



УЕ 1.3. Физические свойства атмосферы

Рассматриваемые вопросы:

Давление воздуха.

Температура воздуха.

Плотность воздуха. Уравнение состояния газов. Виртуальная температура.

Изменение плотности воздуха и атмосферного давления с высотой

Барическая ступень и барометрическая формула.

Вертикальное распределение температуры.

Адиабатические процессы в атмосфере. Потенциальная температура.

Давление воздуха

Окружающая земной шар атмосфера имеет определенный вес и поэтому оказывает давление на земную поверхность и предметы, находящиеся на ней.

Наличие атмосферного давления было доказано в 1643 году известным опытом Торричелли, который был положен в основу принципа устройства ртутного барометра.

Атмосферным давлением называют гидростатическое давление, оказываемое атмосферным воздухом на все находящиеся в нем предметы.

Атмосферное давление в любой точке атмосферы равно весу вышележащего столба воздуха, простирающегося от поверхности земли до верхней границы атмосферы и имеющего сечение 1 см^2 . Каждый слой атмосферы испытывает давление вышележащих слоев и в свою очередь оказывает давление на нижележащие слои. Поэтому атмосферное давление с



МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ ИРКУТСКОЙ ОБЛАСТИ
Государственное бюджетное профессиональное образовательное учреждение
Иркутской области
«Иркутский гидрометеорологический техникум»

высотой убывает: на высоте 5,5 км оно примерно два раза меньше, чем у поверхности земли, на высоте 32 км – в сто раз, на высоте 96 км – в миллион раз меньше, чем у поверхности земли.

Атмосферное давление измеряется высотой ртутного столба в барометре, уравновешивающего это давление. Высота ртутного столба при одном и том же атмосферном давлении зависит от его температуры и от ускорения свободного падения. Чтобы исключить эту зависимость измеренную высоту ртутного столба приводят к температуре 0°C, к ускорению свободного падения на широте 45° и к уровню моря.

Единицей давления в СИ является Паскаль (Па). Один паскаль - это давление силой 1 Ньютон, которая приходится на площадь 1м² (1Па=1Н/м²).

В метеорологии атмосферное давление выражают в гектопаскалях (гПа), 1гПа = 100 Па.

До введения системы единиц СИ атмосферное давление выражали в миллибарах (1мбар=10⁻³бар). Наряду с миллибарами атмосферное давление выражалось в миллиметрах ртутного столба (мм рт.ст).

Соотношение этих единиц:

$$1 \text{ мбар} = 100 \text{ Па} = 1 \text{ гПа} = 0,75 \text{ мм рт. ст.};$$

$$1 \text{ мм рт. ст.} = 133,32 \text{ Па} = 1,33 \text{ мбар}.$$

Например: 97640 Па = 976,4 мбар = 976,4 гПа = 732,3 мм рт.ст.

Существует понятие «Международная стандартная атмосфера» (МСА). Международная стандартная атмосфера – это некоторая условная атмосфера, в которой распределение метеорологических величин является постоянным. Это распределение не зависит от географического района, от времени года и суток.



Для нее приняты следующие характеристики: состав сухого воздуха такой же, как и земной поверхности; давление на уровне моря $P_0 = 1013,25$ гПа = 760 мм рт. ст.; температура воздуха $T_0 = 15^{\circ}\text{C} = 288,15$ К; относительная влажность 0%; плотность $1,225\text{кг/м}^3$; ускорение свободного падения $g_0 = 9,80665$ м/с².

Нормальным (стандартным) атмосферным давлением называется давление, равное весу столба ртути высотой 760 мм при температуре 0°C на широте 45° на уровне моря.

Температура воздуха

Температура воздуха как физический параметр является мерой средней скорости движения молекул и характеризует тепловое состояние атмосферы.

Температура воздуха – важнейшая из характеристик погоды и климата. Она изменяется в течение суток, года, с высотой и в горизонтальном направлении.

Для измерения температуры существуют температурные шкалы. Наиболее широко распространены шкалы Цельсия и Кельвина.

Температуру в метеорологии принято выражать по *шкале Цельсия*. Градус шкалы Цельсия (1°C) составляет 1/100 интервала между точками таяния льда и кипения воды, которым присвоены значения соответственно 0°C и 100°C .

В теоретических расчетах применяется термодинамическая (абсолютная) *шкала Кельвина*. Эта шкала опирается на одну реперную точку – тройную точку воды (точка равновесия состояния трех фаз воды).

Единица этой шкалы называется кельвин и обозначается К.

