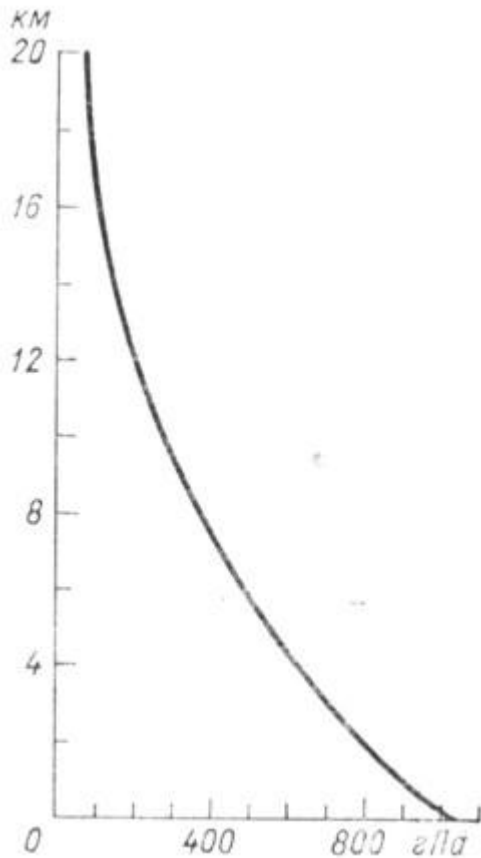
Уравнение состояния газов

Связь между давлением, температурой и плотностью для идеальных газов дается уравнением состояния газов:

$$\rho = p / RT,$$

где p – давление, T – температура по абсолютной шкале (К), R – газовая постоянная, зависящая от природы газа.

Давление



В настоящее время в метеорологии давление выражают в *миллибарах (мб)*.

Один миллибар - давление, которое сила в 1000 дин производит на площадь в один квадратный сантиметр.

Среднее атмосферное давление на уровне моря — 760 мм рт. ст. — близко к 1013 мб, а 750 мм рт. ст. эквивалентны 1000 мб.

Температура воздуха

Пересчёт температуры между основными шкалами

	Кельвин	Цельсий	Фаренгейт
Кельвин (K)	= K	= C + 273,15	= (F + 459,67) / 1,8
Цельсий (°C)	= K - 273,15	= C	= (F - 32) / 1,8
Фаренгейт (°F)	= K · 1,8 - 459,67	= C · 1,8 + 32	= F

По **шкале Кельвина** температура отсчитывается от абсолютного нуля (состояние, соответствующее минимальной теоретически возможной внутренней энергии тела), а один кельвин равен 1/273.16 расстояния от абсолютного нуля до тройной точки воды (состояния, при котором лёд, вода и водяной пар находятся в равновесии).

По **шкале Цельсия** за 0 принимают точку замерзания воды, а за 100° точку кипения воды при атмосферном давлении

В **шкале Фаренгейта** на 100 градусов разделён интервал от температуры самой холодной зимы в городе, где жил Фаренгейт, до температуры человеческого тела. Ноль градусов Цельсия — это 32 градуса Фаренгейта, а градус Фаренгейта равен 5/9 градуса Цельсия.

Плотность сухого воздуха

Плотность сухого воздуха определяется по формуле:

$$\rho = p / R_d T,$$

если плотность ρ измеряется в $г/см^3$,

давление p - в $дин/см^2$,

постоянная для сухого воздуха R_d равна $2,87 \cdot 10^6$.

Плотность влажного воздуха

Из общего давления воздуха p на долю сухого воздуха приходится давление $p - e$.

Уравнение состояния для сухого воздуха :

$$\rho_d = \frac{p - e}{R_d T}$$

Уравнение состояния для водяного пара, находящегося в смеси:

$$\rho_w = \frac{0.623e}{R_d T}$$

0,623 - отношение плотностей водяного пара и сухого воздуха.