Градус шкалы Кельвин (1К) определяется как 1/273,16 часть термодинамической температуры тройной точки воды, которая равна $0,01^{\circ}\text{C}$.



Связь между температурой по шкале Кельвина (Т) и температурой по шкале Цельсия:

$$T = t + 273,15$$

$$t = T - 273,15$$

например: $T = 282,3^{\circ}\text{K}$
 $t^{\circ}\text{C} = 282,3 - 273,15 = 9,15^{\circ}\text{C} \approx 9,2^{\circ}\text{C}$

При расчетах принимают, что 0°C соответствует $T = 273\text{K}$.

Плотность воздуха. Уравнение состояния газов.

Виртуальная температура

Плотностью воздуха ρ – это масса m воздуха, который находится в единице объема V :

$$\rho = \frac{m}{V} \quad (1)$$

Физическое состояние воздуха, как и всякого газа, Помимо плотности есть понятие удельного объема V , который показывает объем единицы массы газов и имеет величину обратную плотности:

$$V = \frac{1}{\rho}$$

Связь между давлением, удельным объемом и температурой выражается *уравнением состояния газов*:

$$PV = RT,$$

где P - давление, V – удельный объем газа, R – удельная газовая постоянная, T – абсолютная температура.

Плотность сухого воздуха можно определить по формуле:

$$\rho_c = \frac{P}{R_c T} \quad (2)$$



где ρ_c - плотность сухого воздуха, P – атмосферное давление (Па), R_c – универсальная газовая постоянная, равная 287 Дж/кг*К, T – температура (°К).

Подставим параметры стандартной атмосферы в выражение (2), получим значение плотности сухого воздуха при нормальных условиях:

$$\rho_c = \frac{101325}{287 * 273,15} = 1,293 \text{ кг/м}^3$$

Плотность влажного воздуха $\rho_{вл}$ равна сумме плотностей сухого воздуха и водяного пара:

$$\rho_{вл} = \rho_c + \rho_{п} \quad (3)$$

Для *водяного пара* уравнение состояния представлено формулой:

$$\rho_{п} = \frac{e}{R_{п}T}, \quad (4)$$

где $\rho_{п}$ и e – плотность и парциальное давление водяного пара при температуре T , а $R_{п}$ – удельная газовая постоянная водяного пара, равная 461,5 Дж/кг*К

Поскольку отношение

$$\frac{R_{п}}{R_c} = \frac{461,5}{287} = 1,622$$

Тогда выражение (4) преобразуется:

$$\rho_{п} = \frac{0,622e}{R_cT}, \quad (5)$$

Подставим выражения (2) и (5) в выражение (3) получим:

$$\rho_{вл} = \frac{P-e}{R_cT} + \frac{0,622e}{R_cT} = \frac{P}{R_cT} \left(1 - 0,378 \frac{e}{P} \right) \quad (6)$$

Сравнивая (6) с (2), видно, что плотность влажного воздуха мало отличается от плотности сухого воздуха при одинаковых давлении и



температуре, так как отношение $\frac{e}{p}$ очень мало. Лишь при высокой температуре и большой влажности воздуха различие между ρ_c и $\rho_{вл}$ становится заметным. Кроме того, при одинаковых температуре и давлении плотность влажного воздуха всегда меньше плотности сухого воздуха. Это объясняется тем, что во влажном воздухе часть сухого воздуха заменена водяным паром, молярная масса которого составляет лишь 0,622 от молярной массы сухого воздуха.

Виртуальная температура. Так как численное значение отношения $\frac{e}{p}$ очень мало, то допустимо преобразование

$$1 - 0,378 \frac{e}{p} = \frac{1}{1 + 0,378 \frac{e}{p}}$$

Тогда уравнение (6) можно записать в виде:

$$\rho_{вл} = \frac{p}{R_c T} \left(1 + 0,378 \frac{e}{p} \right)$$

Виртуальной температурой

$$T_v = T \left(1 + 0,378 \frac{e}{p} \right)$$

в метеорологии называют такую температуру, которую должен иметь сухой воздух, чтобы его плотность была равна плотности влажного воздуха при том же давлении.

Изменение плотности воздуха и атмосферного давления с высотой

Воздух является сжимаемым газом. Нижние слои атмосферы, прилегающие к земной поверхности, находятся под наибольшим давлением. С увеличением высоты давление уменьшается, а поэтому обычно плотность воздуха с высотой тоже убывает. Однако плотность зависит не только от давления, но и от температуры воздуха. Из уравнения состояния видно, что



МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ ИРКУТСКОЙ ОБЛАСТИ
Государственное бюджетное профессиональное образовательное учреждение
Иркутской области
«Иркутский гидрометеорологический техникум»

влияния изменений давления и температуры на плотность противоположны. Давление всегда уменьшается с высотой. Температура же, в отличие от давления, по крайней мере, в нижних 10-15 км, уменьшается лишь в среднем. Но понижение температуры обуславливает увеличение плотности. Поэтому плотность воздуха в среднем уменьшается с высотой не так быстро, как давление.

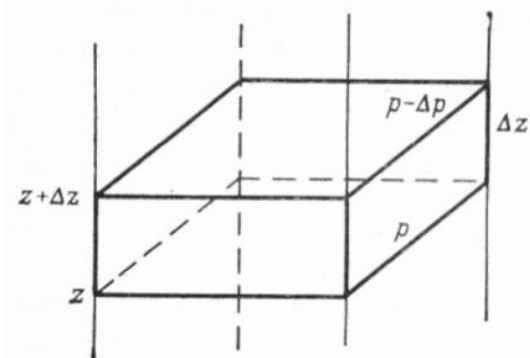
Возможны такие случаи, когда плотность увеличивается с высотой или остается постоянной. Характер изменения плотности зависит от скорости уменьшения температуры воздуха с высотой, т. е. от вертикального градиента температуры. При небольших его значениях плотность воздуха с высотой убывает. При градиенте температуры $3,4^{\circ}\text{C}/100$ м плотность не изменяется с высотой, а при градиентах, превышающих $3,4^{\circ}\text{C}/100$ м, она возрастает. В последнем случае атмосфера очень неустойчива. Однако такое ее состояние сохраняется недолго, так как верхний, более плотный воздух «опрокидывается» вниз, а нижний, более легкий, «всплывает» вверх. Но градиенты температуры, превышающие $3,4^{\circ}\text{C}/100$ м, наблюдаются только в тонкой прослойке атмосферы, прилегающей к деятельной поверхности.

Плотность воздуха обычно непосредственно не измеряется. Чаще она вычисляется с помощью уравнения состояния по известным температуре и давлению.

Изменение атмосферного давления с высотой. По мере увеличения высоты места над земной поверхностью вышележащий столб воздуха уменьшается и потому атмосферное давление с высотой убывает. Если бы плотность воздуха не изменялась в том же направлении, то уменьшение давления было бы пропорционально укорочению вышележащего столба воздуха, т. е. увеличению высоты места. В действительности плотность воздуха с высотой уменьшается, и закон изменения давления с высотой оказывается более сложным.



Основное уравнение статики.



Выделим в атмосфере вертикальный столб воздуха с поперечным сечением 1 см^2 . В этом столбе выделим очень тонкий слой, ограниченный снизу площадкой, расположенной на высоте z , а сверху - площадкой, расположенной на высоте $z + \Delta z$, так что Δz - толщина выделенного слоя. Примем, что эта толщина настолько мала, что в пределах данного слоя можно считать плотность воздуха неизменной по высоте.

Допустим, что выделенный объем находится в покое, т. е. не совершает ни горизонтального, ни вертикального движения. Тогда, если на высоте z давление равно p , на высоте $z + \Delta z$ оно должно быть меньше на величину Δp , равную весу выделенного элементарного объема воздуха, т. е. на величину $g\rho\Delta z$, где g - ускорение свободного падения, ρ - плотность воздуха в данном объеме, Δz - объем (так как по условию основание равно 1 см^2). Следовательно, уменьшение давления $-\Delta p$ при увеличении высоты на Δz равно

$$-\Delta p = g\rho\Delta z \quad (7)$$

Уравнение (7) называется основным уравнением статики, так как оно выражает закон изменения давления с высотой в покоящейся атмосфере.

Из уравнения (7) видно, что при подъеме на одну и ту же высоту (Δz) падение давления ($-\Delta p$) тем больше, чем больше плотность воздуха и ускорение свободного падения. Поскольку последнее изменяется в пространстве мало, то основную роль в изменении давления с высотой играет изменение плотности воздуха, которая с увеличением высоты, как правило,



убывает. Из сказанного следует, чем выше уровень, тем меньше падает давление при одинаковом вертикальном перемещении.

При одинаковом давлении плотность теплого воздуха меньше, чем холодного. Это приводит к тому, что в теплом воздухе давление с высотой уменьшается медленнее, чем в холодном. Поэтому при одинаковом давлении внизу на одинаковых высотах в холодной воздушной массе наблюдается более низкое, а в теплой более высокое давление.