Уравнение состояния для влажного воздуха:

$$\rho' = \frac{p}{R_d T} \left(1 - 0.377 \frac{e}{p} \right)$$

Вследствие малости отношения e/p можно с достаточной точностью приближенно написать:

$$1 - 0.377 \frac{e}{p} = \frac{1}{1 + 0.377 \frac{e}{p}}$$

тогда уравнение состояния для влажного воздуха примет вид

$$\rho' = \frac{p}{R_d T \left(1 + 0.377 \frac{e}{p} \right)}$$

Функция от температурь ρ' и упругости пара $T(1 + 0,377 \cdot e/p)$ - виртуальная температура T_v . Тогда: $\rho' = \frac{p}{R_d T_v}$

т. е. плотность влажного воздуха выражается уравнением состояния для сухого воздуха, но только с заменой истинной температуры на виртуальную.

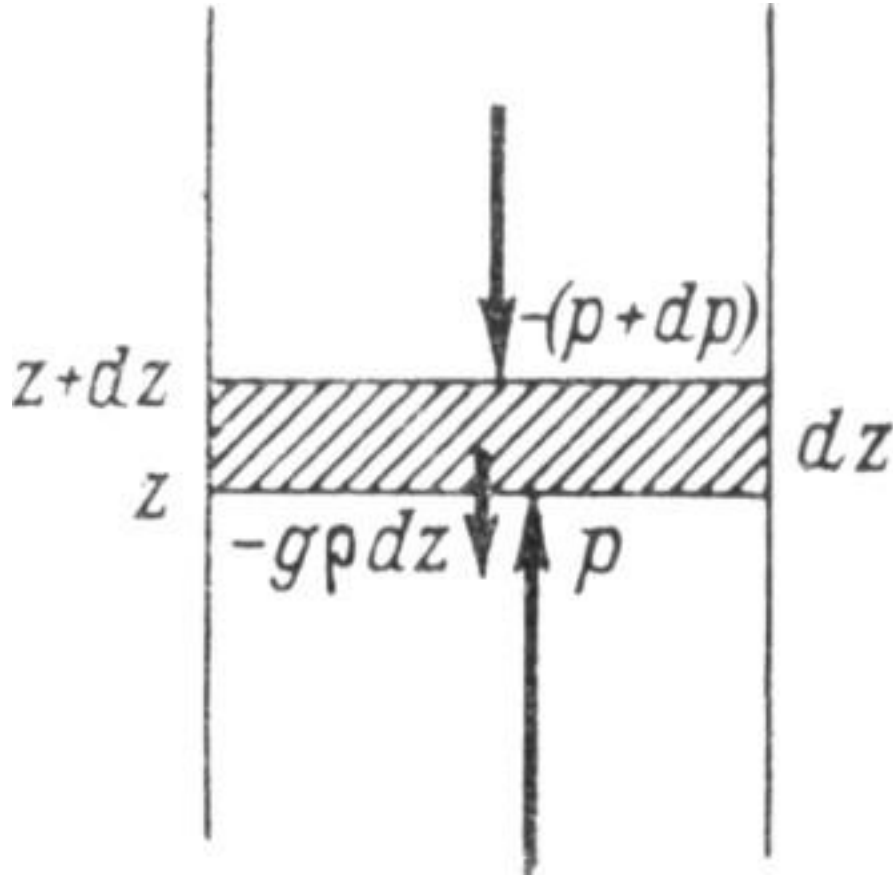
Виртуальная температура - это температура T_v , которую должен был бы иметь сухой воздух, чтобы его плотность равнялась плотности данного влажного воздуха с температурой T , давлением p и упругостью пара e .

Виртуальная температура всегда несколько выше истинной температуры влажного воздуха.

Высота однородной атмосферы

Если бы плотность воздуха не менялась с высотой, а оставалась на всех уровнях такой же, как у земной поверхности, то для высоты атмосферы получилась бы величина *около 8000 м* – **высота однородной атмосферы**.

Основное уравнение статики атмосферы



Силы, действующие

на элементарный объем воздуха

z – высота поверхности снизу,

$z + dz$ – высота поверхности на высоте,

dz – толщина слоя,

p – давление воздуха на нижнюю поверхность,

$p + dp$ – давление на верхней границе,

dz – объем,

ρ – плотность воздуха,

$\rho \cdot dz$ – масса воздуха,

$g\rho dz$ – сила тяжести.

Вниз направлены сила давления $p + dp$ и вес $g\rho dz$, следовательно, возьмем их с отрицательным знаком.

Вверх направлена сила давления p , которую возьмем с положительным знаком.