Распределение давления характеризуется вертикальным барическим градиентом G_B .

$$G_B = -\frac{\Delta p}{\Delta z} = gp \quad (8)$$

Плотность воздуха выразим через температуру и давление, используя уравнение состояния. Тогда получим:

$$G_B = \frac{gp}{R_{сг}T} \quad (9)$$

Как видно из уравнения (9), вертикальный градиент давления зависит от самого давления и от температуры. Относительно быстрое уменьшение давления с высотой оказывает на G_B большее влияние, чем более медленное понижение температуры.

Изменение давление с высотой можно характеризовать величиной барометрической ступени.

Барометрическая ступень h – высота, на которую надо подняться или опуститься, чтобы давление изменилось на 1гПа. Эта величина, обратная вертикальному градиенту давления.

$$h = \frac{R_{сг}T}{gp} \quad (10)$$

Барическая ступень выражается в м/гПа.

Барической ступенью удобно пользоваться при решении практических задач, не требующих высокой точности, например для оценки изменения



давления по известной разности высот или, наоборот, при оценке изменения высот по известной разности давлений.

Для облегчения вычислений формулу (10) можно представить в более простом виде:

$$h = \frac{8000}{P} (1 + 0.004 * t)$$

где t – температура воздуха, °С, P – атмосферное давление, гПа, величина 0,004 – температурный коэффициент расширения воздуха (α)

При температуре 0°С и давлении 1000гПа барическая ступень равна 8м/гПа. Следовательно, при обычных условиях у земной поверхности надо подняться примерно на 8 метров, чтобы давление уменьшилось на 1 гПа. При повышении температуры барическая ступень увеличивается в $(1 + 0,004t)$, т.е. на 0,4% на каждый градус нагревания.

С высотой барометрическая ступень возрастает, т.к. из формулы видно, что она обратно пропорциональна величине атмосферного давления.

Барометрическая формула является одним из частных решений основного уравнения статики (7). С помощью барометрической формулы решают ряд практических задач:

- рассчитывают барическую ступень, необходимую для приведения давления к уровню моря;
- определяют давление p_1 на нижнем уровне, когда известны, z_2 , p_2 и t (приведение давления к уровня моря);
- определяют давление на какой-нибудь высоте, когда известны z_2 , p_0 и t_1 ;
- определяют превышение уровня z_2 над z_1 , когда известны p_1 , t_1 и p_2 , t_2 (проводится барометрическое нивелирование местности);



– рассчитывают высоту полетов разных летающих аппаратов на основе измеренного давления.

Приведение давления к уровню моря производится на всех метеостанциях, посылающих синоптические телеграммы. Чтобы давление, измеренное на разных высотах, было сравнимо, на синоптические карты наносятся значения давления, приведенные к единой эталонной отметке - уровню моря. При этом считается, что воздух сухой, а ускорение свободного падения не зависит от широты места и высоты.

Для приведения давления к уровню моря используют сокращенную формулу Лапласа:

$$Z_2 - Z_1 = 18400(1 + \alpha t) \lg \frac{p_1}{p_2} \quad (11)$$

где t - средняя температура слоя между давлением p_1 и p_2 , °С, α - температурный коэффициент расширения воздуха, 18400 - барометрическая постоянная, м.

Таким образом, зная давление и температуру на уровне z_2 можно найти давление (p_1) на уровне моря ($z_1 = 0$).

Вертикальное распределение температуры

Изменение температуры воздуха в вертикальном направлении характеризуется вертикальным градиентом.

Вертикальным градиентом температуры воздуха называется её изменение на каждые 100 метров высоты:

$$\gamma = - \frac{\Delta t}{\Delta z} * 100$$

где Δt - разность температур t_b на высоте z_b (верхний уровень) и t_n на высоте z_n (нижний уровень). Тогда



МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ ИРКУТСКОЙ ОБЛАСТИ
Государственное бюджетное профессиональное образовательное учреждение
Иркутской области
«Иркутский гидрометеорологический техникум»

$$\gamma = - \frac{t_B - t_H}{z_B - z_H} * 100 \quad (12)$$

где высоты z_B и z_H выражены в метрах, а γ - в $^{\circ}\text{C}/100$ м.

Из формулы (12) вытекает, что вертикальный градиент температуры положителен при падении температуры с высотой. Если температура в слое с высотой растет (инверсия), то вертикальный градиент температуры в нем отрицателен. Если температура в слое с высотой не изменяется (изотермия), то вертикальный градиент температуры в нем равен нулю.

Значения вертикального градиента температуры весьма изменчивы. Они меняются не только в зависимости от высоты, но и от времени суток, времени года и других факторов. Особенно большие изменения в пространстве и времени претерпевает вертикальный градиент температуры в пограничном слое атмосферы. Данные о вертикальном градиенте температуры в различных слоях атмосферы используются при составлении прогнозов погоды, метеообслуживании полетов реактивных самолетов, а также для оценки метеорологических условий при выводе спутников на орбиту и т. д.

Средний по высоте и по времени вертикальный градиент температуры в тропосфере составляет $0,65^{\circ}\text{C}/100$ м. Но в отдельные моменты в очень тонком слое атмосферы, непосредственно прилегающем к земной поверхности, он может в десятки, сотни и тысячи раз превосходить свое среднее значение. Зная вертикальный градиент температуры, легко определить температуру на любом уровне z , если известна температура t_0 на нижнем уровне:

$$t_z = t_0 - \gamma * z, \quad (13)$$

где z — высота в метрах.

Можно решить это уравнение также и относительно t_0 , т. е. определить температуру на нижнем уровне, если известна температура на высоте z :



$$t_0 = t_z + \gamma * z, \quad (14)$$

Такую задачу решают, например, для приведения температуры к уровню моря.

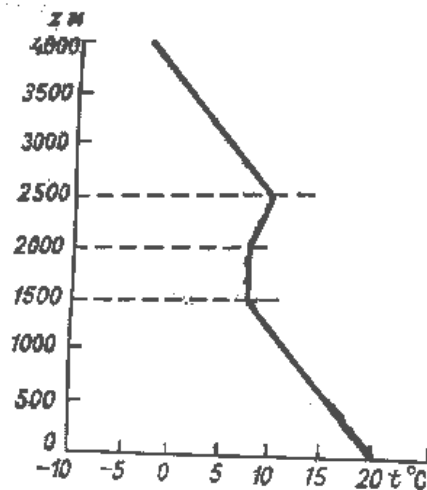


Рисунок 1 Кривая стратификации

Распределение температуры с высотой можно представить графически (рис. 1). Для этого удобно на вертикальной оси отложить высоту, а на горизонтальной - температуру. Точки, соответствующие, измеренным значениям температуры на разных высотах, соединяют отрезками прямой и получают ломаную линию, характеризующую распределение температуры с высотой.

Эта линия называется *кривой стратификации*. Из рисунка 1 видно, что до высоты 1500 м температура убывает с высотой, от 1500 до 2000 м отмечается изотермия, от 2000 до 2500 м - инверсия, а выше 2500 м температура опять убывает с высотой. На рис. 1 кривая стратификации построена по результатам наблюдений, выполненных на отдельных высотах, поэтому она представлена ломаной линией. Однако в природе изменение температуры с высотой происходит более плавно.

Адиабатические процессы в атмосфере.

Потенциальная температура

Адиабатические процессы. Адиабатическими процессами в газах, в том числе и в воздухе, называют изменения температуры и давления газа, происходящие без обмена теплом с окружающей средой. В атмосфере постоянно имеют место процессы, близкие к адиабатическим. Если



МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ ИРКУТСКОЙ ОБЛАСТИ
Государственное бюджетное профессиональное образовательное учреждение
Иркутской области
«Иркутский гидрометеорологический техникум»

некоторая порция воздуха движется вверх, то она попадает в слои с меньшим давлением и расширяется. На работу расширения затрачивается внутренняя энергия, в результате чего температура поднимающегося воздуха уменьшается. При опускании порции воздуха давление в ней увеличивается, воздух сжимается, и работа внешних сил по ее сжатию переходит во внутреннюю энергию воздуха, что проявляется в повышении его температуры.

Вертикальные перемещения крупных объемов воздуха в пределах не очень больших расстояний происходят почти без обмена теплом с окружающей средой, т. е. их можно считать адиабатическими. Строго адиабатических процессов в атмосфере не бывает, особенно в самом нижнем ее слое, где, в частности, происходит обмен теплом между воздухом и деятельной поверхностью. Адиабатичность нарушается также частичным перемешиванием периферийных частей вертикально перемещающегося объема воздуха с окружающей средой, радиационными процессами в нем (поглощением и излучением радиации) и др. Однако такой теплообмен происходит медленно, и в расчетах, не требующих очень большой точности, им можно пренебречь.