Основное уравнение статики атмосферы

Вниз направлены сила давления $p + dp$ и вес $g\rho dz$, следовательно, возьмем их с отрицательным знаком. Вверх направлена сила давления p , которую возьмем с положительным знаком.

Сумму всех этих трех сил приравняем к нулю и, таким образом, получим

$$-(p + dp) + p - g\rho dz = 0 \quad \text{или} \quad dp = -g\rho dz$$

$$\text{или} \quad -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{dp}{dz} - g = 0$$

dp/dz - падение давления на единицу прироста высоты, т. е.

вертикальный барический градиент (вертикальный градиент давления).

Основное уравнение статики атмосферы

Разделив на плотность ρ , мы получим $-1/\rho * dp/dz$ — **силу вертикального барического градиента**, отнесенную к единице массы и направленную вверх.

Второй член — это *сила тяжести*, действующая на ту же единицу массы и направленная вниз. Она равна силе барического градиента, но направлена в противоположную сторону.

Следовательно, **основное уравнение статики выражает условие равновесия между двумя силами, действующими на единицу массы воздуха по вертикали, — силой вертикального барического градиента и силой тяжести.**

Барометрическая формула ВЫСОТЫ

Проинтегрировав основное уравнение статики атмосферы, получим формулу

$$\ln \frac{p_2}{p_1} = -\frac{g}{RT_m} (z_2 - z_1)$$

Потенцируя ее, получим

$$p_2 = p_1 e^{-\frac{g}{RT_m} (z_2 - z_1)}$$

Это уравнение - **барометрическая формула высоты**.

Формула показывает, *как меняется атмосферное давление с высотой в зависимости от температуры воздуха.*

Применения барометрической формулы

С помощью барометрической формулы можно решить три задачи:

1. зная давление на одном уровне и среднюю температуру столба воздуха, найти давление на другом уровне;
2. зная давление на обоих уровнях и среднюю температуру столба воздуха, найти разность уровней (барометрическое нивелирование);
3. зная разность уровней и величины давления на них, найти среднюю температуру столба воздуха.

Барическая ступень

Быстрые подсчеты, связанные с изменением давления с высотой, можно делать с помощью барической ступени.

Напишем основное уравнение статики:

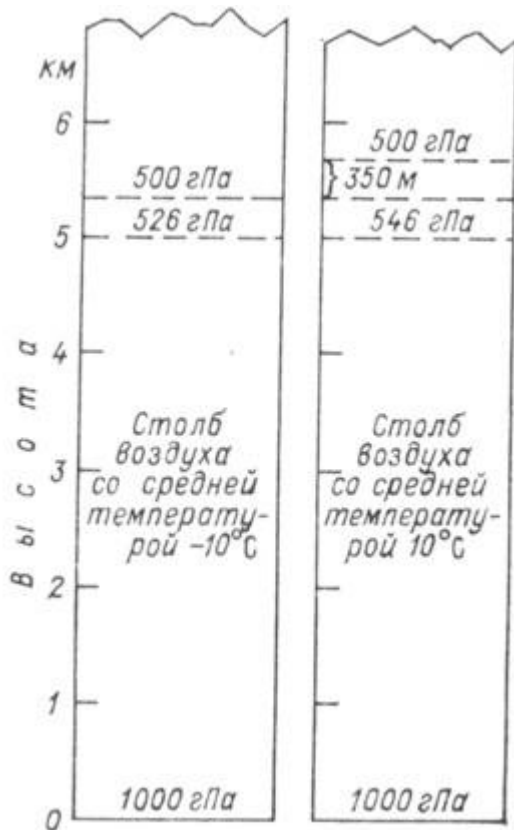
$$\frac{dz}{dp} = -\frac{RT}{gp}$$

Выражение dz/dp называется **барической ступенью** (или **барометрической ступенью**).

Барическая ступень — величина, обратная вертикальному барическому градиенту $-dp/dz$, составляющая, очевидно, прирост высоты, при котором атмосферное давление падает на единицу.

Из формулы видно, что барическая ступень обратно пропорциональна величине самого давления и прямо пропорциональна температуре воздуха.