Таким образом, при поднятии воздуха температура его понижается, а при опускании возрастает. Восходящие движения воздуха возникают при тепловой конвекции или при его движении по фронтальной поверхности, по горному склону и т. п., а также в областях низкого давления. Нисходящие движения воздуха возникают при его опускании с гор и возвышенностей, а также в областях повышенного давления. Такие движения воздуха вызывают изменение его характеристик и потому играют важную роль в развитии различных атмосферных процессов, особенно в тропосфере. Адиабатическое изменение состояния воздуха может происходить и при отсутствии вертикальных его перемещений, например, когда на каком-либо уровне (в



том числе у земной поверхности) давление изменяется во времени. В этом случае при падении давления температура уменьшается, а при росте увеличивается. Однако эти изменения характеристик воздуха незначительны по сравнению с их изменениями при вертикальных его перемещениях.

Адиабатический процесс, протекающий в сухом воздухе или во влажном воздухе, но с ненасыщенным водяным паром, называется *сухоадиабатическим*. Зависимость между температурой и давлением воздуха в начальном и конечном состоянии при сухоадиабатическом процессе выражается уравнением Пуассона

$$\frac{T}{T_0} = \left(\frac{p}{p_0}\right)^{0,286} \quad (15)$$

где T_0 и p_0 — начальные температура и давление; T и p - температура и давление после адиабатического изменения состояния воздуха.

Изменение температуры сухого воздуха и воздуха с ненасыщенным паром при его адиабатическом вертикальном перемещении на 100 м называется *сухоадиабатическим вертикальным градиентом температуры*. Этот градиент выражается формулой

$$\gamma_a = - \frac{\Delta t}{\Delta z} = 0,98^\circ\text{C}/100\text{м} \approx 1,0^\circ\text{C}/100\text{ м},$$

где Δt - изменение температуры при изменении высоты на Δz м. Знак минус показывает, что при подъеме воздуха его температура понижается. Так как сухоадиабатический вертикальный градиент температуры равен почти $1^\circ\text{C}/100\text{ м}$, то при адиабатическом подъеме сухого воздуха или воздуха с ненасыщенным паром его температура на каждые 100 метров высоты понижается на 1°C , а при адиабатическом опускании на 100 метров растет на 1°C . Отсюда можно определить температуру поднимающейся порции воздуха на заданной высоте, если известна ее начальная температура t_0 :

$$t_z = t_0 - \gamma_a z \quad (16)$$

где z - высота в метрах.



Изменение температуры адиабатически поднимающегося или опускающегося сухого воздуха или воздуха с ненасыщенным паром можно представить графически (рис. 2). Для этого следует на оси ординат отложить высоту, а на оси абсцисс - температуру. Полученные точки будут лежать на прямой, которая называется сухой адиабатой.

Если выбрать на осях координат одинаковый масштаб для 1°C и для 100 м, то сухая адиабата будет наклонена к оси абсцисс под углом 45° .

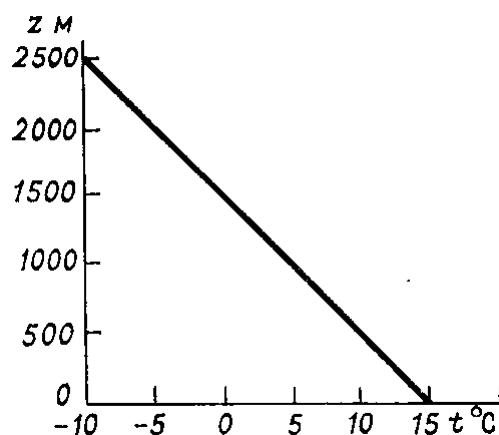


Рисунок 2 Сухая адиабата

Влажноадиабатические процессы в атмосфере

Влажноадиабатическим процессом называется адиабатическое изменение состояния воздуха, содержащего насыщенный водяной пар. Такой процесс происходит, например, при вертикальном перемещении воздуха с насыщенным паром. Относительная влажность поднимающегося влажного воздуха увеличивается, так что на некоторой высоте водяной пар, содержащийся в этом воздухе, достигает состояния насыщения. При дальнейшем подъеме воздуха в нем происходит конденсация пара. Высота, на которой водяной пар в поднимающемся воздухе становится насыщенным, называется *уровнем конденсации*. Эту высоту можно найти по формуле

$$h=122(t-t_d), \quad (17)$$

где t - температура воздуха, t_d - точка росы.

Если известна относительная влажность воздуха f , то высоту уровня конденсации можно определить также по формуле Ипполитова

$$H=22(100-f) \quad (18)$$



Влажноадиабатический градиент температуры. При адиабатическом подъеме воздуха выше уровня конденсации в нем происходит конденсация водяного пара и выделяется теплота конденсации, которая идет на нагревание воздуха. Образовавшиеся продукты конденсации в виде водяных капель или ледяных кристаллов могут оставаться в поднимающемся воздухе или выпадать в виде осадков. Если воздух вместе с образовавшимися в нем продуктами конденсации начинает опускаться, то в нем происходят обратные процессы, а именно: адиабатическое повышение температуры и испарение продуктов конденсации, сопровождающееся затратой тепла. Изменения температуры при одинаковом поднятии и опускании воздуха будут одинаковы по абсолютному значению. Изменение температуры поднимающегося или опускающегося воздуха с насыщенным паром при его вертикальном перемещении на 100 м называется *влажноадиабатическим градиентом температуры* γ_a' .

Влажноадиабатический градиент γ_a' всегда меньше сухоадиабатического γ_a , так как при подъеме единицы массы воздуха с насыщенным паром выделяется теплота конденсации Δq , которая уменьшает адиабатическое падение температуры на величину $\Delta t = \frac{\Delta q}{c_u}$, где c_u - удельная теплоемкость воздуха при постоянном объеме. При опускании воздуха часть получаемого им тепла затрачивается на испарение имеющихся в нем капель воды, в результате чего рост температуры уменьшается на такую же величину. Поэтому влажноадиабатический градиент

$$\gamma_a' = \gamma_a - \frac{\Delta q}{100 c_u} \quad (19)$$

Влажноадиабатический градиент температуры, в отличие от сухоадиабатического, не является постоянной величиной. Он изменяется в зависимости от температуры поднимающегося воздуха и от давления. При



МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ ИРКУТСКОЙ ОБЛАСТИ
Государственное бюджетное профессиональное образовательное учреждение
Иркутской области
«Иркутский гидрометеорологический техникум»

понижении температуры влагосодержание воздуха уменьшается, в результате чего влажноадиабатический градиент температуры увеличивается. Чем больше выделяется теплоты конденсации, тем медленнее убывает температура поднимающегося воздуха. С уменьшением давления влажноадиабатический градиент температуры уменьшается, так как уменьшается плотность воздуха, следовательно, и его удельная теплоемкость (таблица 1).

Если воздух с насыщенным паром поднимается, то его температура и давление непрерывно уменьшаются.

Таблица 1 Влажноадиабатический градиент при разных значениях температуры и давлении.

P, гПА	Температура, °C				
	-20	-10	0	+10	+20
1000	0,87	0,77	0,65	0,53	0,44
900	0,86	0,75	0,64	0,52	0,42
800	0,85	0,73	0,62	0,50	0,40
700	0,83	0,72	0,59	0,47	0,38
500	0,77	0,64	0,52	0,41	0,33

Из таблицы 1 видно, что уменьшение температуры влияет на влажноадиабатический градиент сильнее, чем уменьшение давления. Поэтому по мере подъема воздуха количество выделяющейся теплоты конденсации уменьшается, так что влажноадиабатический градиент увеличивается, приближаясь к сухоадиабатическому, т. е. к $1\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$.

Псевдоадиабатические процессы. В атмосфере нередко имеют место случаи, когда при восходящих движениях воздуха продукты конденсации не



остаются в поднимающемся воздухе, а выпадают из него в виде осадков. Предположим, что поднимается влажный воздух с насыщенным паром. До уровня конденсации его температура понижается на $1\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Выше уровня конденсации его температура понижается с влажноадиабатическим градиентом в среднем на $0,5-0,7^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Пусть при этом продукты конденсации выпадают в виде осадков. В таком случае влагосодержание воздуха уменьшается. Допустим, что на некотором уровне воздух становится совершенно сухим. Если этот воздух начнет опускаться, то его нагревание будет происходить уже по сухоадиабатическому закону, т. е. на $1^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Поэтому, на исходный уровень воздух вернется с более высокой температурой, чем его первоначальная температура. Такой процесс называется *псевдоадиабатическим*. Псевдоадиабатические процессы являются условием образования местного ветра - фена.