Барическая ступень



Убывание атмосферного давления с высотой в зависимости от температуры воздушного столба

Теплые области в атмосфере являются в высоких слоях областями высокого давления, а холодные области — областями низкого давления

Адиабатические изменения состояния в атмосфере

Температура воздуха может изменяться и часто действительно изменяется **адиабатически**, *т. е. без теплообмена с окружающей средой.*

Если некоторая масса воздуха в атмосфере *адиабатически расширяется*, то давление в ней *падает*, а вместе с ним *падает и температура.*

При адиабатическом *сжатии* массы воздуха давление и температура в ней *растут.*

Сухоадиабатические изменения температуры

Закон, по которому происходят адиабатические изменения состояния в идеальном газе, с достаточной точностью применим к сухому воздуху, а также к ненасыщенному влажному воздуху. Этот **сухоадиабатический закон** выражается *уравнением сухоадиабатического процесса (уравнением Пуассона)*:

$$\frac{T}{T_0} = \left(\frac{p}{p_0}\right)^{\frac{AR}{c_p}}$$

Показатель AR/c_p равен 0,286, A — термический эквивалент работы.

Для влажного ненасыщенного воздуха вместо температуры T следует брать виртуальную температуру T_v .

Смысл уравнения Пуассона: если давление в массе сухого или ненасыщенного воздуха меняется от p_0 в начале процесса до p в конце процесса, то температура в этой массе меняется от T_0 в начале до T в конце процесса; при этом значения температуры и давления связаны написанным выше уравнением.

Сухоадиабатические изменения температуры при вертикальных движениях

Восходящий воздух адиабатически охлаждается, нисходящий воздух адиабатически нагревается.

$$\frac{dT_i}{dz} = - \frac{Ag}{c_p}$$

Значком, i указано, что температура относится к *индивидуальной* вертикально движущейся массе воздуха. Знак минус показывает, что при адиабатическом подъеме воздуха температура его падает, а при адиабатическом опускании возрастает. Величина Ag/c_p равна **$0,98^\circ/100 \text{ м}$** .

Вывод: при адиабатическом подъеме сухого или ненасыщенного воздуха температура на каждые 100 м подъема падает почти точно на один градус, а при адиабатическом опускании на 100 м температура растет на ту же величину.

Величина **$1^\circ/100 \text{ м}$** называется **сухоадиабатическим градиентом Γ_d** .

Влажноадиабатические изменения температуры

Уровень конденсации - высота, на которой воздух достигает состояния насыщения.

В поднимающемся насыщенном воздухе температура падает по **влажноадиабатическому закону** (а не по уравнению Пуассона).

Она падает тем медленнее, чем больше влагосодержание воздуха в состоянии.

Падение температуры в насыщенном воздухе при подъеме его на единицу высоты (100 м) называют **влажноадиабатическим градиентом Γ_s** .

Влажноадиабатический градиент при низких температурах приближается по величине к сухоадиабатическому.

При опускании *насыщенного* воздуха процесс может происходить по-разному:

1. Если в воздухе нет продуктов конденсации, то воздух, как только температура в нем начнет при опускании расти, сразу станет ненасыщенным. Поэтому воздух, опускаясь, будет нагреваться по *сухоадиабатическому* закону, т. е. на $1^\circ/100$ м.

2. Если же в воздухе есть капельки и кристаллы, то они при опускании и нагревании воздуха будут постепенно испаряться. При этом часть тепла воздушной массы перейдет в скрытую теплоту парообразования, и потому повышение температуры при опускании замедлится. В результате воздух останется насыщенным до тех пор, пока все продукты конденсации не перейдут в газообразное состояние. Температура в нем будет в это время повышаться по *влажноадиабатическому* закону: не на $1^\circ/100$ м, а на меньшую величину — именно на такую, на какую понизилась бы температура в восходящем насыщенном воздухе при тех же значениях температуры и давления.