Потенциальная температура. При адиабатическом изменении состояния, например при вертикальном перемещении воздуха, его температура заметно изменяется. Например, если воздух с температурой 15°C адиабатически поднимается от подножия горы на высоту 500 м , то его температура понизится на 5°C , т. е.

$$t_{500} = 15 - \frac{500}{100} = 10^{\circ}\text{C}.$$

Такое понижение температуры вызвано не теплоотдачей рассматриваемого воздуха в окружающее пространство, а тем, что он совершил работу расширения. Если же воздух вновь опустится к подножию горы, то, нагрившись при опускании на 5°C , он снова примет прежнюю температуру 15°C . Отсюда видно, что обычная температура воздуха характеризует только чисто «тепловое» его состояние, т. е. его внутреннюю энергию, связанную с тепловым движением молекул. Но она не



характеризует энергию воздуха, обусловленную давлением, под которым он находится. Иначе говоря, такая температура не характеризует энергию, которую отдельный объем воздуха может терять, совершая работу расширения, или же получать в результате работы внешних сил по его сжатию. При этом теплообмена между рассматриваемым объемом и окружающей средой не происходит, т. е. процесс остается адиабатическим.

Поэтому для сравнения полной энергии порций воздуха, находящихся на разных уровнях, т. е. при разном давлении, обычной его температуры уже недостаточно и вводится потенциальная температура. **Потенциальной температурой** называется температура, которую примет воздух, если его сухоадиабатически привести к давлению 1000гПа. Потенциальную температуру обычно обозначают θ . Для ее вычисления можно воспользоваться формулой Пуассона. Если в ней $p = 1000$ гПа, то T будет равно θ :

$$\frac{\theta}{T_0} = \left(\frac{1000}{p_0}\right)^{0,286}$$

или

$$\theta = T_0 \left(\frac{1000}{p_0}\right)^{0,286} \quad (20)$$

где p_0 и T_0 — давление и температура воздуха.

Можно приближенно определить потенциальную температуру воздуха θ_z на любой высоте z , если принять, что давление на уровне моря равно 1000гПа. Если порция воздуха находится выше уровня моря, то ее мысленно опускают до уровня моря и учитывают, что ее температура при опускании на каждые 100 м будет повышаться на 1 °С. Если же порция воздуха находится ниже уровня моря, то для определения потенциальной температуры ее следует мысленно поднять на этот уровень, учитывая, что при подъеме на каждые 100 м температура ее будет понижаться на 1 °С.



МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ ИРКУТСКОЙ ОБЛАСТИ
Государственное бюджетное профессиональное образовательное учреждение
Иркутской области
«Иркутский гидрометеорологический техникум»

При сухоадиабатических процессах потенциальная температура не изменяется. В частности, она остается постоянной в отдельном вертикально перемещающемся объеме воздуха. Это ее свойство имеет важное значение для характеристики воздушных масс и для анализа атмосферных процессов. Предположим, например, что у земной поверхности давление составляет 1000 гПа и температура воздуха 288 К. Тогда потенциальная температура на этом уровне равна молекулярной, т. е. тоже 288К. Если отдельный объем этого воздуха адиабатически поднимется на высоту 500 м, то температура его понизится до 283К. Потенциальную температуру этого воздуха можно найти, если мысленно вновь адиабатически опустить его на земную поверхность. Тогда его потенциальная температура будет $\theta=283+500/100=288\text{К}$. Следовательно, потенциальная температура рассматриваемого объема воздуха при адиабатическом процессе действительно не изменилась. С какого бы уровня ни был опущен один и тот же поднимающийся объем воздуха к уровню с давлением 1000 гПа, он, адиабатически нагревшись, будет на указанном уровне принимать одну и ту же температуру. В окружающей же, как бы «неподвижной» атмосфере потенциальная температура может любым образом изменяться с высотой, за исключением того случая, когда вертикальный градиент температуры равен сухоадиабатическому. В последнем случае потенциальная температура в атмосфере с высотой не изменяется.

Если вертикальный градиент температуры меньше $1^\circ\text{C}/100\text{ м}$, то потенциальная температура в атмосфере растет с высотой, и тем сильнее, чем меньше вертикальный градиент температуры. При изотермии, когда вертикальный градиент равен нулю, потенциальная температура растет на 1°C на каждые 100 м высоты. В слое инверсии она растет с высотой еще быстрее. Когда вертикальный градиент температуры больше $1^\circ\text{C}/100\text{ м}$, то



МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ ИРКУТСКОЙ ОБЛАСТИ
Государственное бюджетное профессиональное образовательное учреждение
Иркутской области
«Иркутский гидрометеорологический техникум»

потенциальная температура в атмосфере убывает с высотой, и тем быстрее, чем больше вертикальный градиент температуры.