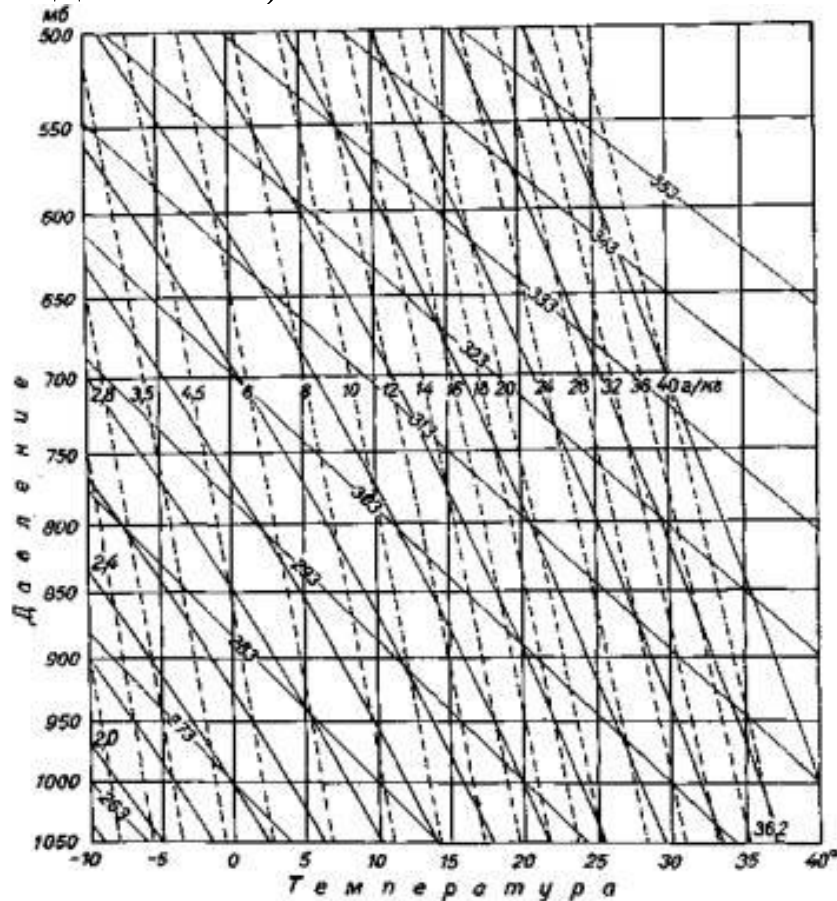
Псевдоадиабатический процесс

Псевдоадиабатический процесс – необратимый процесс воздушной массы, при котором она вернулась на прежний уровень, под прежнее давление, но не вернулась в исходное состояние: ее конечная температура оказалась более высокой, чем была начальная.

Адиабатная диаграмма

Адиабата - кривая, графически представляющая изменения температуры в вертикально движущемся воздухе.

Адиабатная диаграмма - график, на который нанесены семейства сухих и влажных адиабат для различных значений температуры и высоты (или давления).



Адиабатная диаграмма (сплошные линии с большим углом наклона — сухие адиабаты, с меньшим углом наклона — влажные адиабаты, прерывистые линии — изолинии удельной влажности для состояния насыщения)

Потенциальная температура

Потенциальная температура - температура, которую воздух получил бы при стандартном давлении (1000 мб):

$$Q = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{AR}{c_p}} = T \left(\frac{1000}{p} \right)^{0.288}$$

Также, приближенно:

$Q = T + z$, где z — число градусов, равное числу гектометров высоты.

При изменении состояния воздуха по сухоадиабатическому закону потенциальная температура воздуха не меняется.

Когда начинается конденсация и выделяется скрытая теплота, потенциальная температура возрастает.

Сухие адиабаты на адиабатной диаграмме являются **изолиниями равной потенциальной температуры** воздуха.

Вертикальное распределение температуры

Вертикальный градиент температуры $-dT/dz$ - изменение температуры в атмосфере на единицу высоты, обычно на 100 м.

Инверсия температуры – рост температуры воздуха с высотой.

Изотермия - температура в воздушном слое не меняется с высотой, т. е. вертикальный градиент ее равен нулю.

Если молекулярная температура с высотой меняется, то меняется также и потенциальная температура:

- если молекулярная температура падает с высотой на $1^\circ/100$ м, то потенциальная температура остается с высотой неизменной;
- если вертикальный градиент молекулярной температуры *меньше* $1^\circ/100$ м, потенциальная температура с высотой растет, причем растет тем быстрее, чем он меньше;
- если вертикальный градиент молекулярной температуры больше $1^\circ/100$ м, потенциальная температура с высотой убывает, причем убывает тем быстрее, чем больше градиент молекулярной температуры превышает $1^\circ/100$ м.